G
2807
.S6
F7
G70/Atlas

MAP LIBRARY / CARTOTHEQUE

LIBRARY / BIBLIOTHÈQUE

DEC 5 1991

GEOLOGICAL SURVEY
COMMISSION GÉOLOGIQUE

Geological Survey of Canada

Commission géologique du Canada

FRONTIER GEOSCIENCE PROGRAM

EAST COAST BASIN ATLAS SERIES

SCOTIAN SHELF

LE PROGRAMME GÉOSCIENTIFIQUE DES RÉGIONS PIONNIÈRES

SÉRIE DES ATLAS DES BASSINS DE LA CÔTE EST

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE

Atlantic Geoscience Centre
Dartmouth, Nova Scotia
Canada

Centre géoscientifique de l'Atlantique
Dartmouth, Nouvelle-Écosse
Canada

1991

This document was produced by scanning the original publication.

Ce document est le produit d'une numérisation par balayage de la publication originale.

Co-ordinators / Coordonateurs
D. I. Ross, C. F. M. Lewis

Assistant co-ordinator / Coordonateur adjoint
R. D. Howie

Scientific co-ordinator / Coordonateur scientifique
D. Cant

Editor / Réviseur
J. L. Bates

Critical scientific review / Révision scientifique
J. S. Bell, B. Bornhold, G. D. Mossop

Colour separations / Séparation des couleurs
Herzig Somerville Limited and Intercontinental Maps and Charts Limited, Toronto, Ontario, and the Geophysics Division and Geoscience Information Division of the Geological Survey of Canada in co-operation with the Canada Land Data Systems Division of Environment Canada, Ottawa, Ontario. / Herzig Somerville Limited et Intercontinental Maps and Charts Limited de Toronto (Ontario), et Division de géophysique et Division d'informations géoscientifiques de la Commission géologique du Canada, en coopération avec Division les systèmes de données sur les terres du Canada, Environnement Canada de Ottawa (Ontario).

Printing / Imprimée
Intercontinental Maps and Charts Limited, Toronto, Ontario

© Minister of Supply and Services Canada 1991 / Ministre des Approvisionnements et Services, Canada, 1991

Available in Canada from: / Les Atlas s'obtiennent au Canada à l'adresse suivante:

Atlantic Geoscience Centre
Geological Survey of Canada
Bedford Institute of Oceanography
P. O. Box 1006
Dartmouth, Nova Scotia
CANADA
B2Y 4A2
Ph. / tél. (902) 426-2773
FAX / facsimilé (902) 426-4266

Critical comments may be forwarded to J. L. Bates at the same address. / Commentaires et critiques peuvent être envoyés à J. L. Bates à l'adresse ci-dessus.

Cat. No. M40-48/2-1991
ISBN 0-660-56531-5
0-660-54784-8 (set / serie)

Cover / En converture: The area of study, Scotian Shelf, is outlined on Map 800A (1987) of the Canadian Hydrographic Service, Department of Fisheries and Oceans. / La zone étudiée, la plate-forme Néo-Écossaise, est mise en évidence sur la carte 800A (1987) du Service hydrographique canadien, du Départment des Pêches et Océans.

TABLE OF CONTENTS

Foreword - *E. A. Babcock* v

Preface - *D. Cant* vii

Acknowledgments ix

Introduction 1

Introduction 1: General Stratigraphy and Type Logs - *D. Cant* 1

Introduction 2: Bathymetry and Physiographic Features 3

Introduction 3: Well Locations - *J. A. Wade and P. N. Moir* 5

Introduction 4: Seismic Coverage - *B. C. MacLean* 7

Regional Geology and Geophysics 9

Regional Geology and Geophysics 1: Magnetic Anomaly - *K. G. Shih, R. Macnab, S. D. Dods, and J. Woodside* 9

Regional Geology and Geophysics 2: Gravity Anomaly - *K. G. Shih, R. Macnab, R. K. McConnell, D. B. Hearty, J. F. Halpenny, and J. Woodside* 11

Regional Geology and Geophysics 3: Nova Scotian Margin Crustal Transect - *W. Kay, B. C. MacLean, and C. E. Keen* 13

Regional Geology and Geophysics 4: Crustal Stresses, Earthquakes, and Crustal Thickness - *J. S. Bell and J. Adams* 15

Regional Geology and Geophysics 5: Plate Reconstructions, Bathymetry - *S. P. Srivastava, S. Levesque, W. R. Roest, and J. Verhoef* 17

Regional Geology and Geophysics 6: Plate Reconstructions, Gravity and Magnetic Anomalies - *S. P. Srivastava, S. Levesque, W. R. Roest, and J. Verhoef* 19

Regional Geology and Geophysics 7: Plate Reconstruction, Bathymetry, Blake Spur Magnetic Anomaly - *S. P. Srivastava, S. Levesque, W. R. Roest, and J. Verhoef* 21

Regional Geology and Geophysics 8: Bedrock Geology - *B. V. Sanford, G. B. J. Fader, and P. N. Moir* 23

Regional Geology and Geophysics 9: Pre-Mesozoic Basement and Mesozoic Igneous Rock Occurrences - *L. F. Jansa* 25

Biostratigraphy and Maturation Data 27

Biostratigraphy and Maturation Data 1: Location Map and Zonations - *R. A. Fensome, G. L. Williams, P. Ascoli, M. S. Barss, J. P. Bujak, E. H. Davies, P. H. Doevan, and W. C. MacMillan* 27

Biostratigraphy and Maturation Data 2: Palynological and Micropaleontological Data - *P. Ascoli, M. S. Barss, J. P. Bujak, E. H. Davies, F. M. Gradstein, R. A. Fensome, J. K. Lentin, G. L. Williams, and W. C. MacMillan* 29

Biostratigraphy and Maturation Data 3: Palynostratigraphic Cross-sections - *R. A. Fensome, G. L. Williams, J. P. Bujak, E. H. Davies, and W. C. MacMillan* 31

Biostratigraphy and Maturation Data 4: Palynostratigraphic Cross-sections - *R. A. Fensome, G. L. Williams, J. P. Bujak, E. H. Davies, and W. C. MacMillan* 33

Biostratigraphy and Maturation Data 5: Selected Wells - *P. Ascoli, M. P. Avery, M. S. Barss, J. P. Bujak, E. H. Davies, R. A. Fensome, P. A. Hacquebard, J. K. Lentin, W. C. MacMillan, J. A. Wade, and G. L. Williams* 35

Biostratigraphy and Maturation Data 6: Selected Wells - *P. Ascoli, M. P. Avery, M. S. Barss, J. P. Bujak, E. H. Davies, R. A. Fensome, P. A. Hacquebard, J. K. Lentin, W. C. MacMillan, J. A. Wade, and G. L. Williams* 37

Biostratigraphy and Maturation Data 7: Selected Wells - *P. Ascoli, M. P. Avery, M. S. Barss, J. P. Bujak, E. H. Davies, R. A. Fensome, P. A. Hacquebard, J. K. Lentin, W. C. MacMillan, J. A. Wade and G. L. Williams* 39

Biostratigraphy and Maturation Data 8: Selected Wells - *P. Ascoli, M. P. Avery, M. S. Barss, J. P. Bujak, E. H. Davies, R. A. Fensome, P. A. Hacquebard, J. K. Lentin, W. C. MacMillan, J. A. Wade and G. L. Williams* 41

Biostratigraphy and Maturation Data 9: Kerogen-type Plots - *M. S. Barss, J. P. Bujak, J. K. Lentin, G. L. Williams, and W. C. MacMillan* 43

Biostratigraphy and Maturation Data 10: Kerogen-type Plots - *M. S. Barss, J. P. Bujak, J. K. Lentin, G. L. Williams, and W. C. MacMillan* 45

Biostratigraphy and Maturation Data 11: Kerogen-type Plots - *M. S. Barss, J. P. Bujak, J. K. Lentin, G. L. Williams, and W. C. MacMillan* 47

Biostratigraphy and Maturation Data 12: Kerogen-type Plots - *M. S. Barss, J. P. Bujak, J. K. Lentin, G. L. Williams, and W. C. MacMillan* 49

Lithostratigraphy 51

Lithostratigraphy 1: Southwest-northeast Strike Section - *J. A. Wade* 51

Lithostratigraphy 2: North-south Dip Section - *J. A. Wade* 53

Lithostratigraphy 3: Pre-Mesozoic Basement, and Mohican Formation and Equivalents - *J. A. Wade* 55

Lithostratigraphy 4: Mic Mac and Abenaki Formations - *J. A. Wade* 57

Lithostratigraphy 5: Missisauga Formation - *J. A. Wade* 59

Lithostratigraphy 6: Logan Canyon Formation - *J. A. Wade* 61

Lithostratigraphy 7: Dawson Canyon and Wyandot Formations - *J. A. Wade* 63

Lithostratigraphy 8: Isopach Maps - Roseway Unit and Abenaki Formation - *L. F. Jansa and P. B. Lake* 65

Lithostratigraphy 9: Lithofacies and Depositional Environment - Scatarie and Baccaro Members - *L. F. Jansa and P. B. Lake* 67

Lithostratigraphy 10: Carbonate Buildup Morphology - *L. F. Jansa* 69

Lithostratigraphy 11: Overpressure 1 - *J. A. Wade* 71

Lithostratigraphy 12: Overpressure 2 - *J. A. Wade* 73

Structure and Isopach 75

Structure and Isopach 1: Depth to Pre-Mesozoic Basement and Oceanic Layer 2 - *B. C. MacLean* 75

Structure and Isopach 2: Depth to Scatarie Member and Oceanic Horizon J2 - *B. C. MacLean* 77

Structure and Isopach 3: Depth to Top of Jurassic and Oceanic Horizon J1 - *B. C. MacLean* 79

Structure and Isopach 4: Depth to "O" Marker and Oceanic Horizon β - *B. C. MacLean* . . . 81

Structure and Isopach 5: Depth to Petrel Marker - *B. C. MacLean* 83

Structure and Isopach 6: Depth to Wyandot Formation and Oceanic Horizon A* - *B. C. MacLean* 85

Structure and Isopach 7: Isopach Map of Top of Jurassic to Basement and Oceanic Horizon J1 to Layer 2 - *B. C. MacLean* 87

TABLE DES MATIÈRES

Avant-propos - *E. A. Babcock* v

Préface - *D. Cant* vii

Remerciements ix

Introduction 1

Introduction 1: Stratigraphie générale et diagraphies types - *D. Cant* 1

Introduction 2: Bathymétrie et entités physiographiques 3

Introduction 3: Emplacements des puits - *J. A. Wade et P. N. Moir* 5

Introduction 4: Couverture sismique - *B. C. MacLean* 7

Géologie et géophysique régionales 9

Géologie et géophysique régionales 1: Anomalie magnétique - *K. G. Shih, R. Macnab, S. D. Dods, et J. Woodside* 9

Géologie et géophysique régionales 2: Anomalie gravimétrique - *K. G. Shih, R. Macnab, R. K. McConnell, D. B. Hearty, J. F. Halpenny, et J. Woodside* 11

Géologie et géophysique régionales 3: Transect de la croûte de la marge Néo-Écossaise - *W. Kay, B. C. MacLean, et C. E. Keen* 13

Géologie et géophysique régionales 4: Contraintes dans la croûte, tremblements de terre, et épaisseur de la croûte - *J. S. Bell et J. Adams* 15

Géologie et géophysique régionales 5: Reconstitutions des plaques lithosphériques, bathymétrie - *S. P. Srivastava, S. Levesque, W. R. Roest, et J. Verhoef* 17

Géologie et géophysique régionales 6: Reconstitutions des plaques lithosphériques, anomalies gravimétriques et magnétiques - *S. P. Srivastava, S. Levesque, W. R. Roest, et J. Verhoef* 19

Géologie et géophysique régionales 7: Reconstitution des plaques lithosphériques, bathymétrie, anomalie magnétique de l'éperon Blake - *S. P. Srivastava, S. Levesque, W. R. Roest, et J. Verhoef* 21

Géologie et géophysique régionales 8: Géologie du substratum rocheux - *B. V. Sanford, G. B. J. Fader, et P. N. Moir* 23

Géologie et géophysique régionales 9: Socle prémésozoïque et roches ignées du mésozoïque - *L. F. Jansa* 25

Biostratigraphie et données de maturation 27

Biostratigraphie et données de maturation 1: Carte de localisation et zonations - *R. A. Fensome, G. L. Williams, P. Ascoli, M. S. Barss, J. P. Bujak, E. H. Davies, P. H. Doevan, et W. C. MacMillan* 27

Biostratigraphie et données de maturation 2: Données palynologiques et micropaléontologiques - *P. Ascoli, M. S. Barss, J. P. Bujak, E. H. Davies, F. M. Gradstein, R. A. Fensome, J. K. Lentin, G. L. Williams, et W. C. MacMillan* 29

Biostratigraphie et données de maturation 3: Coupes palynostratigraphiques - *R. A. Fensome, G. L. Williams, J. P. Bujak, E. H. Davies, et W. C. MacMillan* 31

Biostratigraphie et données de maturation 4: Coupes palynostratigraphiques - *R. A. Fensome, G. L. Williams, J. P. Bujak, E. H. Davies, et W. C. MacMillan* 33

Biostratigraphie et données de maturation 5: Puits sélectionnés - *P. Ascoli, M. P. Avery, M. S. Barss, J. P. Bujak, E. H. Davies, R. A. Fensome, P. A. Hacquebard, J. K. Lentin, W. C. MacMillan, J. A. Wade, et G. L. Williams* 35

Biostratigraphie et données de maturation 6: Puits sélectionnés - *P. Ascoli, M. P. Avery, M. S. Barss, J. P. Bujak, E. H. Davies, R. A. Fensome, P. A. Hacquebard, J. K. Lentin, W. C. MacMillan, J. A. Wade, et G. L. Williams* 37

Biostratigraphie et données de maturation 7: Puits sélectionnés - *P. Ascoli, M. P. Avery, M. S. Barss, J. P. Bujak, E. H. Davies, R. A. Fensome, P. A. Hacquebard, J. K. Lentin, W. C. MacMillan, J. A. Wade et G. L. Williams* 39

Biostratigraphie et données de maturation 8: Puits sélectionnés - *P. Ascoli, M. P. Avery, M. S. Barss, J. P. Bujak, E. H. Davies, R. A. Fensome, P. A. Hacquebard, J. K. Lentin, W. C. MacMillan, J. A. Wade et G. L. Williams* 41

Biostratigraphie et données de maturation 9: Diagrammes des types de kérogène - *M. S. Barss, J. P. Bujak, J. K. Lentin, G. L. Williams, et W. C. MacMillan* 43

Biostratigraphie et données de maturation 10: Diagrammes des types de kérogène - *M. S. Barss, J. P. Bujak, J. K. Lentin, G. L. Williams, et W. C. MacMillan* 45

Biostratigraphie et données de maturation 11: Diagrammes des types de kérogène - *M. S. Barss, J. P. Bujak, J. K. Lentin, G. L. Williams, et W. C. MacMillan* 47

Biostratigraphie et données de maturation 12: Diagrammes des types de kérogène - *M. S. Barss, J. P. Bujak, J. K. Lentin, G. L. Williams, et W. C. MacMillan* 49

Lithostratigraphie 51

Lithostratigraphie 1: Coupe sud-ouest à nord-est - *J. A. Wade* 51

Lithostratigraphie 2: Coupe inclinée nord-sud - *J. A. Wade* 53

Lithostratigraphie 3: Socle prémésozoïque et la Formation de Mohican et équivalents - *J. A. Wade* 55

Lithostratigraphie 4: Formation de Mic Mac et Formation d'Abenaki - *J. A. Wade* 57

Lithostratigraphie 5: Formation de Missisauga - *J. A. Wade* 59

Lithostratigraphie 6: Formation de Logan Canyon - *J. A. Wade* 61

Lithostratigraphie 7: Formation de Dawson Canyon et Formation de Wyandot - *J. A. Wade* 63

Lithostratigraphie 8: Cartes isopaques - unité de Roseway et Formation d'Abenaki - *L. F. Jansa et P. B. Lake* 65

Lithostratigraphie 9: Lithofaciès et milieu de sédimentation - Membre de Scatarie et Membre de Baccaro - *L. F. Jansa et P. B. Lake* 67

Lithostratigraphie 10: Morphologie des constructions carbonatées - *L. F. Jansa* 69

Lithostratigraphie 11: Surpression 1 - *J. A. Wade* 71

Lithostratigraphie 12: Surpression 2 - *J. A. Wade* 73

Structure et isopaques 75

Structure et isopaques 1: Profondeur jusqu'au socle prémésozoïque et la couche océanique 2 - *B. C. MacLean* 75

Structure et isopaques 2: Profondeur jusqu'au Membre de Scatarie et l'horizon océanique J2 - *B. C. MacLean* 77

Structure et isopaques 3: Profondeur jusqu'au toit du jurassique et l'horizon océanique J1 - *B. C. MacLean* 79

Structure et isopaques 4: Profondeur jusqu'au repère "O" et l'horizon océanique β - *B. C. MacLean* 81

Structure et isopaques 5: Profondeur jusqu'au repère du Membre de Petrel - *B. C. MacLean* 83

Structure and Isopach 8: Isopach Map of Top of Jurassic to Scatarie Member and Oceanic Horizons J1 to J2 - *B. C. MacLean* 89
Structure and Isopach 9: Isopach Map of "O" Marker to Top of Jurassic and Oceanic Horizons β to J1 - *B. C. MacLean* 91
Structure and Isopach 10: Isopach Map of Petrel Marker to "O" Marker - *B. C. MacLean* . . 93
Structure and Isopach 11: Isopach Map of Wyandot Formation to Petrel Marker - *B. C. MacLean* 95
Seismic Expression 97
Seismic Expression 1: Cross-sections A-A′, B-B′, and C-C′ - *B. C. MacLean* 97
Seismic Expression 2: Cross-sections D-D′ and E-E′ - *B. C. MacLean* 99
Seismic Expression 3: Cross-section F_1-F_2′ - *B. C. MacLean* 101
Seismic Expression 4: Cross-sections G-G′ and H-H′ - *B. C. MacLean* 103
Seismic Expression 5: Sable Subbasin - *D. Cant and P. Miller* 105
Seismic Expression 6: Detailed Seismic Line - Venture Area - *D. Cant* 107
Oil and Gas Occurrences and Geochemistry - *J. A. Wade* 109
Surficial Geology and Physical Properties 111
Surficial Geology and Physical Properties 1: Control Data 111
Surficial Geology and Physical Properties 2: Bedrock Geology - *G. B. J. Fader* 113
Surficial Geology and Physical Properties 3: Subsurface Features - *G. B. J. Fader* 115
Surficial Geology and Physical Properties 4: Surface Features - *G. B. J. Fader* 117
Surficial Geology and Physical Properties 5: Surficial Geology - *G. B. J. Fader* 119
Surficial Geology and Physical Properties 6: Deep-water Surficial Geology - *D. J. W. Piper* 121
Surficial Geology and Physical Properties 7: Paleo-oceanography and Paleo-glaciology - *D. J. W. Piper* 123
Surficial Geology and Physical Properties 8: Coastal Geology - *R. B. Taylor, D. L. Forbes, and J. Shaw* 125
Surficial Geology and Physical Properties 9: Coastal Geology, Case Studies - *R. B. Taylor, D. L. Forbes, and J. Shaw* 127
Surficial Geology and Physical Properties 10: Potential Sand Transport - *J. T. Judge and C. L. Amos* 129
Surficial Geology and Physical Properties 11: Index and Zonation Map - *K. Moran and J. Zevenhuizen* 131
Inner Shelf: Bay of Fundy - *K. Moran, J. Zevenhuizen, and C. L. Amos* 131
Inner Shelf: Eastern Shore - *D. L. Forbes, K. Moran, J. Zevenhuizen, and J. Shaw* . . 131
Surficial Geology and Physical Properties 12: Central Shelf: Emerald Basin - *K. Moran, R. C. Courtney, L. A. Mayer, A. A. Miller, and J. Zevenhuizen* 133
Surficial Geology and Physical Properties 13: Central Shelf: Basin Comparison - *K. Moran, J. Zevenhuizen, and I. Kulin* 135
Surficial Geology and Physical Properties 14: Outer Shelf: Banquereau - *K. Moran, C. L. Amos, and J. Zevenhuizen* 137
Surficial Geology and Physical Properties 15: Outer Shelf: Sable Island Bank - *K. Moran, E. Jorden, J. Zevenhuizen, H. A. Christian, and S. McLaren* 139
Surficial Geology and Physical Properties 16: Outer Shelf: Sable Island Bank, Venture Field Region - *K. Moran, E. Jorden, J. Zevenhuizen, and S. McLaren* 141
Surficial Geology and Physical Properties 17: Outer Shelf: Georges Bank - *J. Zevenhuizen and K. Moran* 143
Outer Shelf: Banks Comparison - *K. Moran* 143
Surficial Geology and Physical Properties 18: Slope: Verrill Canyon - *D. C. Mosher, K. Moran, and J. Zevenhuizen* 145
References Cited 147

Structure et isopaques 6: Profondeur jusqu'à la Formation de Wyandot et l'horizon océanique A* - *B. C. MacLean* 85
Structure et isopaques 7: Carte isopaque du toit du jurassique jusqu'au socle et l'horizon océanique J1 jusqu'à la couche 2 - *B. C. MacLean* 87
Structure et isopaques 8: Carte isopaque du toit du jurassique jusqu'au Membre de Scatarie et de l'horizon océanique J1 jusqu'à l'horizon océanique J2 - *B. C. MacLean* 89
Structure et isopaques 9: Carte isopaque du repère "O" jusqu'au toit du jurassique et de l'horizon océanique β jusqu'à l'horizon océanique J1 - *B. C. MacLean* 91
Structure et isopaques 10: Carte isopaque, du repère de Petrel jusqu'au repère "O" - *B. C. MacLean* 93
Structure et isopaques 11: Carte isopaque, de la Formation de Wyandot jusqu'au repère de Petrel - *B. C. MacLean* 95
Signature sismique 97
Signature sismique 1: Coupes transversales A-A′, B-B′ et C-C′ - *B. C. MacLean* 97
Signature sismique 2: Coupes transversales D-D′ et E-E′ - *B. C. MacLean* 99
Signature sismique 3: Coupe transversale F_1-F_2′ - *B. C. MacLean* 101
Signature sismique 4: Coupes transversales G-G′ et H-H′ - *B. C. MacLean* 103
Signature sismique 5: Sous-bassin de Sable - *D. Cant et P. Miller* 105
Signature sismique 6: Profil sismique détaillé, région de Venture - *D. Cant* 107
Gisements de pétrole et de gaz et géochimie - *J. A. Wade* 109
Géologie des formations en surface et propriétés physiques 111
Géologie des formations en surface et propriétés physiques 1: Données de contrôle 111
Géologie des formations en surface et propriétés physiques 2: Géologie du substratum rocheux - *G. B. J. Fader* 113
Géologie des formations en surface et propriétés physiques 3: Formes de relief de subsurface - *G. B. J. Fader* 115
Géologie des formations en surface et propriétés physiques 4: Structures superficielles - *G. B. J. Fader* 117
Géologie des formations en surface et propriétés physiques 5: Géologie des formations en surface - *G. B. J. Fader* 119
Géologie des formations en surface et propriétés physiques 6: Géologie des formations en surface en eau profonde - *D. J. W. Piper* 121
Géologie des formations en surface et propriétés physiques 7: Paléo-océanographie et paléo-glaciologie - *D. J. W. Piper* 123
Géologie des formations en surface et propriétés physiques 8: Géologie côtière - *R. B. Taylor, D. L. Forbes, et J. Shaw* 125
Géologie des formations en surface et propriétés physiques 9: Géologie côtière, études de cas - *R. B. Taylor, D. L. Forbes, et J. Shaw* 127
Géologie des formations en surface et propriétés physiques 10: Transport potentiel de Sable - *J. T. Judge et C. L. Amos* 129
Géologie des formations en surface et propriétés physiques 11: Carte indice et zonale - *K. Moran et J. Zevenhuizen* 131
Plate-forme interne: baie de Fundy - *K. Moran, J. Zevenhuizen, et C. L. Amos* 131
Plate-forme interne: côte est - *D. L. Forbes, K. Moran, J. Zevenhuizen, et J. Shaw* 131
Géologie des formations en surface et propriétés physiques 12: Plate-forme centrale: bassin d'Émeraude - *K. Moran, R. C. Courtney, L. A. Mayer, A. A. Miller, et J. Zevenhuizen* 133
Géologie des formations en surface et propriétés physiques 13: Plate-forme centrale: comparaison des bassins - *K. Moran, J. Zevenhuizen, et I. Kulin* 135
Géologie des formations en surface et propriétés physiques 14: Plate-forme externe: Le Banquereau - *K. Moran, C. L. Amos, et J. Zevenhuizen* 137
Géologie des formations en surface et propriétés physiques 15: Plate-forme externe: banc de l'île de Sable - *K. Moran, E. Jorden, J. Zevenhuizen, H. A. Christian, et S. McLaren* 139
Géologie des formations en surface et propriétés physiques 16: Plate-forme externe: banc de l'île de Sable, région du champ de Venture - *K. Moran, E. Jorden, J. Zevenhuizen, et S. McLaren* 141
Géologie des formations en surface et propriétés physiques 17: Plate-forme externe: banc de Georges - *J. Zevenhuizen et K. Moran* 143
Plate-forme externe: comparaison des bancs - *K. Moran* 143
Géologie des formations en surface et propriétés physiques 18: Talus: canyon Verrill - *D. C. Mosher, K. Moran, et J. Zevenhuizen* 145
Références citées 147

FOREWORD

The Frontier Geoscience Program was established in June 1984 as part of the research performed by the Geological Survey of Canada in the oil and gas frontier regions of Canada. The Program is designed to contribute substantially to our knowledge of the frontier regions, from the base of the lithosphere to the sediment/water interface.

Publication of the Program results in a timely and useful way, for the many individuals interested in the geology of Canada's frontier regions, is a priority concern of the program managers. The Scotian Shelf Basin Atlas is the second volume of the East Coast Basin Atlas Series, that is being produced as a synthesis of information on the origin, development, and modern day geological processes of the offshore sedimentary basins. This Atlas comprises the present state of regional knowledge of this frontier region and is designed to complement the publication of new concepts and ideas in scientific journals and other Geological Survey of Canada publications.

Most of the information contained in this Atlas was compiled during a 24 month period extending from April 1988 to March 1990. A strong emphasis was placed on publishing the Atlas efficiently within a fixed schedule to ensure timely release of the compilations to the user communities. The Atlas has been critically reviewed by three independent scientists and every effort was made to ensure proofing of text and maps. However, it was not possible to apply the extensive review and proofreading, normally implemented for Geological Survey of Canada publications, to all contributions; some errors may exist. We intend to revise and reprint maps, sections, and text as new information becomes available.

The integration of data from the different disciplines into a folio of maps that displays the geological history of a sedimentary basin necessarily raises questions for which there may be no answers at this time. However, such questions lead to the generation of new ideas and a new understanding of the regions and the processes responsible for the development of the basins. We hope that the Atlases in this Series will encourage the scientific community to explore these new ideas in greater depth. The result will be an improved understanding of Canada's offshore resources and a better appreciation of the appropriate methods by which to exploit these resources.

Elkanah A. Babcock
Assistant Deputy Minister
Geological Survey of Canada

AVANT-PROPOS

Le Programme géoscientifique des régions pionnières a été établi en juin 1984 dans le cadre de recherches menées par la Commission géologique du Canada dans les régions pionnières du Canada recélant du pétrole et du gaz. Il vise à accroître de manière importante nos connaissances des régions pionnières, depuis la base de la lithosphère jusqu'à l'interface sédiments-eau.

La publication de manière utile et en temps opportun des résultats du programme à l'intention des nombreuses personnes qu'intéresse la géologie des régions pionnières du Canada constitue l'une des préoccupations prioritaires des gestionnaires du programme. L'Atlas du bassin de la plate-forme Néo-Écossaise est le deuxième volume de la série des atlas des bassins de la côte Est et se veut une synthèse de l'information concernant l'origine, l'évolution, et les processus géologiques actuels des bassins sédimentaires extracôtiers. Cet atlas décrit l'état actuel des connaissances régionales sur cette région pionnière et est conçu de manière à founir l'information complémentaire pour étayer les nouveaux concepts et les nouvelles idées publiés dans les périodiques scientifiques et les autres publications de la Commission géologique du Canada.

La plus grande partie de l'information présentée dans le présent ouvrage a été compilée pendant l'intervalle de 24 mois s'étendant d'avril 1988 à mars 1990. Un effort considérable a été appliqué au respect de l'échéancier établi pour la publication de l'atlas afin d'assurer une diffusion opportune des compilations aux communautés d'utilisateurs. L'atlas a fait l'objet d'un examen critique de la part de trois scientifiques indépendants et aucun effort n'a été épargné pour assurer la correction d'épreuves du texte et des cartes. Cependant il n'a pas été possible d'appliquer à toutes les contributions l'examen et la correction d'épreuves élaborés que subissent normalement les publications de la Commission géologique du Canada; il peut exister des erreurs. Nous prévoyons réviser et réimprimer des cartes, des coupes, et du texte à mesure que de nouveaux renseignements deviendront disponibles.

L'intégration de données émanant des différentes disciplines en un recueil de cartes illustrant l'histoire géologique d'un bassin sédimentaire suscite nécessairement des questions auxquelles il peut être pour le moment impossible de répondre. Toutefois, ces questions mènent à de nouvelles idées et à une meilleure connaissance des régions et des processus de l'évolution des bassins. Nous espérons que les atlas de la présente série encourageront la communauté scientifique à explorer de manière plus approfondie ces nouvelles idées. Il en résulterait une connaissance améliorée des ressources canadiennes au large des côtes et une meilleure appréciation des méthodes qui conviendront le mieux pour l'exploitation de ces ressources.

Elkanah A. Babcock
Sous-ministre adjoint
Commission géologique du Canada

PREFACE

The Scotian Shelf Basin Atlas is the second volume of the East Coast Basin Atlas Series being produced by the Atlantic Geoscience Centre (AGC) of the Geological Survey of Canada. The Atlas Series is a product of the Frontier Geoscience Program.

The Scotian Basin represents a passive continental margin which has subsided since the opening of the North Atlantic Ocean in the middle Jurassic. The stratigraphy is similar to that of much of the Atlantic margin of North America. Initial rifts were filled by Jurassic salt and red clastic rocks. Large carbonate banks, developed in the Late Jurassic, were succeeded by thick, growth-faulted clastic sediments deposited during most of the Cretaceous. A reduction of clastic input near the Cretaceous-Tertiary time boundary resulted in chalk deposition over the shelf. Thick Tertiary mudstones blanket the area.

The Scotian Shelf Basin Atlas is organized into eight sections: Introduction, Regional Geology and Geophysics, Biostratigraphy and Maturation Data, Lithostratigraphy, Structure and Isopach, Seismic Expression, Oil and Gas Occurrences and Geochemistry, and Surficial Geology and Physical Properties. The individual maps and other presentations were conceived, compiled, and developed by the author(s) identified on each map sheet. Inquiries about specific maps should be directed to the authors.

Sources of data for these maps are varied. Much of the surficial and geophysical data were collected by AGC personnel during cruises of vessels based at the Bedford Institute of Oceanography in Dartmouth, Nova Scotia. Subsurface geology data in the form of seismic surveys, well logs, drill cores, and cuttings were collected by the petroleum industry during exploration efforts. These data were made available through Canada Oil and Gas Lands Administration.

Most of the maps are presented at a scale of 1:2 000 000 on a Lambert Conformal projection, however others are presented at larger and smaller scales related to data emphasis. Some of the maps are produced from digital data; other maps were digitized during production of the Atlas. These digital data may be utilized as the bases for any updates of the existing maps as more data become available.

Because of the highly varied and extensive data base in the area, the suite of map sheets presented here provides users with an excellent case study of this kind of basin. The Atlas will be particularly helpful to the petroleum industry in future phases of exploration and production. Information about the surficial geology will be useful when planning offshore projects, whether they be petroleum-related or involve other types of development such as submarine power or communications cables. Government regulatory bodies will also find this kind of information advantageous in specific cases.

D. Cant
Scientific Co-ordinator

PRÉFACE

L'Atlas du bassin de la plate-forme Néo-Écossaise constitue le deuxième volume de la série des Atlas des bassins de la côte Est produit par le Centre géoscientifique de l'Atlantique (CGA) de la Commission géologique du Canada. Cette série est réalisée dans le cadre du Programme géoscientifique des régions pionnières.

Le bassin Néo-Écossais correspond à une marge continentale passive qui s'enfonce depuis l'ouverture de l'Atlantique Nord au Jurassique moyen. La stratigraphie est semblable à celle d'une grande partie de la marge atlantique de l'Amérique du Nord. Les premiers rifts se sont remplis de sel et de roches clastiques rouges au Jurassique. De vastes bancs carbonatés se sont formés au Jurassique tardif et, pendant presque tout le Crétacé, d'épais dépôts de sédiments clastiques affectés par des failles synsédimentaires se sont accumulés sur les bancs. Une réduction de l'apport en sédiments clastiques près de la limite chronologique du Crétacé-Tertiaire s'est traduite par un dépôt de craie sur la plate-forme continentale. D'épais mudstones tertiaires recouvrent la région.

L'Atlas du bassin de la plate-forme Néo-Écossaise comporte huit sections: Introduction, Géologie et géophysique régionales, Biostratigraphie et données de maturation, Lithostratigraphie, Structure et isopaques, Signature sismique, Gisements de pétrole et de gaz et géochimie et Géologie des formations en surface et propriétés physiques. Les cartes et les autres illustrations ont été conçues, compilées et élaborées par les personnes dont les noms sont indiqués sur chacune des cartes. Toute demande de renseignements concernant l'une ou l'autre carte devra donc être adressée à ces personnes.

Les sources de données de ces cartes sont variées. La plupart des données de surface et géophysiques ont été recueillies par le personnel du CGA au cours d'expéditions à bord de navires ayant leur port d'attache à l'Institut océanographique Bedford à Dartmouth (Nouvelle-Écosse). Les données sur la géologie de subsurface sous forme de levées sismiques, de diagraphies, de carottes de sondage et de déblais de forage ont été recueillies par l'industrie pétrolière dans le cadre de travaux d'exploration. Ces données ont éié obtenues par l'intermédiaire de l'Administration du pétrole et du gaz des terres du Canada.

Plusieurs cartes sont présentées à une échelle de 1/2 000 000 selon une projection conforme de Lambert. Les autres cartes sont présentées à des échelles plus grandes ou plus petites en fonction des données que l'on veut mettre en valeur. De nombreuses cartes ont été produites à partir de données numériques. D'autres cartes ont été numérisées pendant la production de l'Atlas. Ces données numériques pourront être utilisées pour mettre à jour les cartes à mesure que de nouvelles données seront disponibles.

Comme la base de données sur cette région est très variée et vaste, la série de cartes présentée constitue pour les utilisateurs une excellente étude de cas de ce genre de bassin. L'Atlas sera particulièrement utile pour l'industrie pétrolière au cours des étapes futures de l'exploration et de la production. Les informations recueillies sur la géologie de surface seront utiles pour planifier les projets extracôtiers, qu'ils soient liés à l'exploitation du pétrole ou à d'autres types d'aménagement comme la mise en place de câbles sous-marins d'électricité ou de communication. Les organismes de réglementation du gouvernement trouveront également avantageux, dans certains cas, de disposer de ce type d'information.

D. Cant
Coordonnateur scientifique

ACKNOWLEDGMENTS

An advisory committee of representatives from several petroleum companies aided in defining the contents of the Scotian Shelf Basin Atlas. Its members were G. Andrews (Shell Canada), R. Butot (Mobil Oil Canada), C. Hanna (Esso Resources Canada), D. Lohman (Shell Canada), A. Roberts (Bow Valley Industries), and T. Van Winkoop (Petro-Canada Exploration).

J. S. Bell (Institute of Sedimentary and Petroleum Geology, Geological Survey of Canada, Calgary, Alberta), G. D. Mossop (Alberta Research Council, Edmonton, Alberta), and B. Bornhold (Pacific Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, Sidney, British Columbia) provided independent scientific reviews of this Atlas.

The individuals responsible for the co-ordination and production management of this Atlas include D. I. Ross / C. F. M. Lewis (Co-ordinators), R. D. Howie (Assistant Co-ordinator), D. Cant (Scientific Co-ordinator), and J. L. Bates (Editor).

Cartography and drafting were accomplished by G. Grant, G. Cook, K. Hale, and P. N. Moir (CARIS-based maps), in combination with contract services (Paragon Services, Precision Line Graphics, Scotia Cartographics, and The Eastcan Group of Survey Consultants Limited).

Accompanying text was prepared with desktop publishing software by L. O'Neill and N. Koziel. French translation of this text was by the Secretary of State translation services in Ottawa, Ontario. French editing was by B. Couture and M.-F. Dufour of the Geoscience Information Division of the Geological Survey of Canada, Ottawa.

REMERCIEMENTS

Un comité consultatif composé de représentants de plusieurs sociétés pétrolières ont participé à la définition du contenu de l'Atlas du bassin de la plate-forme Néo-Écossaise. Ces représentants étaient G. Andrews (Shell Canada), R. Butot (Mobil Oil Canada), C. Hanna (Esso Resources Canada), D. Lohman (Shell Canada), A. Roberts (Bow Valley Industries), et T. Van Winkoop (Petro-Canada Exploration).

J. S. Bell (Institut de géologie sédimentaire et pétrolière, Commission géologique du Canada, Calgary, Alberta), G. D. Mossop (Alberta Research Council, Edmonton, Alberta) et B. Bornhold (Centre géoscientifique du Pacifique, Commission géologique du Canada, Colombie-Britannique) ont quant à eux réalisé une révision scientifique indépendante de l'Atlas.

Les personnes chargées de la coordination et de la gestion de la production de l'Atlas sont D. I. Ross et C. F. M. Lewis (coordonnateurs), R. D. Howie (coordonnateur adjoint), D. Cant (coordonnateur scientifique), et J. L. Bates (réviseur).

Les cartes et les dessins ont été réalisés par G. Grant, G. Cook, K. Hale, et P. N. Moir (les cartes réalisées à l'aide du logiciel CARIS), en collaboration avec des entrepreneurs (Paragon Services, Precision Line Graphics, Scotia Cartographics, et The Eastcan Group of Survey Consultants Limited).

Le texte d'accompagnement a été préparé, au moyen d'un logiciel d'éditique, par L. O'Neill et N. Koziel. La traduction française de ce texte a été effectuée par les services de traduction du Secrétariat d'État à Ottawa (Ontario). La révision française a été confiée à B. Couture et M.-F. Dufour de la Division de l'information géoscientifique de la Commission géologique du Canada (Ottawa).

Geological Survey of Canada

Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF INTRODUCTION 1 PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE INTRODUCTION

GENERAL STRATIGRAPHY AND TYPE LOGS STRATIGRAPHIE GÉNÉRALE ET DIAGRAPHIES TYPES

D. Cant

Recommended citation: Cant, D., 1991: Introduction 1: general stratigraphy and type logs; in East Coast Basin Atlas Series: Scotian Shelf; Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p. 1.

Additional copies of this map may be obtained from the Geological Survey of Canada, Atlantic Geoscience Centre, P.O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2 Canada (Ph: 902-426-2773; FAX: 902-426-4266).

Notation bibliographique conseillée: Cant, D., 1991: Introduction 1: stratigraphie générale et diagraphies types; dans Série des atlas des bassins de la côte Est: plate-forme Néo-Écossaise; Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada, p. 1.

Des copies supplémentaires de la carte peuvent être obtenues auprès de la Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de l'Atlantique, case postale 1006, Dartmouth (Nouvelle-Écosse) B2Y 4A2 Canada tél (902) 426-2773, facsimilé (902) 426-4266.

The type gamma ray and sonic logs of the representative formations in the Scotian Basin are displayed on this map sheet (Fig. 1A). Two wells (Mohican I-100 and Venture B-13; see Fig. 3) are presented to ensure coverage of the sedimentary sections discussed in this Atlas. Wells further offshore do not have deep stratigraphic penetration, whereas the units in the landward wells are thinner than average, particularly in the Upper Cretaceous and Tertiary units. The Tertiary and Quaternary formations are presented in Figure 1B and described in detail in Table 1.

Figure 2 is a diagrammatic summary of the stratigraphy of the Scotian Basin. It includes red clastics (Eurydice Formation) and salt (Argo Formation) filling Jurassic rifts, mixed carbonate-clastic sediments of the Middle and Upper Jurassic (Mohican to Abenaki formations), prograding clastic deposits of the Lower Cretaceous Missisauga and Logan Canyon formations, uppermost Cretaceous chalks of the Petrel Member and the Wyandot Formation, and finer clastics of the Tertiary Banquereau Formation.

TABLE 1. Quaternary stratigraphy of the Scotian Basin (after King and Fader, 1986)

Epoch	Formation	Lithostratigraphy	Thickness	Seismostratigraphy
HOLOCENE	LaHave Clay	Greyish brown, soft, silty, clay grading to clayey silt, confined mainly to basins and depressions of shelf; derived by winnowing of glacial sediments on banks and transported to basins; time equivalent of Sable Island Sand and Gravel and Sambro Sand on banks	0-70 m	Generally transparent without reflections; some weak continuous coherent reflections in base of section becoming stronger in nearshore sandy facies and on Grand Banks of Newfoundland
	Sable Island Sand and Gravel	Fine to coarse, well sorted sand grading to subrounded to rounded gravels; unconformably overlies Emerald Silt and Scotian Shelf Drift, and derived from these deposits through reworking during Holocene transgression above 120 m present depth; time equivalent of LaHave Clay in basins	0-50 m generally veneer	Highly reflective seabed; generally closely spaced continuous coherent reflections if deposit is of sufficient thickness to resolve
	Sambro Sand	Silty sand grading locally to gravelly sand and well sorted sand; deposited sublittorally with respect to the Pleistocene shoreline below 120 m present depth; time equivalent to basal LaHave Clay and upper Emerald Silt, facies B	0-20 m generally veneer	Similar to Sable Island Sand and Gravel
PLEISTOCENE	Emerald Silt, facies C	Not well sampled	0-100 m	Discontinuous coherent reflections; transitional between facies A of Emerald Silt and glacial till
	Emerald Silt, facies B	Darkish greyish brown, poorly sorted clayey and sandy silt with some gravel; poorly developed rhythmic banding, proglacial in origin	0-40 m	Medium to low amplitude continuous coherent reflections, and to some degree a ponded sedimentational style
	Emerald Silt, facies A	Dark greyish brown, poorly sorted clayey and sand silt, some gravel; well developed rhythmic banding, subglacial in origin; time equivalent to parts of Scotian Shelf Drift	0-100 m	High amplitude continuous coherent reflections, highly conformable to substrate irregularities
	Scotian Shelf Drift	Very dark greyish brown, cohesive glacial till composed of poorly sorted sandy clay and silt with variable gravel	0-100 m	Incoherent reflections, sometimes with scattered point source reflections

REFERENCES

King, L. H. and Fader, G. B. J.
1986: Wisconsinan glaciation of the Atlantic continental shelf of southeast Canada; Geological Survey of Canada, Bulletin 363, 72 p.

Wade, J. A. and MacLean, B.
1990: The geology of the southeastern margin of Canada; Chapter 5 in Geology of the Continental Margin of Eastern Canada, (ed.) M. J. Keen and G. L. Williams; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 2, p. 167-238 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-1).

□

La présente carte illustre les diagraphies acoustique et du rayonnement gamma (fig. 1A) typiques des formations représentatives du bassin Néo-Écossais. Les diagraphies de deux puits (Mohican I-100 et Venture B-13; voir la fig. 3) sont représentées afin d'assurer la couverture complète des coupes sédimentaires traitées dans le présent atlas. Les puits plus loin au large ne pénètrent pas la stratigraphie en profondeur, alors que les unités dans les puits plus proches du continent sont plus minces que la moyenne, en particulier dans le cas des coupes du Crétacé supérieur et du Tertiaire. Les formations du Tertiaire et du Quaternaire sont présentées à la fig. 1B et décrites en détail au tableau 1.

La fig. 2 consiste en un résumé sous forme de diagramme de la stratigraphie du bassin Néo-Écossais. Cette stratigraphie est constituée de roches clastiques rouges (Formation d'Eurydice) et de sel (Formation d'Argo) comblant des rifts du Jurassique; de sédiments carbonatés et clastiques mélangés du Jurassique moyen et supérieur (de la Formation de Mohican à la Formation d'Abenaki); de dépôts clastiques de progradation des formations de Missisauga et de Logan Canyon du Crétacé inférieur; de craies du Crétacé sommital du Membre de Petrel et de la Formation de Wyandot; et, finalement, de roches clastiques plus fines de la Formation de Banquereau du Tertiaire.

TABLEAU 1. Stratigraphie quaternaire du bassin Néo-Écossais (d'après King et Fader, 1986)

Époque	Formation	Lithostratigraphie	Épaisseur	Sismostratigraphie
HOLOCÈNE	Argile de LaHave	Argile silteuse tendre d'un brun grisâtre passant à un silt argileux, confinée principalement aux bassins et aux dépressions de la plate-forme; formée par le vannage de sédiments glaciaires sur les bancs et transportée dans les bassins; équivalent chronostratigraphique des Sables et Graviers de Sable Island et du Sable de Sambro sur les bancs	0 à 70 m	Généralement transparente sans réflexion; certaines faibles réflexions cohérentes continues à la base de la coupe deviennent plus puissantes dans le faciès littoral sableux et sur les Grands Bancs de Terre-Neuve
	Sable et Graviers de Sable Island	Sables fins à grossiers, bien triés, passant à des graviers sub-arrondis à arrondis; recouvrent en discordance le Silt d'Emerald et le Drift de Scotian Shelf et proviennent du remaniement de ces dépôts pendant la transgression de l'Holocène au-dessous de la profondeur actuelle de 120 m; équivalent chronostratigraphique de l'Argile de LaHave dans les bassins	0 à 50 m, généralement sous forme de placage	Fond marin très réfléchissant; généralement des réflexions cohérentes continues rapprochées si le dépôt est d'une épaisseur suffisante pour en permettre la résolution
	Sable de Sambro	Sable silteux passant par endroits à un sable graveleux et à un sable bien trié; déposé dans le milieu infralittoral, par rapport à la ligne de rivage du Pléistocène, 120 m au-dessous de la ligne actuelle; équivalent chronostratigraphique de la base de l'Argile de LaHave et de la partie supérieure du faciès B du Silt d'Emerald	0 à 20 m, généralement sous forme de placage	Analogue aux Sables et Graviers de Sable Island
PLÉISTOCÈNE	Silt d'Emerald, faciès C	N'a pas été bien échantillonné	0 à 100 m	Réflexions cohérentes discontinues; intermédiaire entre le faciès A du Silt d'Emerald et du till glaciaire
	Silt d'Emerald, faciès B	Silt argileux et sableux mal trié, d'un brun grisâtre foncé, avec un peu de gravier; stratification rythmique mal développée, d'origine proglaciaire	0 à 40 m	Réflexions cohérentes continues d'amplitude moyenne à faible et présente dans une certaine mesure un style sédimentaire confiné
	Silt d'Emerald, faciès A	Silt argileux et sableux mal trié, d'un brun grisâtre foncé, avec un peu de gravier; stratification rythmique bien développée, d'origine sous-glaciaire; équivalent chronostratigraphique de certaines parties du Drift de Scotian Shelf	0 à 100 m	Réflexions cohérentes continues de grande amplitude, très concordantes aux irrégularités du substrat
	Drift de Scotian Shelf	Till glaciaire cohésif, d'un brun grisâtre très foncé, composé d'argile et de silt sableux mal triés avec des quantités variables de gravier	0 à 100 m	Réflexions incohérentes, parfois avec des réflexions ponctuelles éparses

RÉFÉRENCES

King, L. H. et Fader, G. B. J.
1986: Wisconsinan glaciation of the Atlantic continental shelf of southeast Canada; Geological Survey of Canada, Bulletin 363, 72 p.

Wade, J. A. et MacLean, B.*
1990: The geology of the southeastern margin of Canada; Chapter 5 in Geology of the Continental Margin of Eastern Canada, (ed.) M. J. Keen and G. L. Williams; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 2, p. 167-238 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-1).

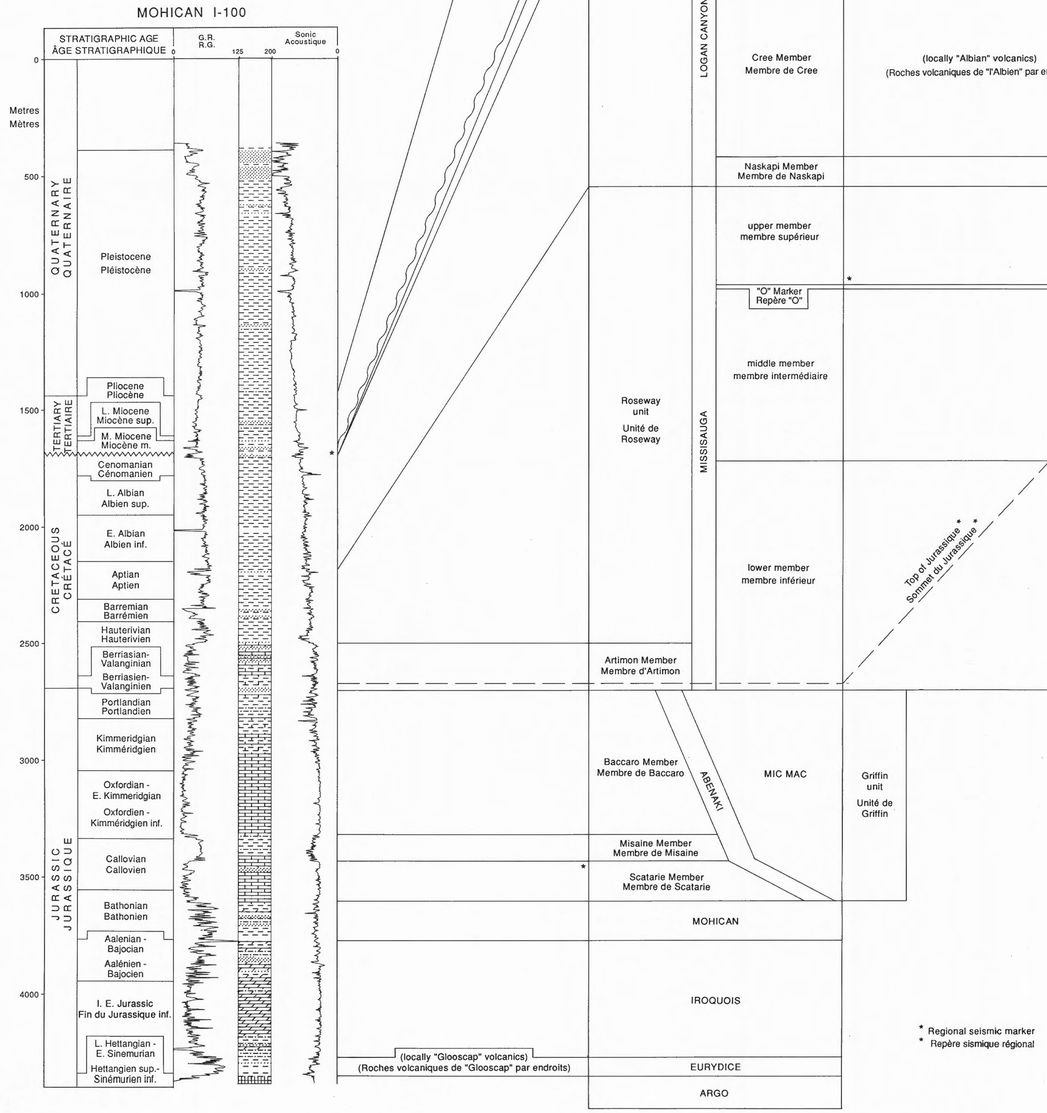
* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français

□

AGE ÂGE	FORMATION	THICKNESS ÉPAISSEUR
HOLOCENE HOLOCÈNE	LaHave Clay Argile de LaHave	0 - 70 m
	Sable Island Sand and Gravel Sables et Graviers de Sable Island	0 - 50 m generally veneer généralement en placages
?	Sambro Sand Sable de Sambro	0 - 20 m generally veneer généralement en placages
PLEISTOCENE PLEISTOCÈNE	Emerald Silt, facies C Silt d'Emerald, faciès C	0 - 100 m
	Emerald Silt, facies B Silt d'Emerald, faciès B	0 - 40 m
	Emerald Silt, facies A Silt d'Emerald, faciès A	0 - 100 m
	Scotian Shelf Drift Drift de Scotian Shelf	0 - 100 m

FIGURE 1B. Quaternary formations, Scotian Shelf (details presented on map sheet back)

FIGURE 1B. Formations quaternaires de la plate-forme Néo-Écossaise (détails au verso de la carte)



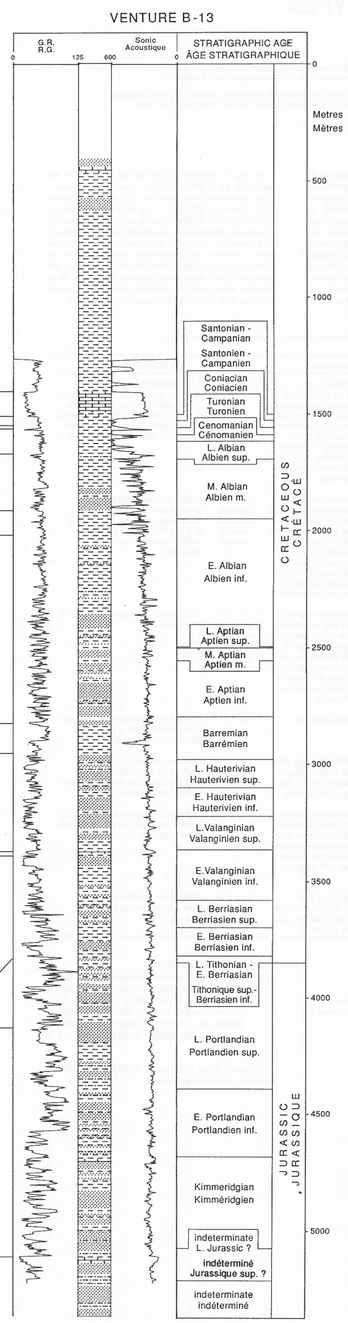


FIGURE 1A. Gamma-ray and sonic logs of type sections, Scotian Shelf Basin

FIGURE 1A. Diagraphies acoustique et du rayonnement gamma des stratotypes, bassin de la plate-forme Néo-Écossaise

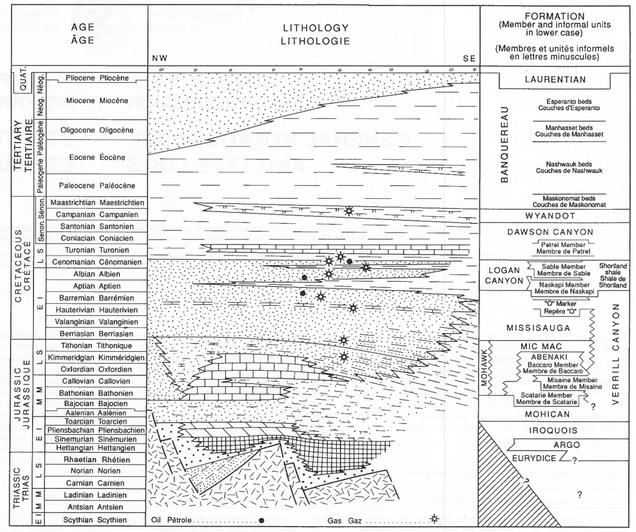


FIGURE 2. Generalized lithostratigraphy, Scotian Shelf (after Wade et al., 1989)

FIGURE 2. Lithostratigraphie généralisée, plate-forme Néo-Écossaise (d'après Wade et coll., 1989)

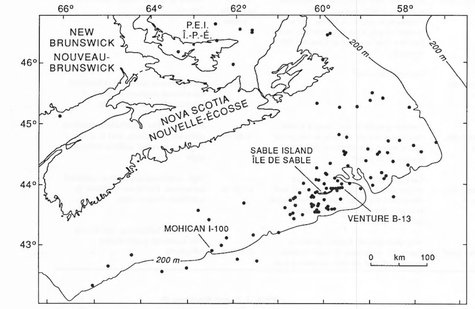


FIGURE 3. Location map of Scotian Shelf wells

FIGURE 3. Carte de l'emplacement des puits de la plate-forme Néo-Écossaise

LEGEND LÉGENDE
- Sandstone / Grès
- Shale
- Siltstone
- Limestone / Calcaire
- Dolomite / Dolomie
- Salt / Sel

SCOTIAN SHELF
INTRODUCTION 1
GENERAL STRATIGRAPHY AND TYPE LOGS

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE
INTRODUCTION 1
STRATIGRAPHIE GÉNÉRALE ET DIAGRAPHIES TYPES

Geological Survey of Canada

Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF INTRODUCTION 2 PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE INTRODUCTION

BATHYMETRY AND PHYSIOGRAPHIC FEATURES

BATHYMÉTRIE ET ENTITÉS PHYSIOGRAPHIQUES

Recommended citation: Atlantic Geoscience Centre, 1991: Introduction 2: bathymetry and physiographic features; in East Coast Basin Atlas Series: Scotian Shelf; Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p. 3.

Additional copies of this map may be obtained from the Geological Survey of Canada, Atlantic Geoscience Centre, P. O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2 Canada (Ph: 902-426-2773; FAX: 902-426-4266).

Notation bibliographique conseillée: Centre géoscientifique de l'Atlantique, 1991: Introduction 2: bathymétrie et entités physiographiques; dans Série des atlas des bassins de la côte Est: plate-forme Néo-Ecossaise; Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada, p. 3.

Des copies supplémentaires de la carte peuvent être obtenues auprès de la Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de l'Atlantique, case postale 1006, Dartmouth (Nouvelle-Écosse) B2Y 4A2 Canada tél (902) 426-2773, facsimilé (902) 426-4266.

Energy, Mines and Resources Canada

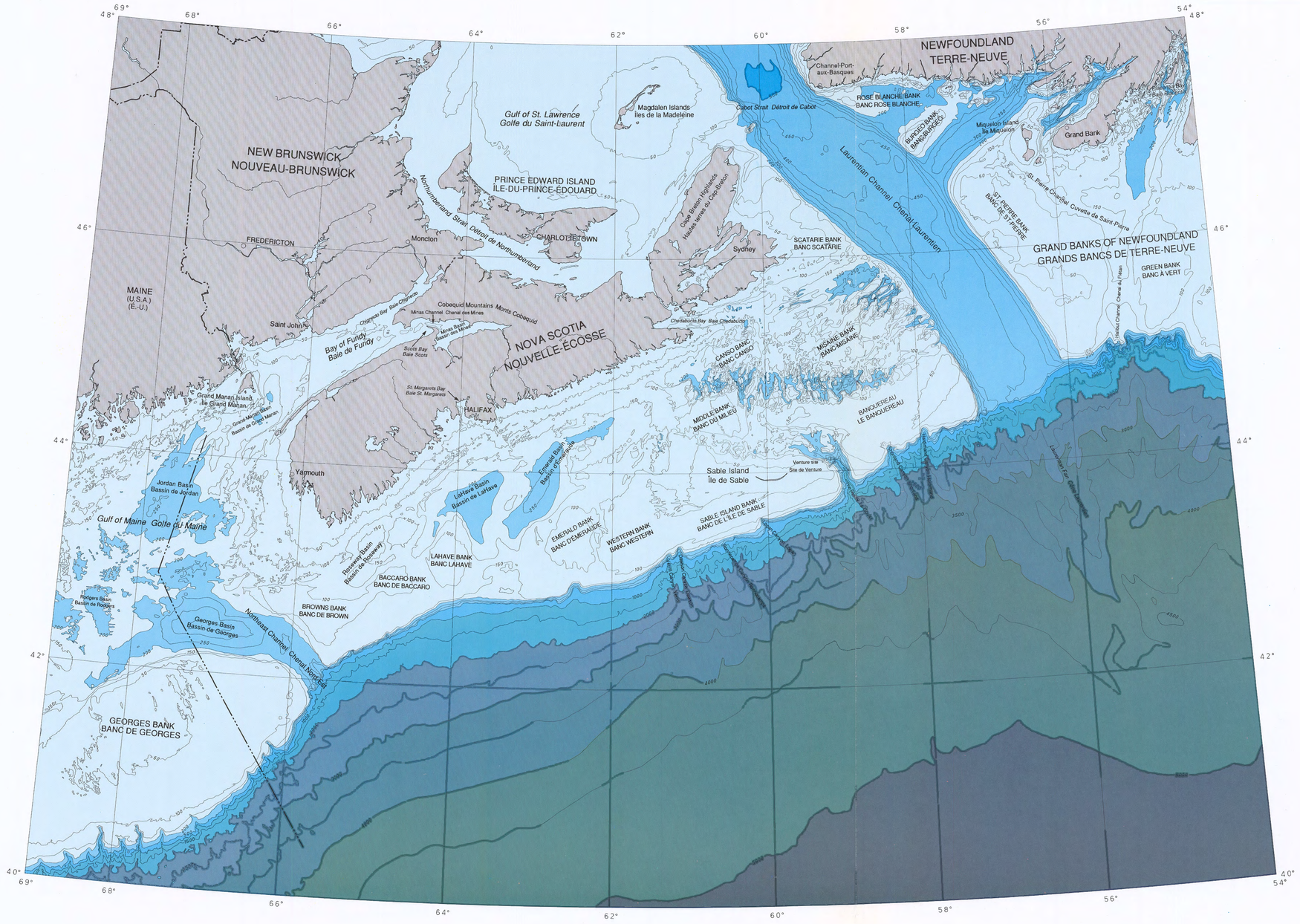
Énergie, Mines et Ressources Canada

Geological Survey of Canada

Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF INTRODUCTION 2 BATHYMETRY AND PHYSIOGRAPHIC FEATURES

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE 2 INTRODUCTION BATHYMÉTRIE ET ENTITÉS PHYSIOGRAPHIQUES



Bathymetric contours in metres
Lambert Conformal Projection (standard parallels 45° N and 66° N)
Courbes bathymétriques en mètres
Projection conforme de Lambert (parallèles standard 45° N et 66° N)

Scale 1: 2 000 000 Échelle 1/2 000 000

Kilometres Kilomètres

50 0 50 100 150

0 metres mètres
200
500
1000
2000
3000
4000
5000
6000

Canada

Geological Survey of Canada

Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF INTRODUCTION 3 WELL LOCATIONS

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE INTRODUCTION 3 EMPLACEMENTS DES PUITS

J. A. Wade and P. N. Moir

J. A. Wade et P. N. Moir

Recommended citation: Wade, J. A. and Moir, P. N., 1991: Introduction 3: well locations; in East Coast Basin Atlas Series: Scotian Shelf; Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p. 5.

Additional copies of this map may be obtained from the Geological Survey of Canada, Atlantic Geoscience Centre, P. O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2 Canada (Ph: 902-426-2773; FAX: 902-426-4266).

Notation bibliographique conseillée: Wade, J. A. et Moir, P. N., 1991: Introduction 3: emplacements des puits; dans Série des atlas des bassins de la côte Est: plate-forme Néo-Écossaise; Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada, p. 5.

Des copies supplémentaires de la carte peuvent être obtenues auprès de la Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de l'Atlantique, case postale 1006, Dartmouth (Nouvelle-Écosse) B2Y 4A2 Canada tél (902) 426-2773, facsimilé (902) 426-4266.

On June 7 of 1967, Sable Island C-67 was the first well spudded on the Scotian Shelf. The index map (Fig. 1; also see Figs. 2 and 3) includes all wells drilled on the Shelf from that date to July 13, 1989, when the South Sable B-44 well was abandoned.

The 128 well locations are indicated by an index number and a symbol denoting status. The wells are numbered generally west to east from S1 (Cape Spencer No. 1) in the Bay of Fundy to S128 (Emerillion C-56) on the Grand Banks of Newfoundland (Table 1; also see Table 2). The discovery wells and their official status were defined by the Canada Oil and Gas Lands Administration. Wells indicated as shows of oil and/or gas have been limited to those with positive recoveries of hydrocarbons or those having intervals with reservoired hydrocarbons as interpreted from well logs.

□

Le puits Sable Island C-67 a été le premier puits foré dans la plate-forme Néo-Écossaise le 7 juin 1967. La carte de localisation (fig. 1; voir aussi les fig. 2 et 3) montre tous les puits forés depuis, jusqu'au 13 juillet 1989, au moment où le puits South Sable B-44 a été abandonné.

Les emplacements des 128 puits sont indiqués par des symboles qui en indiquent le statut et par un numéro d'index. Les numéros d'index augmentent généralement de l'ouest vers l'est, depuis S1 (Cape Spencer No. 1) dans la baie de Fundy jusqu'à S128 (Emerillion C-56) sur les Grands Bancs de Terre-Neuve (tableau 1; voir également le tableau 2). Les puits de découverte et leur statut officiel ont été définis par l'Administration du pétrole et du gaz des terres du Canada. Les puits où figurent des indices de pétrole ou de gaz ne comprennent que ceux dans lesquels il y a eu récupération certaine d'hydrocarbures ou ceux présentant des intervalles avec réservoirs d'hydrocarbures, selon l'interprétation des diagraphies de forage.

□

Energy, Mines and Resources Canada | Energie, Mines et Ressources Canada

Geological Survey of Canada | Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF INTRODUCTION 3 WELL LOCATIONS

PLATE- FORME NÉO-ÉCOSSAISE INTRODUCTION EMPLACEMENTS DES PUITS



FIGURE 1. Location and status of wells, Scotian Shelf

FIGURE 1. Emplacement et état des puits, plate-forme Néo-Écossaise

Bathymetric contours in metres
Lambert Conformal Projection (standard parallels 45° N and 66° N)
Courbes bathymétriques en mètres
Projection conforme de Lambert (parallèles standard 45° N et 66° N)

Scale 1: 2 000 000 Échelle 1/2 000 000

Kilometres Kilomètres
50 0 50 100 150

LEGEND LÉGENDE

Oil well
Puits de pétrole
Abandoned
Abandonné
Suspended
En suspens.
Oil show
Indice de pétrole
Gas well
Puits de gaz
Abandoned
Abandonné
Suspended
En suspens.
Gas show
Indice de gaz
Oil and gas well
Puits de pétrole et de gaz
Abandoned
Abandonné
Suspended
En suspens.
Oil and gas show
Indice de pétrole et de gaz
Dry and abandoned
Sec et abandonné

TABLE 1. Listing of Scotian Shelf wells (numbered sequentially from west to east)

TABLEAU 1. Liste des puits de la plate-forme Néo-Écossaise (numérotés de l'ouest vers l'est)

S1	CAPE SPENCER NO.1	S33	GLENELG J-48	S65	NORTH TRIUMPH B-52	S97	BLUENOSE G-47
S2	CHINAMPAS N-37	S34	GLENELG H-38	S66	TRIUMPH P-50	S98	BLUENOSE 2G-47
S3	BONNET P-23	S35	GLENELG N-49	S67	WEST CHEBUCTO K-20	S99	PRIMROSE F-41
S4	MOHAWK B-93	S36	ONONDAGA E-84	S68	CHEBUCTO K-90	S100	PRIMROSE H-50
S5	MONTAGNAIS I-94	S37	ONONDAGA F-75	S69	EAGLE D-21	S101	PRIMROSE A-41
S6	SHELBURNE G-29	S38	ONONDAGA O-95	S70	SOUTH VENTURE O-59	S102	PRIMROSE 1A A-41
S7	ALBATROSS B-13	S39	ONONDAGA B-96	S71	OLYMPIA A-12	S103	TANTALLON M-41
S8	MOHICAN I-100	S40	THEBAUD I-93	S72	WEST VENTURE N-01	S104	SOUTHWEST BANQUEREAU F-34
S9	MOHEIDA P-15	S41	THEBAUD C-74	S73	WEST VENTURE N-91	S105	CITADEL H-52
S10	GLOOSCAP C-63	S42	THEBAUD P-84	S74	WEST VENTURE B-92	S106	BANQUEREAU C-21
S11	NASKAPI N-30	S43	THEBAUD I-94	S75	WEST VENTURE C-62	S107	NORTH BANQUEREAU I-13
S12	SAMBRO I-29	S44	MIGRANT N-20	S76	VENTURE B-52	S108	SAUK A-57
S13	OJIBWA E-07	S45	KEGESHOOK G-67	S77	VENTURE B-43	S109	PESKOWESK A-99
S14	ONEIDA O-25	S46	DOVER A-43	S78	VENTURE D-23	S110	CHIPPEWA L-75
S15	ACADIA K-62	S47	PENOBSCOT B-41	S79	VENTURE H-22	S111	CHIPPEWA G-67
S16	SHUBENACADIE H-100	S48	PENOBSCOT L-40	S80	VENTURE B-13	S112	TUSCARORA D-61
S17	EVANGELINE H-98	S49	SOUTH DESBARRES O-76	S81	ARCADIA J-16	S113	CROW F-52
S18	MERIGOMISH C-52	S50	WEST OLYMPIA O-51	S82	CITNALTA I-59	S114	ARGO F-38
S19	ALMA K-85	S51	SABLE ISLAND H-58,1A H-58	S83	UNIACKE G-72	S115	HERCULES G-15
S20	ALMA F-67	S52	SABLE ISLAND 2H-58	S84	ABENAKI J-56	S116	JASON C-20
S21	DEMASCOTA G-32	S53	SABLE ISLAND 3H-58	S85	ABENAKI L-57	S117	ADVENTURE F-80
S22	CREE E-35	S54	SABLE ISLAND 4H-58	S86	IROQUOIS J-17	S118	ESPERANTO K-78
S23	PANUKE F-99	S55	SABLE ISLAND 5H-58	S87	ERIE D-26	S119	WEST ESPERANTO B-78
S24	PANUKE B-80	S56	SABLE ISLAND 6H-58	S88	EURYDICE P-36	S120	HURON P-96
S25	COMO P-21	S57	SABLE ISLAND E-48	S89	NORTH SYDNEY F-24	S121	LOUISBOURG J-47
S26	COHASSET A-52	S58	SABLE ISLAND O-47	S90	NORTH SYDNEY P-05	S122	SOUTH GRIFFIN J-13
S27	COHASSET D-42	S59	SABLE ISLAND C-67	S91	FOX I-22	S123	SACHEM D-76
S28	COHASSET P-42	S60	SOUTH SABLE B-44	S92	WYANDOT E-53	S124	HESPER I-52
S29	COHASSET L-97	S61	INTREPID L-80	S93	MIC MAC D-89	S125	HESPER P-52
S30	WYCOCOMAGH N-90	S62	MARMORA P-35	S94	MIC MAC J-77	S126	DAUNTLESS P-35
S31	WENONAH J-75	S63	MARMORA C-34	S95	MIC MAC H-86	S127	HERMINE E-94
S32	GLENELG E-58 AND E-58A	S64	NORTH TRIUMPH G-43	S96	MISSISAUGA H-54	S128	EMERILLION C-56

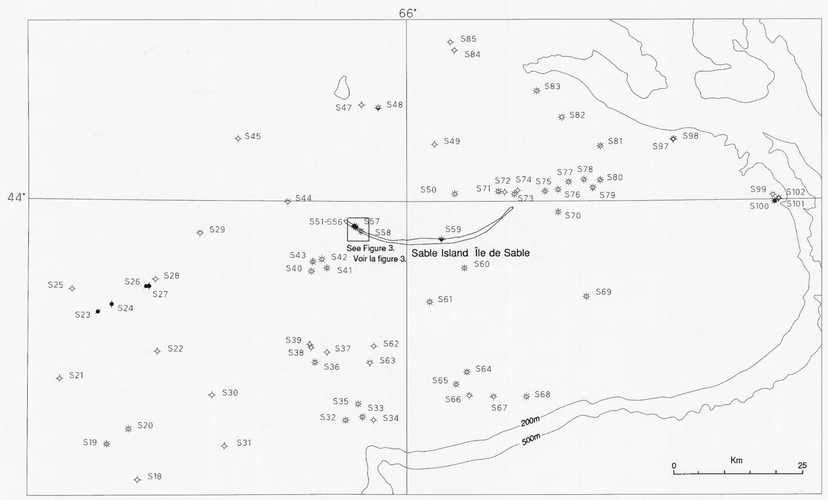


FIGURE 2. Detail of inset on Figure 1, Sable Island area

FIGURE 2. Détail de la figure 1, région de l'île de Sable

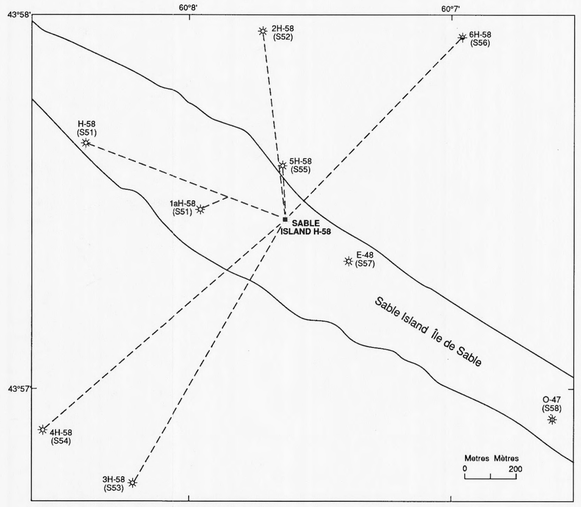


FIGURE 3. Bottom hole locations of well Sable Island H-58

FIGURE 3. Position des terminaisons du puits Sable Island H-58

TABLE 2. Alphabetical listing of Scotian Shelf wells

TABLEAU 2. Liste alphabétique des puits de la plate-forme Néo-Écossaise

S84	ABENAKI J-56	S87	ERIE D-26	S11	NASKAPI N-30	S12	SAMBRO I-29
S85	ABENAKI L-57	S118	ESPERANTO K-78	S107	NORTH BANQUEREAU I-13	S108	SAUK A-57
S15	ACADIA K-62	S88	EURYDICE P-36	S89	NORTH SYDNEY F-24	S6	SHELBURNE G-29
S117	ADVENTURE F-80	S17	EVANGELINE H-98	S90	NORTH SYDNEY P-05	S16	SHUBENACADIE H-100
S7	ALBATROSS B-13	S91	FOX I-22	S65	NORTH TRIUMPH B-52	S49	SOUTH DESBARRES O-76
S20	ALMA F-67	S32	GLENELG E-58 AND E-58A	S64	NORTH TRIUMPH G-43	S122	SOUTH GRIFFIN J-13
S19	ALMA K-85	S34	GLENELG H-38	S13	OJIBWA E-07	S60	SOUTH SABLE B-44
S81	ARCADIA J-16	S33	GLENELG J-48	S71	OLYMPIA A-12	S70	SOUTH VENTURE O-59
S114	ARGO F-38	S35	GLENELG N-49	S14	ONEIDA O-25	S104	SOUTHWEST BANQUEREAU F-34
S106	BANQUEREAU C-21	S10	GLOOSCAP C-63	S39	ONONDAGA B-96	S103	TANTALLON M-41
S97	BLUENOSE G-47	S115	HERCULES G-15	S36	ONONDAGA E-84	S41	THEBAUD C-74
S98	BLUENOSE 2G-47	S127	HERMINE E-94	S37	ONONDAGA F-75	S40	THEBAUD I-93
S3	BONNET P-23	S124	HESPER I-52	S38	ONONDAGA O-95	S43	THEBAUD I-94
S1	CAPE SPENCER NO.1	S125	HESPER P-52	S24	PANUKE B-80	S42	THEBAUD P-84
S68	CHEBUCTO K-90	S120	HURON P-96	S23	PANUKE F-99	S66	TRIUMPH P-50
S2	CHINAMPAS N-37	S61	INTREPID L-80	S47	PENOBSCOT B-41	S112	TUSCARORA D-61
S111	CHIPPEWA G-67	S86	IROQUOIS J-17	S48	PENOBSCOT L-40	S83	UNIACKE G-72
S110	CHIPPEWA L-75	S116	JASON C-20	S109	PESKOWESK A-99	S80	VENTURE B-13
S105	CITADEL H-52	S45	KEGESHOOK G-67	S101	PRIMROSE A-41	S77	VENTURE B-43
S82	CITNALTA I-59	S121	LOUISBOURG J-47	S99	PRIMROSE F-41	S76	VENTURE B-52
S26	COHASSET A-52	S63	MARMORA C-34	S100	PRIMROSE H-50	S78	VENTURE D-23
S27	COHASSET D-42	S62	MARMORA P-35	S102	PRIMROSE 1A A-41	S79	VENTURE H-22
S29	COHASSET L-97	S18	MERIGOMISH C-52	S59	SABLE ISLAND C-67	S31	WENONAH J-75
S28	COHASSET P-42	S93	MIC MAC D-89	S57	SABLE ISLAND E-48	S67	WEST CHEBUCTO K-20
S25	COMO P-21	S95	MIC MAC H-86	S51	SABLE ISLAND H-58,1A H-58	S119	WEST ESPERANTO B-78
S22	CREE E-35	S94	MIC MAC J-77	S52	SABLE ISLAND 2H-58	S50	WEST OLYMPIA O-51
S113	CROW F-52	S44	MIGRANT N-20	S53	SABLE ISLAND 3H-58	S74	WEST VENTURE B-92
S126	DAUNTLESS P-35	S96	MISSISAUGA H-54	S54	SABLE ISLAND 4H-58	S75	WEST VENTURE C-62
S21	DEMASCOTA G-32	S4	MOHAWK B-93	S55	SABLE ISLAND 5H-58	S72	WEST VENTURE N-01
S46	DOVER A-43	S9	MOHEIDA P-15	S56	SABLE ISLAND 6H-58	S73	WEST VENTURE N-91
S69	EAGLE D-21	S8	MOHICAN I-100	S58	SABLE ISLAND O-47	S92	WYANDOT E-53
S128	EMERILLION C-56	S5	MONTAGNAIS I-94	S123	SACHEM D-76	S30	WYCOCOMAGH N-90

Canada

Geological Survey of Canada

Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF INTRODUCTION 4 PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE INTRODUCTION

SEISMIC COVERAGE COUVERTURE SISMIQUE

B. C. MacLean

Recommended citation: MacLean, B.C., 1991: Introduction 4: seismic coverage; in East Coast Basin Atlas Series: Scotian Shelf; Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p. 7.

Additional copies of this map may be obtained from the Geological Survey of Canada, Atlantic Geoscience Centre, P. O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2 Canada (Ph: 902-426-2773; FAX: 902-426-4266).

Notation bibliographique conseillée: MacLean, B.C., 1991: Introduction 4: couverture sismique; dans Série des atlas des bassins de la côte Est: plate-forme Néo-Écossaise; Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada, p. 7.

Des copies supplémentaires de la carte peuvent être obtenues auprès de la Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de l'Atlantique, case postale 1006, Dartmouth (Nouvelle-Écosse) B2Y 4A2 Canada tél (902) 426-2773, facsimilé (902) 426-4266.

DATA BASE

The seismic intergretation maps presented in this Atlas (map sheets Structure and Isopach 1 to 11) were developed primarily from reflection seismic and exploration well data acquired by the oil and gas industry. These data were made available through the offices of the Canada Oil and Gas Lands Administration under the data release provisions of the Canada Oil and Gas Act. More than 300 000 km of reflection seismic have been shot and 125 exploration wells have been spudded on the Nova Scotia margin since exploration began in 1959.

The data base for this compilation consisted of all released wells and about 60 000 km of the available seismic data. A 2.5 × 2.5 km grid of data points was achieved throughout most of the central part of the Scotian Basin with the grid expanding in less explored areas.

METHOD

Seismic horizons were established at key wells and then correlated through the data base. Time picks were read every 50 to 100 shotpoints (approximately every 2.5 km) and posted at the working scale of 1:250 000. Average velocities to these horizons were calculated from well ties and seismic velocities and then posted, contoured and smoothed. These were combined with the time values to produce the depth maps as presented.

SELECTED BIBLIOGRAPHY

Canada Oil and Gas Lands Administration
1988: Frontier lands: released information; Energy, Mines, and Resources Canada, April 1988.

Jansa, L. F. and Wade, J. A.
1975: Geology of the continental margin off Nova Scotia and Newfoundland; in Offshore Geology of Eastern Canada, Volume 2, Regional Geology, (ed.) W. J. M. van der Linden and J. A. Wade; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, v. 2, p. 51-106.

Wade, J. A. and MacLean, B. C.
1990: The geology of the southeastern margin of Canada; Chapter 5 in Geology of the Continental Margin of Eastern Canada, (ed.) M. J. Keen and G. L. Williams; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 2, p. 167-238 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-1).

□

BASE DE DONNÉES

Les cartes d'interprétation sismique du présent atlas (cartes Structure et isopaques 1 à 11) ont été dressées principalement à partir de données de sismique-réflexion et des données de puits d'exploration acquises par l'industrie pétrolière et gazière. Ces données ont été obtenues par l'entremise des bureaux de l'Administration du pétrole et du gaz des terres du Canada en vertu des dispositions de la Loi sur le pétrole et le gaz qui ont trait à la divulgation des données. Depuis les débuts de l'exploration en 1959, on a effectué des levés de sismique-réflexion sur plus de 300 000 km et foré plus de 125 puits d'exploration sur la marge Néo-Écossaise.

Pour la présente compilation, la base de données englobait les données rendues publiques de tous les puits et les données sismiques de 60 000 km de profils. Un quadrillage des données aux mailles de 2,5 X 2,5 km a été établi pour la presque totalité de la partie centrale du bassin Néo-Écossais et des mailles plus lâches ont été utilisées dans les régions moins explorées.

MÉTHODE

Des horizons sismiques ont été situés dans les puits clés, puis mis en corrélation sur l'ensemble de la base de données. Des lectures des temps de trajet ont été relevées à tous les 50 à 100 points de tir (approximativement à tous les 2,5 km) et reportées à l'échelle de travail de 1/250 000. Les vitesses moyennes jusqu'à ces horizons ont été calculées d'après les rattachements aux puits (calage) et les vitesses sismiques, puis reportées sur carte, représentées sous forme de courbes, par la suite lissées. Ces vitesses ont ensuite été combinées aux valeurs des temps de trajet pour produire les cartes de profondeur présentées.

BIBLIOGRAPHIE CHOISIE

Canada Oil and Gas Lands Administration
1988: Frontier lands: released information; Energy, Mines, and Resources Canada, April 1988.

Jansa, L. F. et Wade, J. A.
1975: Geology of the continental margin off Nova Scotia and Newfoundland; in Offshore Geology of Eastern Canada, Volume 2, Regional Geology, (ed.) W. J. M. van der Linden and J. A. Wade; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, v. 2, p. 51-106.

Wade, J. A. et MacLean, B. C.*
1990: The geology of the southeastern margin of Canada; Chapter 5 in Geology of the Continental Margin of Eastern Canada, (ed.) M. J. Keen and G. L. Williams; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 2, p. 167-238 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-1).

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français

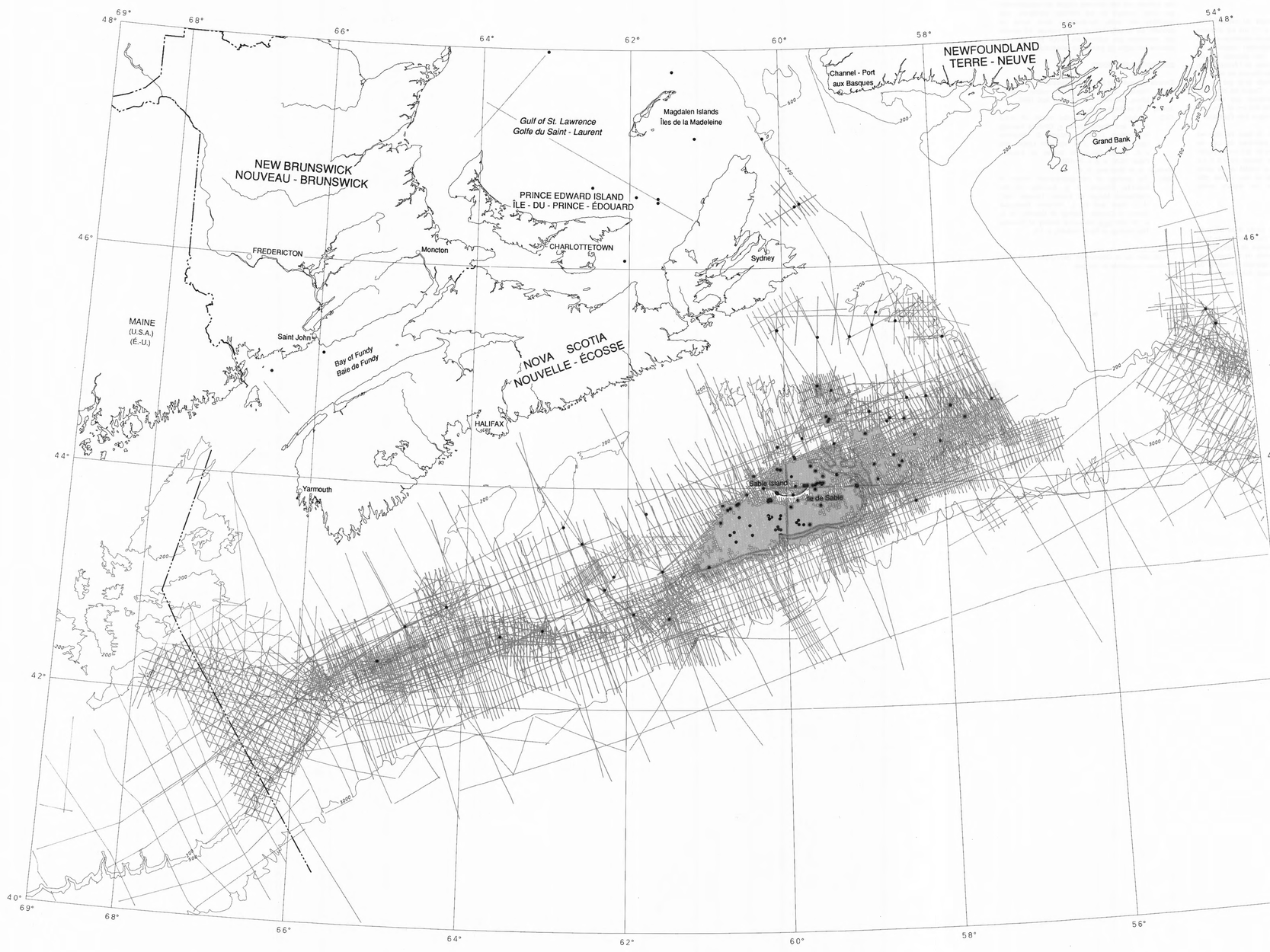
□

Energy, Mines and Resources Canada | Energie, Mines et Ressources Canada

Geological Survey of Canada | Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF INTRODUCTION 4 SEISMIC COVERAGE

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE INTRODUCTION COUVERTURE SISMIQUE



Bathymetric contours in metres
Lambert Conformal Projection (standard parallels 45° N and 66° N)
Courbes bathymétriques en mètres
Projection conforme de Lambert (parallèles standard 45° N et 66° N)

Scale 1 : 2 000 000 Échelle 1/2 000 000

Kilometres Kilomètres

50 0 50 100 150

LEGEND LÉGENDE

Seismic line Profil sismique. . . . . .

Well location Emplacement des puits. . . . . •

Canada

Geological Survey of Canada

Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF REGIONAL GEOLOGY AND GEOPHYSICS 1 MAGNETIC ANOMALY

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE GÉOLOGIE ET GÉOPHYSIQUE RÉGIONALES 1 ANOMALIE MAGNÉTIQUE

K. G. Shih, R. Macnab, S. D. Dods, and J. Woodside

K. G. Shih, R. Macnab, S. D. Dods, et J. Woodside

Recommended citation: Shih, K. G., Macnab, R., Dods, S. D., and Woodside, J., 1991: Regional geology and geophysics 1: magnetic anomaly; in East Coast Basin Atlas Series: Scotian Shelf; Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p. 9.

Additional copies of this map may be obtained from the Geological Survey of Canada, Atlantic Geoscience Centre, P. O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2 Canada (Ph: 902-426-2773; FAX: 902-426-4266).

Notation bibliographique conseillée: Shih, K. G., Macnab, R., Dods, S. D., et Woodside, J., 1991: Géologie et géophysique régionales: anomalie magnétique; dans Série des atlas des bassins de la côte Est: plate-forme Néo-Écossaise; Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada, p. 9.

Des copies supplémentaires de la carte peuvent être obtenues auprès de la Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de l'Atlantique, case postale 1006, Dartmouth (Nouvelle-Écosse) B2Y 4A2 Canada tél (902) 426-2773, facsimilé (902) 426-4266.

INTRODUCTION

The Earth's magnetic field exhibits considerable spatial variability that is caused by differences in the magnetic properties of the materials that constitute the planet's crust, mantle, and core. An analysis of these magnetic field variations can yield important clues on the nature and distribution of rock types, and their mechanisms of emplacement.

The magnetic field also exhibits temporal variability at different rates, which must be corrected before interpretation of the spatial variations. Diurnal variations are caused by vertical excursions of the ionosphere; corrections are usually derived from stationary base magnetometer observations. Longer term secular variations arise from fluid motions in the Earth's central core; these cannot be observed directly and so must be accounted for in a theoretical fashion. This is facilitated with a mathematical model which expresses the magnetic field as a function of time and geographic position. Known as the International Geomagnetic Reference Field (IGRF; IAGA Division 1, Working Group 1, 1986), the model provides a value for the total magnetic field of the Earth at the specific time and location of measurement. The difference between the observed value and the theoretical IGRF value is the magnetic anomaly, which in principle is independent of long term temporal variations.

DATA ACQUISITION

This map sheet displays aeromagnetic data on land, and a combination of aeromagnetic and marine magnetic data in offshore areas (see Fig. 1).

Aeromagnetic data over Canadian territory and offshore areas were obtained from 1950 to 1985 by the Geological Survey of Canada (GSC) or by companies contracted under the technical direction of the Contract Surveys Group of the GSC (Dods et al., 1985). Areas mapped include all land regions, the Laurentian Channel north of 45°N, the southern Gulf of St. Lawrence, the Gulf of Maine, and the region of the Scotian Shelf south of western Nova Scotia. A terrain clearance of ~300 m was maintained over land, which is similar to that over water.

Marine data have been collected since 1963 by the Atlantic Geoscience Centre (AGC) of the GSC, mostly on systematic mapping cruises carried out with the Canadian Hydrographic Service (Verhoef and Macnab, 1988).

DATA REDUCTION AND COMPILATION

The data sets collected during onshore and offshore surveys were processed in standard fashion to remove errors and to calculate the magnetic anomaly field (Dods et al, 1985; Verhoef and Macnab, 1988).

The data were assembled and gridded in two complementary compilations. Aeromagnetic data over land areas of Canada and the United States of America, as well as the southern Gulf of St. Lawrence, were compiled by the Geophysical Data Processing Section of the GSC for the Magnetic Anomaly Map of Canada (Geological Survey of Canada, 1987) and the Decade of North American Geology (DNAG) Magnetic Anomaly Map of North America (Committee for the Magnetic Anomaly Map of North America, 1987).

Aeromagnetic and marine data from the offshore were compiled by the AGC for the entire continental margin of Canada (Geological Survey of Canada, 1988; Verhoef and Macnab, 1988) and for the Gulf of Maine (Macnab et al., 1990). For the marine data, an analysis of discrepancies at 53,361 track crossover points yielded a mean value of -1 nT and a standard deviation of 70 nT.

MAGNETIC ANOMALY MAP

Most of the oceanic region in the southeastern third of the map shows very little magnetic variation because it lies within the Jurassic Magnetic Quiet Zone. Seafloor spreading anomaly M21, however, is observed distinctly in the southeast corner of the area. Toward the northwest, other magnetic lineations are more poorly resolved. The oldest seafloor spreading anomaly identified in this area is M25 (about 156 Ma). These identifications are based on an examination of magnetic anomalies over a more extensive region than this map (Klitgord and Schouten, 1986).

A large positive and sinuous anomaly, known as the East Coast Magnetic Anomaly (ECMA), lies at or near the foot of the slope and marks the western limit of the low magnetic variation of the oceanic domain. The ECMA may also mark the position of the boundary between oceanic and continental crusts. In the south, the Anomaly is roughly parallel to the continental slope contours but, towards the north, it diverges into the Scotian Basin and terminates. The commencement of seafloor spreading in this part of the Atlantic is believed to be mid-Jurassic, based on an age of about 175 Ma for the ECMA (Klitgord and Schouten, ibid).

An initial phase of rifting between Nova Scotia and Africa in Late Triassic to Early Jurassic time caused faulting and volcanism around the Bay of Fundy. Some of the large magnetic anomalies observed around the Bay have resulted from this activity. The long linear positive anomaly running northeast through southern New Brunswick and western Prince Edward Island is associated with major faulting (e.g. Belle Isle Fault) and Early Carboniferous volcanic rocks. These volcanic rocks also occur along the Cobequid-Chedabucto Fault system extending east from the northern Bay of Fundy across north-central Nova Scotia.

ACKNOWLEDGMENTS

Reviewers J. Verhoef and S. Srivastava of the AGC made helpful criticisms concerning the compilation of data and the production of this map, as did the staff of the Geophysics Division of the GSC (J. Halpenny, B. Hearty, K. McConnell, W. Miles and D. Teskey). K. Klitgord of the United States Geological Survey and W. Bothner of the University of New Hampshire provided additional sets of data in and around the Gulf of Maine, U.S.A.

REFERENCES

Committee for the Magnetic Anomaly Map of North America
1987: Magnetic anomaly map of North America; Geological Society of America, Boulder, Colorado, U.S.A., scale 1:5 000 000, 4 sheets.

Dods, S. D., Teskey, D. J., and Hood, P. J.
1985: The new series of 1:1 000 000-scale magnetic anomaly maps of the Geological Survey of Canada: compilation techniques and interpretation; in The Utility of Regional Gravity and Magnetic Anomaly Maps, (ed.) W. J. Hinze; Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, Oklahoma, U.S.A.

Geological Survey of Canada
1987: Magnetic anomaly map of Canada (5th edition); Geological Survey of Canada, Map 1255A, scale 1:5 000 000.
1988: Magnetic anomaly map of the continental margin of Eastern Canada; Geological Survey of Canada, Map 1709A, scale 1:5 000 000.

IAGA Division I, Working Group 1
1986: International Geomagnetic Reference Field revision 1985; Eos, Transactions of the American Geophysical Union, v. 67, p. 523-524.

Klitgord, K. D. and Schouten, H.
1986: Plate kinematics of the central Atlantic; in The Geology of North America, Volume M, The Western North Atlantic Region, (ed.) P. R. Vogt and B. E. Tucholke; Geological Society of America, p. 351-378.

Macnab, R., Shih, K. G., Bothner, W. A., Brooks, J., Delorey, C., and Klitgord, K.
1990: Magnetic data over Gulf of Maine and adjacent land areas: preparation of a data base for construction of a 1:500 000 magnetic anomaly map; Geological Survey of Canada, Open File 2295, 17 p.

Verhoef, J. and Macnab, R.
1988: Magnetic data over the continental margin of Eastern Canada: preparation of a data base and construction of a 1:5 million magnetic anomaly map; Geological Survey of Canada, Open File 1504, 95 p.

□

INTRODUCTION

Le champ magnétique terrestre varie considérablement dans l'espace en raison des propriétés magnétiques différentes que possèdent les matériaux qui constituent la croûte, le manteau et le noyau de la planète. Une analyse des variations du champ magnétique peut fournir d'importants indices sur la nature et la répartition des roches et sur les mécanismes de leur mise en place.

Le champ magnétique varie également dans le temps à des taux différents qu'il faut corriger avant d'interpréter les variations spatiales. Les variations diurnes sont causées par des excursions verticales de l'ionosphère; les corrections sont habituellement établies à partir d'observations d'un magnétomètre d'une station de base fixe. Les variations séculaires, à plus long terme, sont dues aux mouvements de fluide dans le noyau central de la Terre; comme ils ne peuvent pas être observés directement, ils doivent être déterminés de façon théorique. On a pour cela recours à un modèle mathématique qui exprime le champ magnétique en fonction du temps et de la position géographique. Ce modèle, appelé Champ géomagnétique international de référence (IGRF; IAGA Division 1, Working Group 1, 1986), fournit une valeur pour le champ magnétique total de la Terre en fonction du temps et du lieu. La différence entre la valeur observée et la valeur théorique du CGIR est l'anomalie magnétique qui ne dépend pas en principe des variations temporelles à long terme.

ACQUISITION DES DONNÉES

Cette carte présente des données aéromagnétiques recueillies sur le continent et une combinaison de données aéromagnétiques et magnétiques marines recueillies dans les régions extracôtières.

Les données aéromagnétiques couvrant le territoire canadien et les régions extracôtières ont été recueillies entre 1950 et 1985 par la Commission géologique du Canada (CGC) ou par des sociétés engagées sous contrat dirigées sur le plan technique par la Section des levés par contrat de la CGC (Dods et al., 1985). Les régions couvertes par les levés comprennent toutes les régions continentales, le chenal Laurentien au nord de 45°N, le sud du golfe du Saint-Laurent, le golfe du Maine et la région de la plate-forme Néo-Écossaise au sud de la Nouvelle-Écosse occidentale. Comme pour les régions marines, la hauteur de vol a été maintenue à environ 300 m au-dessus des terres.

Depuis 1963, les données marines ont été recueillies par le Centre géoscientifique de l'Atlantique de la CGC, pour la plupart dans le cadre d'expéditions de cartographie systématique réalisées conjointement avec le Service hydrographique du Canada (Verhoef et Macnab, 1988).

CORRECTION ET COMPILATION DES DONNÉES

Les ensembles de données recueillis sur le continent et dans la zone extracôtière ont été traités de façon uniformisée pour éliminer les erreurs et pour calculer le champ d'anomalie magnétique (Dods et al., 1985; Verhoef et Macnab, 1988).

Les données ont été assemblées et reportées sur quadrillage pour donner deux compilations complémentaires. Les données aéromagnétiques des zones continentales du Canada et des États-Unis ainsi que du sud du golfe Saint-Laurent ont été compilées par le Centre de données géophysiques de la CGC pour la carte des anomalies magnétiques du Canada (Commission géologique du Canada, 1987) et pour la carte des anomalies magnétiques de l'Amérique du Nord de la Décennie de la géologie nord-américaine (Committee for the Magnetic Anomaly Map of North America, 1987).

Les données marines de toute la zone extracôtière de la marge continentale du Canada (Commission géologique du Canada, 1988; Verhoef et Macnab, 1988) et du golfe du Maine (Shih et al., 1988) ont été compilées par le CGA. En ce qui concerne les données marines, une analyse des divergences entre les valeurs à 53 361 points de croisement de lignes de levés a permis d'établir une valeur moyenne de -1 nT et un écart type de 70 nT.

CARTE DES ANOMALIES MAGNÉTIQUES

La plus grande partie de la région marine dans le tiers sud-est de la carte affiche une variation magnétique très faible étant donné qu'elle s'étend au sein de la zone de calme magnétique du Jurassique. L'anomalie de l'expansion du fond océanique M21, cependant, s'observe nettement dans le coin sud-est de la région. Vers le nord-ouest, on relève d'autres bandes magnétiques dont la résolution est cependant plus faible. La plus ancienne anomalie de l'expansion du fond océanique relevée dans cette région est l'anomalie M25 (environ 156 Ma). Ces déterminations sont basées sur une analyse des anomalies magnétiques dans une région plus étendue que celle de la présente carte (Klitgord et Schouten, 1986).

Une vaste anomalie positive et sinueuse, appelée «anomalie magnétique de la côte Est (AMCE)» s'étend à la base ou près de la base du talus et marque la limite occidentale de la zone de faible variation magnétique du domaine océanique. L'AMCE pourrait également marquer la position de la limite entre les croûtes océanique et continentale. Au sud, l'anomalie est à peu près parallèle au contour du talus continental mais, vers le nord, elle diverge vers le bassin Néo-Écossais avant de disparaître. Le début de l'expansion du fond océanique dans cette partie de l'Atlantique daterait du Jurassique moyen si l'on se fonde sur un âge d'environ 175 Ma établi pour l'AMCE (Klitgord et Schouten, 1986).

Une phase initiale de rifting entre la Nouvelle-Écosse et l'Afrique, du Trias tardif au Jurassique précoce, a causé la formation de failles et une activité volcanique autour de la baie de Fundy. Certaines anomalies magnétiques importantes observées autour de la baie sont le résultat de ces processus. La longue anomalie positive linéaire de direction nord-est qui traverse le sud du Nouveau-Brunswick et l'ouest de l'Île du Prince-Édouard est associée à la formation de failles majeures (par ex. la faille Belle Isle) et à des roches volcaniques du Carbonifère précoce. Ces roches volcaniques sont également présentes le long de la faille Cobequid-Chedabucto qui s'étend à l'est de la rive nord de la Baie de Fundy à travers le centre-nord de la Nouvelle-Écosse.

REMERCIEMENTS

Les réviseurs J. Verhoef et S. Srivastava du CGA ont formulé des critiques utiles concernant la compilation des données et la production de cette carte. Il en va de même du personnel de la Division de la géophysique de la CGC (J. Halpenny, B. Hearty, K. McConnell, W. Miles et D. Teskey). K. Klitgord de la United States Geological Survey et W. Bothner de l'Université du New Hampshire ont fourni des ensembles de données supplémentaires sur le golfe du Maine (É.-U.) et de son voisinage.

RÉFÉRENCES

Commission géologique du Canada*
1987: Magnetic anomaly map of Canada (5th edition); Geological Survey of Canada, Map 1255A, scale 1:5 000 000.
1988: Magnetic anomaly map of the continental margin of Eastern Canada; Geological Survey of Canada, Map 1709A, scale 1:5 000 000.

Committee for the Magnetic Anomaly Map of North America
1987: Magnetic anomaly map of North America; Geological Society of America, Boulder, Colorado, U.S.A., scale 1:5 000 000, 4 sheets.

Dods, S. D., Teskey, D. J., et Hood, P. J.
1985: The new series of 1:1 000 000-scale magnetic anomaly maps of the Geological Survey of Canada: compilation techniques and interpretation; in The Utility of Regional Gravity and Magnetic Anomaly Maps, (ed.) W. J. Hinze; Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, Oklahoma, U.S.A.

IAGA Division I, Working Group 1
1986: International Geomagnetic Reference Field revision 1985; Eos, Transactions of the American Geophysical Union, v. 67, p. 523-524.

Klitgord, K. D. et Schouten, H.
1986: Plate kinematics of the central Atlantic; in The Geology of North America, Volume M, The Western North Atlantic Region, (ed.) P. R. Vogt and B. E. Tucholke; Geological Society of America, p. 351-378.

Macnab, R., Shih, K. G., Bothner, W. A., Brooks, J., Delorey, C., et Klitgord, K.
1990: Magnetic data over Gulf of Maine and adjacent land areas: preparation of a data base for construction of a 1:500 000 magnetic anomaly map; Geological Survey of Canada, Open File 2295, 17 p.

Verhoef, J. et Macnab, R.
1988: Magnetic data over the continental margin of Eastern Canada: preparation of a data base and construction of a 1:5 million magnetic anomaly map; Geological Survey of Canada, Open File 1504, 95 p.

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français

□

Energy, Mines and Resources Canada | Energie, Mines et Ressources Canada

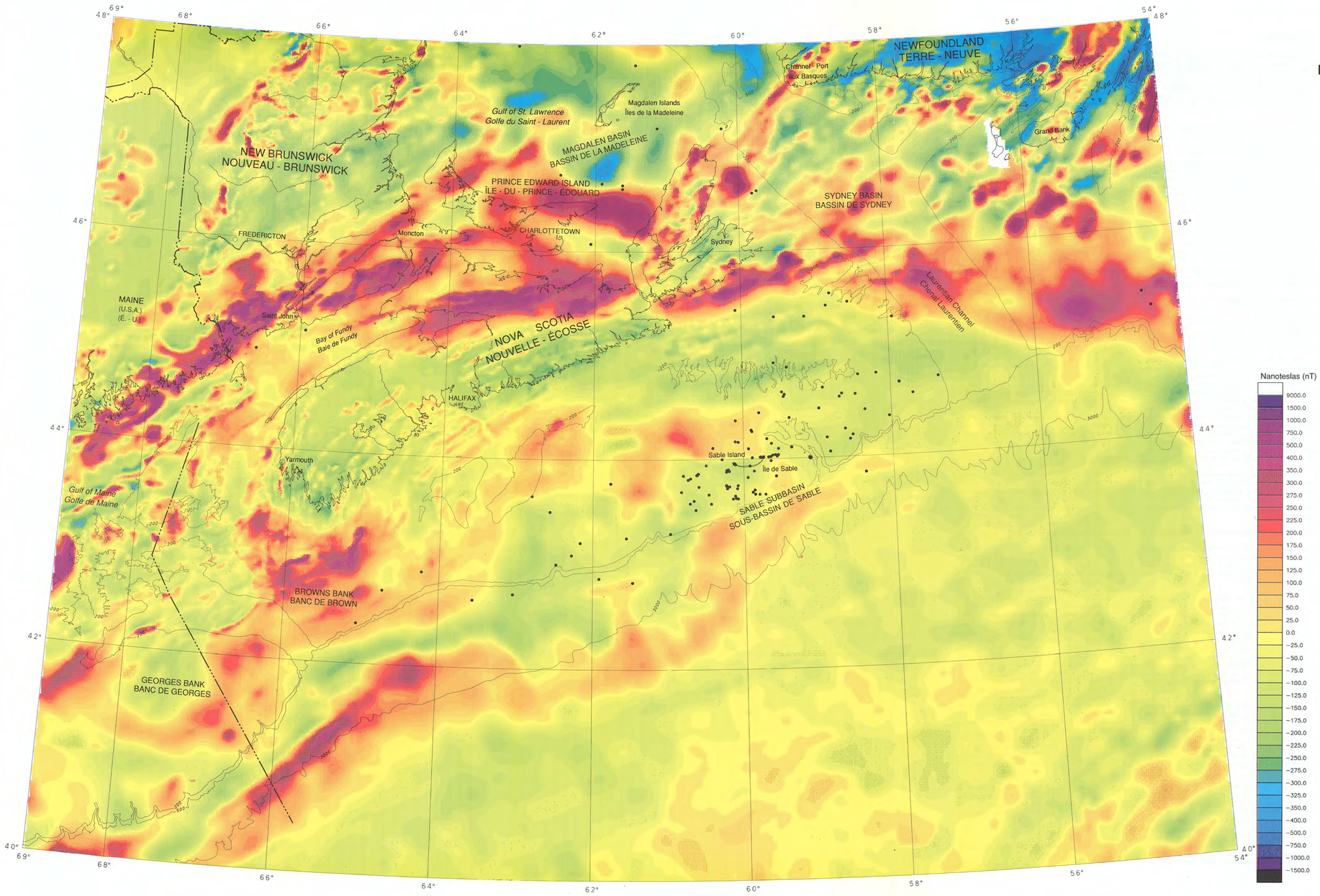
Geological Survey of Canada | Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF REGIONAL GEOLOGY AND GEOPHYSICS 1 PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE GÉOLOGIE ET GÉOPHYSIQUE RÉGIONALES

Bathymetric contours in metres
Lambert Conformal Projection (standard parallels 45° N and 66° N)
Courbes bathymétriques en mètres
Projection conforme de Lambert (parallèles standard 45° N et 66° N)

Scale 1 : 2 000 000 - Échelle 1 / 2 000 000

Kilometres Kilomètres
50 0 50 100 150



Nanoteslas (nT)

9000.0
1500.0
1000.0
750.0
500.0
400.0
350.0
300.0
275.0
250.0
225.0
200.0
175.0
150.0
125.0
100.0
75.0
50.0
25.0
0.0
−25.0
−50.0
−75.0
−100.0
−125.0
−150.0
−175.0
−200.0
−225.0
−250.0
−275.0
−300.0
−325.0
−350.0
−400.0
−500.0
−750.0
−1000.0
−1500.0

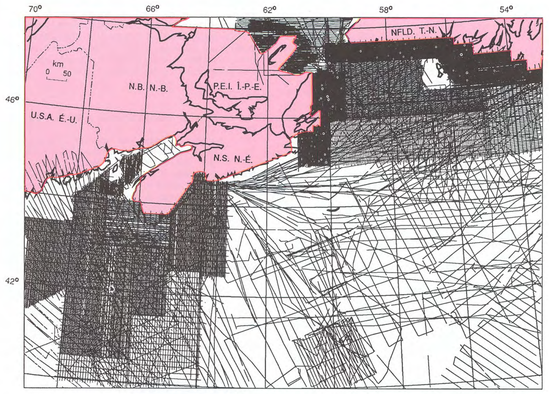


FIGURE 1. Distribution of marine magnetic and aeromagnetic observations; areas enclosed in colour define the extent of aeromagnetic surveys done by the Geological Survey of Canada and agencies in the United States

FIGURE 1. Répartition des observations magnétiques marines et aéroportées; les secteurs en couleurs indiquent l'étendue des levés aéromagnétiques réalisés par la Commission géologique du Canada et des organismes américains

MAGNETIC ANOMALY ANOMALIE MAGNÉTIQUE

Canada

Geological Survey of Canada

Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF REGIONAL GEOLOGY AND GEOPHYSICS 2

GRAVITY ANOMALY

K. G. Shih, R. Macnab, R. K. McConnell, D. B. Hearty, J. F. Halpenny, and J. Woodside

Recommended citation: Shih, K. G., Macnab, R., McConnell, R. K., Hearty, D. B., Halpenny, J. F., and Woodside, J., 1991: Regional geology and geophysics 2: gravity anomaly; in East Coast Basin Atlas Series: Scotian Shelf; Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p. 11.

Additional copies of this map may be obtained from the Geological Survey of Canada, Atlantic Geoscience Centre, P. O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2 Canada (Ph: 902-426-2773; FAX: 902-426-4266).

INTRODUCTION

As the Earth's density is non-homogeneous, small changes in the attraction of gravity exist from one location to another. These inhomogeneities can be quantified and their geological significance determined from an analysis of the magnitude and extent of the gravity variations or anomalies.

The free-air anomaly is the difference between the observed and theoretical value of gravity at the sea surface. (Theoretical gravity is the variation in gravitational attraction over the surface of a homogeneous spheroid of revolution which is used to approximate the shape and density of the Earth.) Correcting the free-air anomaly for the known gravitational effect of topographic variations of the seafloor or land surface produces the Bouguer anomaly, which better reflects subsurface geologic variations.

DATA COMPILATION

The basic information used to plot the map was the six kilometre gridded data set produced for the Decade of North American Geology (DNAG) Gravity Anomaly Map of North America (Committee for the Gravity Anomaly Map of North America, 1987; see Fig. 1). Minor modifications to the grid were made in a small area over the Scotian Shelf to reflect the results of surveys carried out by the Atlantic Geoscience Centre (AGC), of the Geological Survey of Canada (GSC), in 1988. To satisfy constraints of locally available plotting software, the DNAG grid was re-interpolated to a latitude-longitude grid of three minutes by three minutes.

All data on this map were reduced using theoretical gravity computed on the Geodetic Reference System 1967; observed gravity was referred to the International Gravity Standardization Net 1971. The free-air correction was 0.3086 mGal/m and the Bouguer correction was 0.1119 mGal/m based on an assumed crustal density of 2670 kg/m^3.

The estimated overall accuracy of the land data shown on the map is ± 2 mGal. Marine data have an estimated accuracy of ± 2.5 mGal (Earth Physics Branch, 1986).

PRINCIPAL FEATURES OF THE GRAVITY MAP

A large positive anomaly along the shelf edge dominates the map. South of Sable Island, values as high as 110 mGal are observed over the Sable Subbasin. The amplitude of this anomaly appears to be related to sediment thickness and depth of the underlying sedimentary basins. Parallel negative anomalies on either side are an indication of crustal flexure which is not fully compensated locally; in this case, the lithosphere flexes broadly downward beneath the sedimentary load within the basins, with part of the flexure occurring to the sides of the main load which causes it (e.g. Beaumont et al., 1982; Karner and Watts, 1982).

The shelf-edge anomaly obliquely divides the map into a northern (continental) and southern (oceanic) portions. The oceanic part shows much less variability than the continental part as the sources of the anomalies are deeper there, and also because there is less geologic variability in the oceanic crust.

The two principal anomalies in the oceanic portion are positive lobes extending southeast from the continental rise off southwestern and northeastern Nova Scotia. The northeastern anomaly can be explained by the accumulation of sediment on the seafloor at the mouth of the Laurentian Channel. A similar explanation might be used also for the smaller southwestern anomaly, lying near the mouth of the channel between Georges and Browns Banks.

Over the land mass, direct correlation exists between gravity anomalies and the continental geology. Low gravity, in central Nova Scotia and extending southwestwards across the southern tip of the province, is associated with large Paleozoic granitic plutons. The Magdalen Basin and the Sydney Basin are indicated by lows to the north and northeast of Cape Breton, respectively. South of Cape Breton, the sediment-filled Orpheus Graben is a long linear basin of over 10 km depth extending eastward across the shelf, as shown by its gravity low. High gravity values flanking the Orpheus Graben over ridge structures are continuous with highs through northern Nova Scotia along the Cobequid Mountains and Cape Breton Highlands. Around the margins of the Bay of Fundy, the gravity highs are correlated with the Mesozoic volcanic rocks which accompanied an early rifting episode prior to the opening of the North Atlantic.

ACKNOWLEDGMENTS

Reviewers J. Verhoef and S. Srivastava of the Atlantic Geoscience Centre made helpful criticisms concerning the preparation of data and the production of this map.

REFERENCES

Beaumont, C., Keen, C. E., and Boutilier, R.
1982: On the evolution of rifted continental margins: comparison of models and observations for the Nova Scotian margin; Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, v. 70, no. 3, p. 667-716.

Committee for the Gravity Anomaly Map of North America
1987: Gravity anomaly map of North America; Geological Society of America, Boulder, Colorado, scale 1:5,000,000, 5 sheets.

Earth Physics Branch
1986: Integration of the Atlantic Geoscience Centre marine gravity data into the National Gravity Data Base; Earth Physics Branch, Open File 85-32, Department of Energy, Mines and Resources, Ottawa, 54 p. (also Geological Survey of Canada, Open File 1232).

Karner G. D. and Watts, A. B.
1982: On isostasy at Atlantic-type continental margins; Journal of Geophysical Research, v. 87, no. B4, p. 2923-2948.

□

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE GÉOLOGIE ET GÉOPHYSIQUE RÉGIONALES 2

ANOMALIE GRAVIMÉTRIQUE

K. G. Shih, R. Macnab, R. K. McConnell, D. B. Hearty, J. F. Halpenny, et J. Woodside

Notation bibliographique conseillée: Shih, K. G., Macnab, R., McConnell, R. K., Hearty, D. B., Halpenny, J. F., and Woodside, J., 1991: Géologie et géophysique régionales 2: anomalie gravimétrique; dans Série des atlas des bassins de la côte Est: plate-forme Néo-Écossaise; Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada, p. 11.

Des copies supplémentaires de la carte peuvent être obtenues auprès de la Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de l'Atlantique, case postale 1006, Dartmouth (Nouvelle-Écosse) B2Y 4A2 Canada tél (902) 426-2773, facsimilé (902) 426-4266.

INTRODUCTION

Comme la densité de la Terre n'est pas homogène, l'attraction gravitationnelle varie légèrement d'un endroit à l'autre. Ces inégalités peuvent être quantifiées et leur signification géologique déterminée à partir d'une analyse de l'importance et de l'étendue des variations de la gravité ou anomalies.

L'anomalie à l'air libre est la différence entre la valeur observée et la valeur théorique de la gravité mesurées à la surface de la mer. (La gravité théorique est la variation de l'attraction gravitationnelle à la surface d'un sphéroïde de révolution homogène qui sert à représenter approximativement la forme et la densité de la Terre.) En corrigeant l'anomalie à l'air libre pour tenir compte de l'effet gravitationnel connu des variations topographiques du fond océanique ou de la surface des continents, on obtient l'anomalie de Bouguer qui donne une meilleure représentation des variations géologiques souterraines.

COMPILATION DES DONNÉES

Pour dresser la carte, on a utilisé comme information de base l'ensemble de données reportées sur un quadrillage aux mailles de six kilomètres produit pour la carte des anomalies gravimétriques de l'Amérique du Nord de la Décennie de la géologie nord-américaine (Committee for the Gravity Anomaly Map of North America, 1987; voir la fig. 1). De légères modifications ont été apportées au quadrillage dans une petite zone de la plate-forme Néo-Écossaise pour refléter les résultats de levés réalisés en 1988 par le Centre géoscientifique de l'Atlantique (CGA) de la Commission géologique du Canada (CGC). Pour tenir compte des contraintes du logiciel de traçage disponible, le quadrillage de la DGINA a été interpolé à nouveau en fonction d'un quadrillage aux mailles de 3° de latitude et de longitude.

Toutes les données de cette carte ont été corrigées en utilisant la gravité théorique calculée en fonction du Système de référence géodésique de 1967; la gravité observée a été rattachée au Réseau international de normalisation gravimétrique de 1971. La correction à l'air libre était de 0,3086 mGal/m et la correction de Bouguer de 0,1119 mGal/m, basées sur une masse volumique présumée de la croûte de 2 670 kg/m^3.

Le degré d'exactitude global des données continentales figurées sur la carte est de ± 2 mGal. Les données marines ont un degré d'exactitude estimé à ± 2,5 mGal (Direction de la physique du globe, 1986).

PRINCIPALES CARACTÉRISTIQUES DE LA CARTE GRAVIMÉTRIQUE

Une vaste anomalie positive tout le long de la bordure de la plate-forme continentale caractérise la carte. Au sud de l'Île de Sable, on a observé des valeurs atteignant 110 mGal au-dessus du sous-bassin de Sable. Cette forte valeur semble être liée à l'épaisseur des sédiments et à la profondeur des bassins sédimentaires sous-jacents. Les anomalies négatives parallèles de chaque côté reflétant une flexure crustale qui n'est pas totalement compensée localement; dans ce cas, la lithosphère subit une vaste flexure vers le bas exercée par la charge sédimentaire au sein des bassins, et une partie de la flexure est localisée sur les côtés de la charge principale qui en est la cause (par ex. Beaumont et al., 1982; Karner et Watts, 1982).

L'anomalie de la bordure de la plate-forme continentale divise obliquement la carte en une partie septentrionale (continentale) et méridionale (océanique). La partie océanique présente des valeurs beaucoup moins variables que la partie continentale étant donné que les sources des anomalies sont plus profondes à cet endroit et, qu'en outre, la géologie de la croûte océanique est moins variable.

Les deux principales anomalies dans la partie océanique sont des lobes positifs qui s'étendent vers le sud-est à partir du glacis continental au large des parties sud-ouest et nord-est de la Nouvelle-Écosse. L'anomalie du nord-est peut s'expliquer par l'accumulation de sédiments sur le plancher océanique à l'embouchure du chenal Laurentien. On peut donner la même explication pour l'anomalie du sud-ouest comparativement plus restreinte, qui s'étend près de l'embouchure du chenal entre les bancs de Georges et de Brown.

Au-dessus de la masse continentale, il existe une corrélation directe entre les anomalies gravimétriques et la géologie continentale. Le creux gravimétrique observé dans le centre de la Nouvelle-Écosse et se prolongeant vers le sud-ouest à travers l'extrémité méridionale de la province, est associé à de vastes plutons granitiques du Paléozoïque. Le bassin de la Madeleine et le bassin de Sydney correspondent respectivement à des creux gravimétriques au nord et au nord-est du Cap-Breton. Au sud du Cap-Breton, le graben Orpheus, comblé de sédiments, est un long bassin linéaire de plus de 10 km de profondeur qui s'étend vers l'est à travers la plate-forme continentale, comme en témoigne le creux gravimétrique qui lui est associé. Les valeurs gravimétriques positives qui flanquent le graben Orpheus au-dessus de crêtes sont continues jusqu'à travers le nord de la Nouvelle-Écosse, le long des monts Cobequid et les hautes terres du Cap-Breton. Autour de la baie de Fundy, les crêtes gravimétriques sont corrélées aux roches volcaniques du Mésozoïque dont la mise en place a coïncidé avec un épisode de rifting précoce précédant l'ouverture de l'Atlantique Nord.

REMERCIEMENTS

Les réviseurs J. Verhoef et S. Srivastava du CGA ont formulé des critiques utiles concernant la préparation des données et la production de cette carte.

RÉFÉRENCES

Beaumont, C., Keen, C. E., et Boutilier, R.
1982: On the evolution of rifted continental margins: comparison of models and observations for the Nova Scotian margin; Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, v. 70, no. 3, p. 667-716.

Committee for the Gravity Anomaly Map of North America
1987: Gravity anomaly map of North America; Geological Society of America, Boulder, Colorado, scale 1:5,000,000, 5 sheets.

Direction de la physique du globe
1986: Integration of the Atlantic Geoscience Centre marine gravity data into the National Gravity Data Base; Earth Physics Branch, Open File 85-32, Department of Energy, Mines and Resources, Ottawa, 54 p. (also Geological Survey of Canada, Open File 1232).

Karner G. D. et Watts, A. B.
1982: On isostasy at Atlantic-type continental margins; Journal of Geophysical Research, v. 87, no. B4, p. 2923-2948.

□

Energy, Mines and Resources Canada
Energie, Mines et Ressources Canada

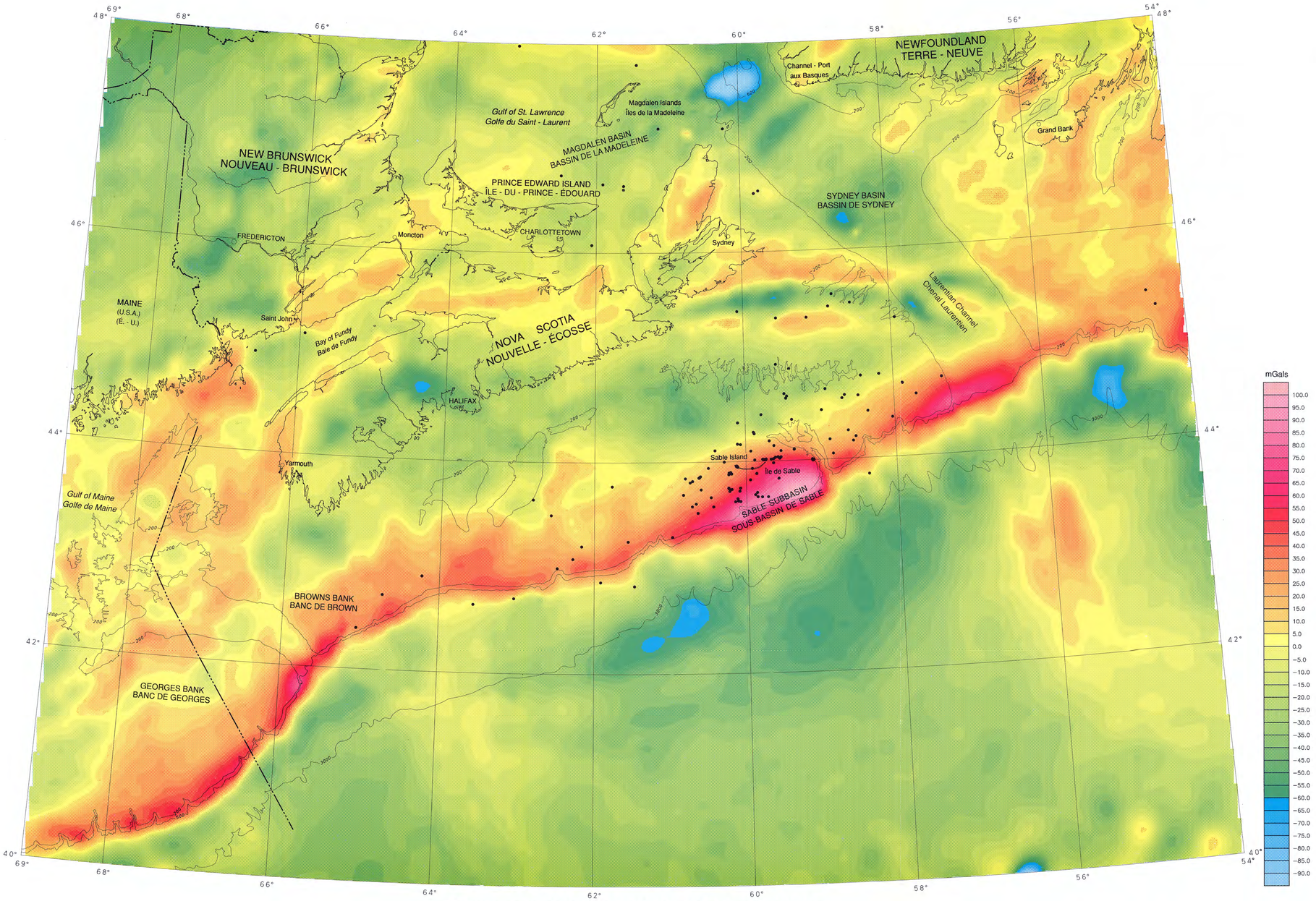
Geological Survey of Canada
Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF REGIONAL GEOLOGY AND GEOPHYSICS 2
PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE GÉOLOGIE ET GÉOPHYSIQUE RÉGIONALES

Bathymetric contours in metres
Lambert Conformal Projection (standard parallels 45° N and 66° N)
Courbes bathymétriques en mètres
Projection conforme de Lambert (parallèles standard 45° N et 66° N)

Scale 1 : 2 000 000 - Échelle 1 / 2 000 000

Kilometres Kilomètres
50 0 50 100 150



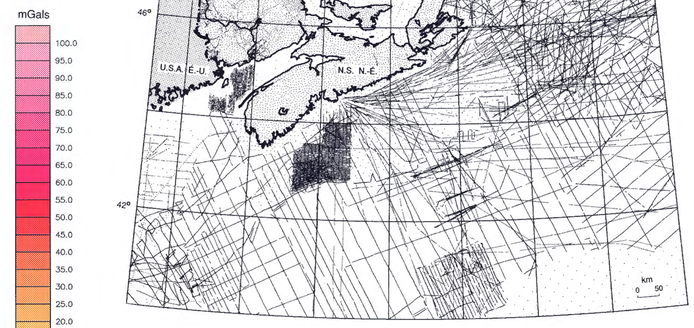


FIGURE 1. Gravity station distribution (compiled by the Geophysics Division, Geological Survey of Canada)
FIGURE 1. Répartition des stations gravimétriques (compilée par la Division de la géophysique, Commission géologique du Canada)

GRAVITY ANOMALY ANOMALIE GRAVIMÉTRIQUE

Canada

Geological Survey of Canada

Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF REGIONAL GEOLOGY AND GEOPHYSICS 3

NOVA SCOTIAN MARGIN CRUSTAL TRANSECT

W. Kay, B. C. MacLean, and C. E. Keen

Recommended citation: Kay, W., MacLean, B. C., and Keen, C. E., 1991: Regional geology and geophysics 3: Nova Scotian margin crustal transect; in East Coast Basin Atlas Series: Scotian Shelf; Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p. 13.

Additional copies of this map may be obtained from the Geological Survey of Canada, Atlantic Geoscience Centre, P. O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2 Canada (Ph: 902-426-2773; FAX: 902-426-4266).

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE GÉOLOGIE ET GÉOPHYSIQUE RÉGIONALES

TRANSECT DE LA CROÛTE DE LA MARGE NÉO-ÉCOSSAISE

W. Kay, B. C. MacLean, et C. E. Keen

Notation bibliographique conseillée: Kay, W., MacLean, B. C., et Keen, C. E., 1991: Géologie et géophysique régionales 3: transect de la croûte de la marge Néo-Écossaise; dans Série des atlas des bassins de la côte Est: plate-forme Néo-Écossaise; Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada, p. 13.

Des copies supplémentaires de la carte peuvent être obtenues auprès de la Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de l'Atlantique, case postale 1006, Dartmouth (Nouvelle-Écosse) B2Y 4A2 Canada tél (902) 426-2773, facsimilé (902) 426-4266.

The magnetic anomaly and free-air gravity anomaly profiles, along the lines of the Nova Scotian margin crustal transect, are displayed on this map sheet (Fig. 1). The profiles show a prominent free-air gravity "high" over the edge of the shelf and a corresponding "low" over the slope and rise, which is due primarily to changes in crustal structure and water depth, and to flexure of the lithosphere under a large load of sediment (Beaumont et al., 1982). The East Coast Magnetic Anomaly (ECMA) is also observed over the shelf and rise but it is not as large as it is further south, along the margin of the eastern United States. The ECMA is generally associated with the continent-ocean boundary, but its cause is not well defined (Emery et al., 1970; Barrett and Keen, 1976; Klitgord and Behrendt, 1979). Seaward of the ECMA, few magnetic anomalies are observed within the Jurassic Quiet Zone.

The geological cross-section (Fig. 2) results from an interpretation of all relative seismic data including the following seismic reflection sections (Fig. 3a, c): (1) AGC, line 86-5AA, a deep line which exhibits reflectors down to Moho (Marillier et al., 1989) and; (2) Seiscan Delta Limited line 108, an industrial line representative of other regional exploration lines across the shelf and slope (Wade and MacLean, 1990). For the crustal representation, velocities were obtained from seismic refraction measurements reported by a variety of workers and summarized by Keen and Hyndman (1979) and Keen and Cordsen (1981). For the sediments, borehole logs were used to obtain velocities which were then extrapolated to basement. These velocities were used in the geological interpretation and in the conversion of seismic reflection data from time to depth. Also depicted is a line-drawing interpretation of line 86-5AA (Fig. 4) and a map showing transect location, depth to basement (Grant, 1990; map sheet Structure and Isopach 1, this volume), bathymetry, and location of refraction lines and selected boreholes (Fig. 5).

The geological cross-section was constructed in two segments. Segment A-B was interpreted from reflection line 86-5AA, using seismic refraction velocities where available. The crustal part of segment B-C was constrained by the seismic refraction measurements referred to above. The sedimentary section along segment B-C follows the interpretation shown on map sheets Seismic Expression 2 and 3 (this volume); it is a composite of regional seismic reflection data with emphasis on Shell Canada Limited 1981 line R2, and Seiscan Delta Limited line 108. These seismic data have been tied to deep borehole data.

Triassic rifting was accompanied by deposition of nonmarine clastic sediments within the rift basins. The accumulation of thick salt units in Early Jurassic time was followed by a period of carbonate deposition in Early-Middle Jurassic time. During this time, seafloor spreading began east of the rifted North American continent. This rift-drift transition does not appear to be marked by a period of uplift and erosion, or by the development of a breakup unconformity which is clearly recognized in the biostratigraphy and in seismic sections (Jansa and Wade, 1975).

However, rifting did affect the crustal structure below the shelf, where the crust is about one-half the thickness of that below Nova Scotia (~17 km compared to 35 km). As the ocean-continent boundary is approached, the continental crust thins (Keen and Hyndman, 1979; Keen and Cordsen, 1981). This thinned crust may be a measure of the amount of lithospheric extension which occurred during rifting (Royden and Keen, 1980; Beaumont et al., 1982). Also, the amount of thinning appears to be related to the amount of subsidence and therefore to the total sediment thickness. Thus, deep crustal structure is intimately related to the sedimentary basin distribution.

Near the ocean-continent transition, the continental crust exhibits velocities which are different from those associated with either oceanic or continental rocks. The transitional region is characterized by crustal velocities of 7.4 km/s, found within a 100 km wide zone off Nova Scotia (Keen et al., 1975). These velocities are typical of basaltic rocks such as gabbros, and may indicate that the thin continental crust was intruded or underplated by basaltic magma during rifting. The ocean-continent boundary occurs seaward of this zone of postulated underplating and intrusion, near the foot of the slope. The oceanic region seaward of this boundary represents the oldest North Atlantic oceanic crust generated in Jurassic time. This region lies within the Quiet Magnetic Zone (Barrett and Keen, 1976), so no seafloor spreading anomalies are apparent. There is no evidence of anomalous oceanic crustal thicknesses, or oceanic basement highs near the transition region.

REFERENCES

Barrett, D. L., Berry, M., Blanchard, J. E., Keen, M. J., and McAllister, R. E.
1964: Seismic studies on the eastern seaboard of Canada: the Atlantic coast of Nova Scotia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 1, p. 10-22.

Barrett, D. L. and Keen, C. E.
1976: Mesozoic magnetic lineations: the Magnetic Quiet Zone and seafloor spreading in the northwest Atlantic; Journal of Geophysical Research, v. 81, p. 4876-4884.

Beaumont, C., Keen, C. E., and Boutilier, R.
1982: On the evolution of rifted continental margins: comparison of models and observations for the Nova Scotian margin; Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, v. 70, p. 667-715.

Berger, J., Cok, A. E., Blanchard, J. E., and Keen, M. J.
1966: Morphological and geophysical studies on the eastern seaboard of Canada: the Nova Scotian Shelf; Royal Society of Canada, Special Publication 9, p. 102-113.

Emery, K. O., Uchupi, E., Phillips, J. D., Bowin, C. O., Bunce, E. T., and Knott, S. T.
1970: Continental rise off eastern North America; American Association of Petroleum Geologist Bulletin, v. 54, no. 1, p. 44-108.

Grant, A. C. (comp.)
1990: Depth to basement of the continental margin of Eastern Canada; in Geology of the Continental Margin of Eastern Canada, (ed.) M. J. Keen and G. L. Williams; Geological Survey of Canada, Map 1707A, scale 1:5 000 000.

Jansa, L. F. and Wade, J. A.
1975: Geology of the continental margin off Nova Scotia and Newfoundland; in Offshore Geology of Eastern Canada, Volume 2, Regional Geology, (ed.) W. J. M. van der Linden, and J. A. Wade; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, v. 2, p. 51-105.

Keen, C. E. and Cordsen, A.
1981: Crustal structure, seismic stratigraphy, and rift processes of the continental margin off eastern Canada: ocean bottom seismic refraction results off Nova Scotia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 1523-1538.

Keen, C. E. and Hyndman, R. D.
1979: Geophysical review of the continental margins of eastern and western Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 712-747.

Keen, C. E., Keen, M. J., Barrett, D. L., and Heffler, D. E.
1975: Some aspects of the ocean-continent transition at the continental margin of eastern North America; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, p. 189-197.

Klitgord, K. and Behrendt, J. C.
1979: Basin structure of the U.S. Atlantic margin; in Geological and Geophysical Investigations of Continental Margins, (ed.) J. S. Watkins, L. Montadert and P. Dickenson; American Association of Petroleum Geology, Memoir 29, p. 85-112.

Marillier, F., Keen, C. E., Stockmal, G. S., Quinlan, G., Williams, H., Colman-Sadd, S. P., and O'Brien, S. J.
1989: Crustal structure and surface zonation of the Canadian Appalachians: implications of deep seismic reflection data; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 26, p. 305-321.

Royden, L. and Keen, C. E.
1980: Rifting process and thermal evolution of the continental margin of eastern Canada determined from subsidence curves; Earth and Planetary Science Letters, v. 51, p. 343-361.

Wade, J. A. and MacLean, B. C.
1990: The geology of the southeastern margin of Canada; Chapter 5 in Geology of the Continental Margin of Eastern Canada, (ed.) M. J. Keen and G. L. Williams; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 2, p. 167-238 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-1).

□

Les profils des anomalies gravimétriques à l'air libre et des anomalies magnétiques, le long des segments du transect de la croûte de la marge Néo-Écossaise, sont figurés sur cette carte (fig. 1). Les profils des anomalies gravimétriques à l'air libre montrent une importante «crête» au-dessus de la bordure de la plate-forme continentale et un «creux» correspondant au-dessus du talus et du glacis, attribuable principalement à des changements dans la structure de la croûte et la profondeur de l'eau ainsi qu'à une flexure de la lithosphère sous une importante charge de sédiments (Beaumont et al., 1982). L'anomalie magnétique de la côte Est (AMCE) s'observe également au-dessus de la plate-forme continentale et du glacis mais elle n'est pas aussi large qu'au sud, le long de la marge de l'Est des États-Unis. L'AMCE est généralement associée à la limite continent-océan mais son origine n'est pas encore bien définie (Emery et al., 1970; Barrett et Keen, 1976; Klitgord et Behrendt, 1979). Au large de l'AMCE, on a observé quelques anomalies magnétiques au sein de la zone de calme magnétique du Jurassique.

La coupe géologique (fig. 2) est le résultat d'une interprétation de toutes les données sismiques pertinentes dont celles des profils de sismique-réflexion suivants (fig. 3a, c): (1) profil 86-5AA du CGA; profil profond qui montre les réflecteurs jusqu'au Moho (Marillier et al., 1989) et; (2) profil 108 de la Seiscan Delta Limited; profil de l'industrie représentatif d'autres profils d'exploration régionaux traversant la plate-forme continentale et le talus (Wade et MacLean, 1990). Pour représenter la croûte, on a utilisé les vitesses enregistrées en sismique-réfraction par différentes sources et résumées par Keen et Hyndman (1979) et Keen et Cordsen (1981). En ce qui concerne les sédiments, on a utilisé des diagraphies de sondage pour déterminer les vitesses que l'on a extrapolées jusqu'au socle. Ces vitesses ont servi à l'interprétation géologique et à transformer les données temporelles de sismique-réflexion en profondeur. Sont également présentées, une interprétation à gros traits du profil 86-5AA (fig. 4) et une carte montrant la position des transects, la profondeur du socle (Grant, 1990; carte Structure et isopaques 1 du présent volume), la bathymétrie et la position des profils de réfraction et des sondages choisis (fig. 5).

La coupe géologique a été construite en deux segments. Le segment A-B est le résultat d'une interprétation du profil de réflexion 86-5AA, les vitesses de sismique-réfraction étant utilisées lorsqu'elles étaient disponibles. L'interprétation de la partie crustale du segment B-C a été encadrée par les mesures de sismique-réfraction susmentionnées. La coupe sédimentaire le long du segment B-C est conforme à l'interprétation des cartes Signature sismique 2 et 3 (dans le présent volume); elle combine des données de sismique-réflexion régionales et plus particulièrement les profils R2 du levé réalisé en 1981 par Shell Canada Limitée et 108 de la Seiscan Delta Limited. Ces données sismiques ont été rattachées aux données de sondages profonds.

La rifting triasique a été accompagné du dépôt de sédiments clastiques non marins dans les bassins d'effondrement. L'accumulation d'épaisses unités de sel au Jurassique précoce a été suivie d'une période de sédimentation de roches carbonatées au Jurassique précoce-moyen. C'est durant cette période que l'expansion du fond océanique à l'est du continent nord-américain fracturé a débuté. Cette transition de la phase du rift à la phase de dérive continentale ne semble pas avoir été marquée par une période de soulèvement et d'érosion ni par la formation d'une discordance de rupture qui pourrait être reconnue de façon claire d'après les données biostratigraphiques ou sur les coupes sismiques (Jansa et Wade, 1975).

Cependant, le rifting a affecté la structure de la croûte au-dessous de la plate-forme continentale. À cet endroit, l'épaisseur de la croûte correspond à environ la moitié de celle observée dans la subsurface de la Nouvelle-Écosse (environ 17 km comparativement à 35 km). À mesure qu'on s'approche de la limite océan-continent, la croûte continentale s'amincit (Keen et Hyndman, 1979; Keen et Cordsen, 1981). Cette croûte amincie pourrait refléter l'importance de la distension lithosphérique survenue durant le rifting (Royden et Keen, 1980; Beaumont et al., 1982). En outre, l'amincissement semble être lié à l'importance de la subsidence et, de ce fait, à l'épaisseur totale des sédiments. Par conséquent, la structure de la croûte profonde est intimement liée à la distribution du bassin sédimentaire.

Près de la zone de transition océan-continent, les vitesses à travers la croûte continentale diffèrent de celles associées aux roches océaniques ou continentales. La zone de transition est caractérisée par des vitesses de 7,4 km/s, relevées dans une zone d'une largeur de 100 km au large de la Nouvelle-Écosse (Keen et al., 1975). Ces vitesses sont typiques des roches balsatiques comme les gabbros et pourraient indiquer que, durant le rifting, le magma basaltique se soit introduit dans la mince croûte continentale ou ait migré à la base de cette dernière. La limite océan-continent se situe au large de cette zone où l'on présume la présence d'intrusions basaltiques ou d'une plaque de magma à la base de la croûte, près de la base du talus. La région océanique au large de cette limite est constituée de la croûte océanique la plus ancienne de l'Atlantique Nord formée durant le Jurassique. Cette région s'étend au sein de la zone de calme magnétique (Barrett et Keen, 1976) de sorte qu'aucune anomalie liée à l'expansion du fond océanique n'est apparente. On n'a relevé aucun indice d'épaisseurs anormales de la croûte océanique ni de hauteurs du socle océanique près de la zone de transition.

RÉFÉRENCES

Barrett, D. L., Berry, M., Blanchard, J. E., Keen, M. J., et McAllister, R. E.
1964: Seismic studies on the eastern seaboard of Canada: the Atlantic coast of Nova Scotia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 1, p. 10-22.

Barrett, D. L. et Keen, C. E.
1976: Mesozoic magnetic lineations: the Magnetic Quiet Zone and seafloor spreading in the northwest Atlantic; Journal of Geophysical Research, v. 81, p. 4876-4884.

Beaumont, C., Keen, C. E., et Boutilier, R.
1982: On the evolution of rifted continental margins: comparison of models and observations for the Nova Scotian margin; Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, v. 70, p. 667-715.

Berger, J., Cok, A. E., Blanchard, J. E., et Keen, M. J.
1966: Morphological and geophysical studies on the eastern seaboard of Canada: the Nova Scotian Shelf; Royal Society of Canada, Special Publication 9, p. 102-113.

Emery, K. O., Uchupi, E., Phillips, J. D., Bowin, C. O., Bunce, E. T., et Knott, S. T.
1970: Continental rise off eastern North America; American Association of Petroleum Geologist Bulletin, v. 54, no. 1, p. 44-108.

Grant, A. C. (comp.)
1990: Depth to basement of the continental margin of Eastern Canada; in Geology of the Continental Margin of Eastern Canada, (ed.) M. J. Keen and G. L. Williams; Geological Survey of Canada, Map 1707A, scale 1:5 000 000.

Jansa, L. F. et Wade, J. A.
1975: Geology of the continental margin off Nova Scotia and Newfoundland; in Offshore Geology of Eastern Canada, Volume 2, Regional Geology, (ed.) W. J. M. van der Linden, and J. A. Wade; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, v. 2, p. 51-105.

Keen, C. E. et Cordsen, A.
1981: Crustal structure, seismic stratigraphy, and rift processes of the continental margin off eastern Canada: ocean bottom seismic refraction results off Nova Scotia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 1523-1538.

Keen, C. E. et Hyndman, R. D.
1979: Geophysical review of the continental margins of eastern and western Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 712-747.

Keen, C. E., Keen, M. J., Barrett, D. L., et Heffler, D. E.
1975: Some aspects of the ocean-continent transition at the continental margin of eastern North America; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, p. 189-197.

Klitgord, K. et Behrendt, J. C.
1979: Basin structure of the U.S. Atlantic margin; in Geological and Geophysical Investigations of Continental Margins, (ed.) J. S. Watkins, L. Montadert and P. Dickenson; American Association of Petroleum Geology, Memoir 29, p. 85-112.

Marillier, F., Keen, C. E., Stockmal, G. S., Quinlan, G., Williams, H., Colman-Sadd, S. P., et O'Brien, S. J.
1989: Crustal structure and surface zonation of the Canadian Appalachians: implications of deep seismic reflection data; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 26, p. 305-321.

Royden, L. et Keen, C. E.
1980: Rifting process and thermal evolution of the continental margin of eastern Canada determined from subsidence curves; Earth and Planetary Science Letters, v. 51, p. 343-361.

Wade, J. A. et MacLean, B. C.*
1990: The geology of the southeastern margin of Canada; Chapter 5 in Geology of the Continental Margin of Eastern Canada, (ed.) M. J. Keen and G. L. Williams; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 2, p. 167-238 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-1).

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français

□

Energy, Mines and Resources Canada
Énergie, Mines et Ressources Canada

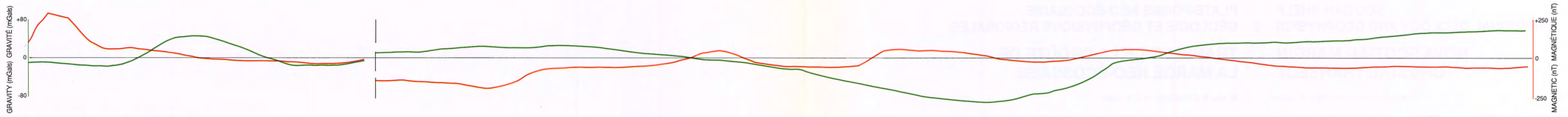


FIGURE 1. Magnetic anomaly (red) and free-air gravity anomaly (green) profiles

FIGURE 1. Profils de l'anomalie magnétique (rouge) et de l'anomalie gravimétrique à l'air libre (verte)

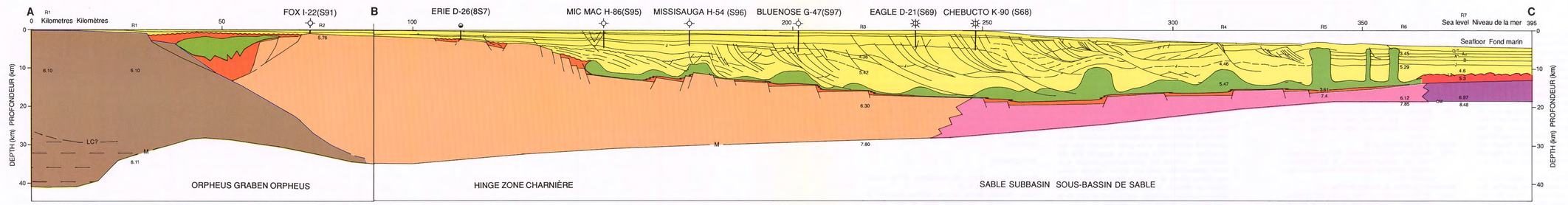


FIGURE 2. Geological cross-section (velocity: km/s)

FIGURE 2. Coupe géologique transversale (vitesse: km/s)

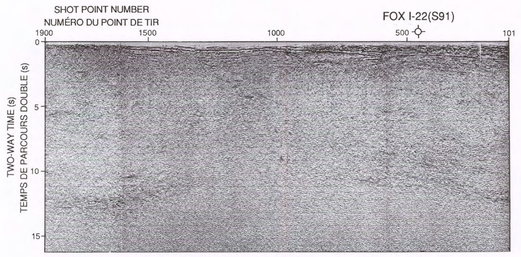
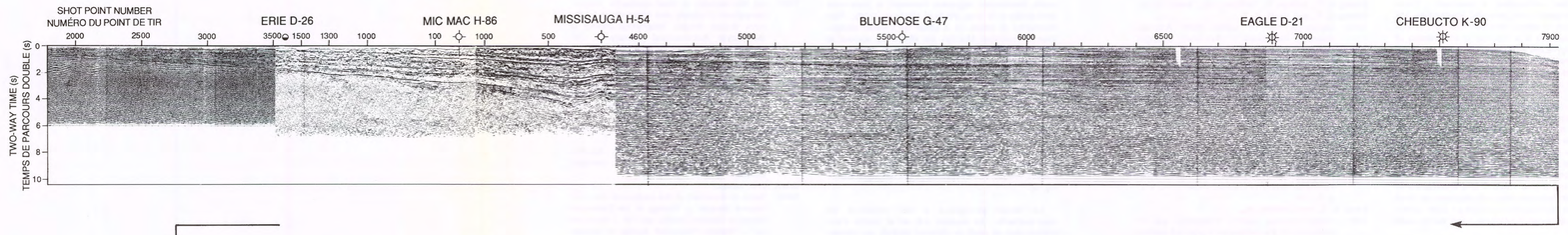


FIGURE 3a. Seismic reflection section (AGC, 1986 line 86-5AA)

FIGURE 3a. Coupe de sismique-réflexion (AGC, 1986 profil 86-5AA)



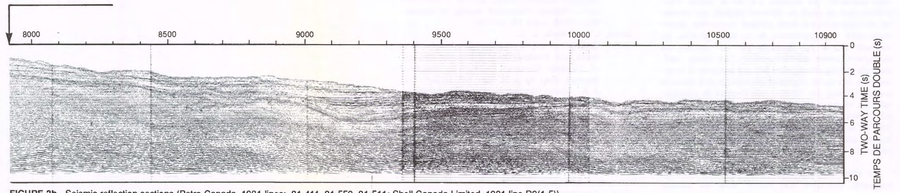


FIGURE 3b. Seismic reflection sections (Petro-Canada, 1981 lines: 81-411, 81-559, 81-511; Shell Canada Limited, 1981 line R2(1-5))

FIGURE 3b. Coupes de sismique-réflexion (Petro-Canada, profils de 1981: 81-411, 81-559, 81-511; Shell Canada Limitée, 1981 profil R2(1-5))

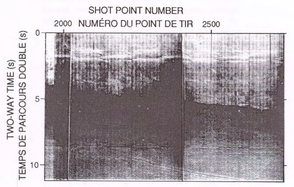


FIGURE 3c. Seismic reflection section (Seiscan Delta Limited, 1972 line 108)

FIGURE 3c. Coupe de sismique-réflexion (Seiscan Delta Limited, 1972 profil 108)

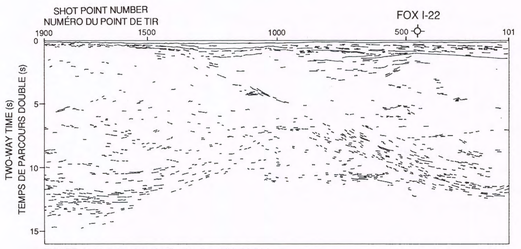


FIGURE 4. Line drawing of reflection line AGC 86-5AA

FIGURE 4. Dessin au trait du profil de sismique-réflexion AGC 86-5AA

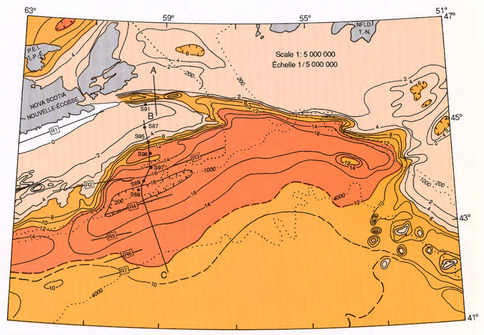


FIGURE 5. Distribution of basin depocentres on the Scotian Shelf and Slope; transect A-B-C and refraction lines as indicated

FIGURE 5. Répartition des zones de dépôt maximal des bassins dans la plate-forme Néo-Écossaise et le talus; les positions du transect A-B-C et des profils de réfraction sont présentées en surcharge.

LEGEND LÉGENDE

Depth to basement (km)
Profondeur du socle (km)

Depth to basement (2 km contour interval)
Profondeur du socle (équidistance de 2 km)
Bathymetry(m) Bathymétrie(m)
Line of transect Tracé du transect
Wells Puits
Refraction line Profil de réfraction

Refraction data sources
Sources des données de réfraction

R1: Barrett et al. (1964)
Barrett et coll. (1964)

R2: Berger et al. (1966)
Berger et coll. (1966)

R3: Keen and Cordsen (1981)
Keen et Cordsen (1981)

R4-R6: Keen et al. (1975)
Keen et coll. (1975)

LEGEND LÉGENDE

Post-rift sediments
Sédiments postérieurs à l'épisode de rifting

Synrift sediments
Sédiments contemporains de l'épisode de rifting

Synrift Argo Formation
Formation d'Argo contemporaine de l'épisode de rifting

Avalon crustal block (?)
Bloc crustal d'Avalon (?)

Meguma crustal block (?)
Bloc crustal de Meguma (?)

Undifferentiated crust
Croûte non différenciée

Oceanic Layer 2
Couche océanique 2

Oceanic crust
Croûte océanique

Dry and abandoned
Abandonné et sec

Gas well, abandoned
Puits de gaz, abandonné

Oil show
Indice de pétrole

Quaternary/Tertiary
Quaternaire/Tertiaire ..... Q/T

Eocene
Éocène ..... Au

Upper Cretaceous (Wyandot Formation equivalent)
Crétacé supérieur (équivalent à la Formation de Wyandot) ..... A*

Barremian
Barrémien ..... B

Top of Jurassic
Sommet du Jurassique ..... J

Lower crust
Croûte inférieure LC

Top oceanic Layer 2
Sommet de la couche océanique 2 ..... L2

Moho
Mohorovicic ..... M

Oceanic Moho
Discontinuité de Mohorovicic océanique ..... OM

Unconformity
Discordance

Fault
Faille

SCOTIAN SHELF
REGIONAL GEOLOGY AND GEOPHYSICS 3
NOVA SCOTIAN MARGIN CRUSTAL TRANSECT

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE
GÉOLOGIE ET GÉOPHYSIQUE RÉGIONALES
TRANSECT DE LA CROÛTE DE LA MARGE NÉO-ÉCOSSAISE

Canada
Geological Survey of Canada
Commission géologique du Canada

Geological Survey of Canada

Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF REGIONAL GEOLOGY AND GEOPHYSICS 4

CRUSTAL STRESSES, EARTHQUAKES AND CRUSTAL THICKNESS

J. S. Bell and J. Adams

Contributors: J. Drysdale, K. G. Shih, W. Kay, J. Woodside, and H. R. Jackson

Recommended citation: Bell, J. S. and Adams, J., 1991: Regional geology and geophysics 4: crustal stresses, earthquakes and crustal thickness; in East Coast Basin Atlas Series: Scotian Shelf; Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p. 15.

Additional copies of this map may be obtained from the Geological Survey of Canada, Atlantic Geoscience Centre, P. O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2 Canada (Ph: 902-426-2773; FAX: 902-426-4266).

CRUSTAL STRESSES

Directions of inferred present day maximum horizontal compression of the lithosphere are shown (Fig. 1). Information from the upper part of the crust was derived from well bore breakouts measured between subsea depths of 347 m and 5728 m, in 64 exploration wells (Adams, 1987). The maximum horizontal compressive stress directions that are plotted on the map are orientations which bisect the two quadrants receiving rarefactive first motions. These orientations are probably within 30° of the true direction.

Subsurface in-situ stress magnitudes were estimated from exploration well log data and drilling records (Tables 2, 3, 4; Fig. 2, 3, 4). It was assumed that one principal stress, σ_v, is vertical and the other two, σ_h and σ_H, are horizontal. The stress σ_v was assumed to be equal to the weight of the overburden and was obtained for specific depths by integrating corrected density log values; it is given by:

$$\sigma_v = \rho g z \qquad (1)$$

where ρ is the density of the rock at depth z and g is the acceleration due to gravity.

Stress σ_h was estimated from records of leak-off tests run below casing during well drilling (Breckels and Van Eekelen, 1981; Ervine and Bell, 1987). If a complete record of pressure build-up and decline is available, the pressure at which the fracture closed, which is equivalent to the smallest principal stress acting on the rocks at that depth and location (Bell, 1990), can often be estimated. If only the fracture initiation pressure (i.e. formation breakdown or "leak-off" of drilling mud) is recorded, an upper bound value is given for the smallest principal stress (Ervine and Bell, 1987). On the Scotian Shelf and Slope, all leak-off pressures are less than the corresponding overburden loads, so they clearly refer to the smaller horizontal principal stress.

Presently, there is no way of measuring the larger horizontal principal stress in offshore wells, but it can be estimated. Bredehoeft et al. (1976) showed that, for isotropic rocks:

$$\sigma_H = 3(\sigma_h) - \text{Reopening pressure} - \text{Pore pressure} \qquad (2)$$

This equation can be used when more than one leak-off test has been run below the same casing shoe and pressure decline has been recorded, since the second leak-off pressure represents the fracture reopening pressure (Bell, 1990).

If a second leak-off test was not run but pressure decline was recorded, the next best approach is to substitute the leak-off pressure for the reopening pressure, as follows:

$$\sigma_H = 3(\sigma_h) - \text{Leak-off pressure} - \text{Pore pressure} \qquad (3)$$

This equation will underestimate σ_H, especially if the rock interval has significant tensile strength, but it is likely to give reasonable results for shales.

If there is no pressure decline record available and only a leak-off pressure is reported, the leak-off pressure is assumed to have a magnitude similar to the reopening pressure for rocks with minimal tensile strengths. Then, the Bredehoeft at al. (1976) relationship becomes:

$$\sigma_H = 2(\text{Leak-off pressure}) - \text{Pore pressure} \qquad (4)$$

This equation will overestimate s_h because the leak-off pressure will be larger than the smaller horizontal principal stress (Ervine and Bell, 1987). If more than one test was conducted below the same casing shoe, the overestimation can be reduced by using the lowest reliable leak-off pressure of a series. Then, the relationship becomes:

$$\sigma_H = 2(\text{Lowest leak-off pressure}) - \text{Pore pressure} \qquad (5)$$

In many cases, equations (4) and (5) offer the only way of estimating σ_H. The results are usually accurate enough to determine the ratio between the three principal stresses. In Tables 2, 3 and 4, the σ_H estimates are labelled with the number of the equation used to obtain them and data quality ranking is given for the horizontal principal stress magnitudes.

The Scotian Shelf is currently subject to northeast-southwest directed horizontal compression according to the mean breakout azimuths of the majority of the wells (Podrouzek and Bell, 1985; Bell, 1990). The data exhibit a regional consistency; local anomalies (e.g. at the Alma F-67 well; see S20 well in Fig. 1) are due to stress deflections toward faults that act as free surfaces (Bell, 1989). The Shubenacadie H-100 (S16) well exhibits a northwest-southeast σ_H orientation that may reflect a local stress regime on the continental slope. Regionally, anomalous σ_H directions that occur in wells in the Orpheus Graben may be indicative of the local tectonic environment.

The stress magnitude estimates of σ_H, σ_h, and σ_v obtained from leak-off tests, pore pressures, and density logs appear to be adequately constrained to define the relative magnitudes of the principal stresses at various depths and locations (Ervine and Bell, 1987). Some interpretation is necessary. For example, σ_H is believed to be smaller than σ_v in most of the hydrostatically pressured sections studied, despite calculated values in some wells which could suggest the converse (Bell, 1990). The general conclusions are as follows:

Depth Range	Relative Stress Magnitudes
0 - top of overpressures	$\sigma_v > \sigma_H > \sigma_h$
Top of overpressures - c. 6000 m	$\sigma_H > \sigma_v > \sigma_h$
Below c. 6000 m	$\sigma_H > \sigma_h > \sigma_v$

Thus, it is thought that the upper part of the Scotian Shelf is currently affected by an extensional stress regime in which the smallest horizontal principal stress is directed northwest-southeast and the larger horizontal principal stress runs northeast-southwest. The lower part of the Shelf appears to be under compression with the horizontal principal stresses similarly oriented. Effective strength drops markedly within the overpressured sequences, as the pore pressures rise to approach σ_h (Fig. 2, 3, 4). In such a stress regime, listric normal faults with southeast-directed, down-to-basin motion could nucleate as horizontal detachment surfaces within deep overpressured shale sections (Bell, 1990). An extensive network of such faults exists on the Scotian Shelf (map sheets Structure and Isopach 5 and 11, this volume). It probably evolved in a similar stress regime to that which exists today. The relatively small increases in formation pore pressure that are required to initiate leak-off (hydraulic fracture) within the overpressured zones suggest that intermittent natural hydraulic fracturing could be occurring there today, particularly if pressure-raising processes such as hydrocarbon generation are taking place. If so, vertical migration of gas along deep faults is likely, as was suggested for the Alma and Glenelg pools (Bell, 1989, 1990).

It should be emphasized that the above conclusions apply to only that part of the continental shelf which was sampled by hydrocarbon exploration drilling. No stress information is available from the inner shelf, little from the slope and none, except earthquake data, from the crystalline basement.

EARTHQUAKE EPICENTRES

Epicentres for all historic earthquakes of magnitude greater than three are plotted; however in areas of high seismicity, some magnitude three earthquakes are omitted for the sake of clarity. Also, earthquake epicentres of magnitude three were deleted if they occurred in an area with other epicentres of higher magnitude. Color and circle size distinguish magnitude. All plots are based on data from the Canadian Earthquake Epicentre Files maintained by the Geological Survey of Canada (Adams, 1987; Adams and Basham, in press).

Earthquakes have occurred most frequently onshore in New Brunswick and at the mouth of the Laurentian Channel, which is the site of the 1929 Grand Banks earthquake.

CRUSTAL THICKNESS

Seismic refraction data were compiled from lines that measured a crustal section to mantle. Because the number of seismic refraction lines on the east coast of Canada was insufficient to produce a contoured crustal thickness chart, other data such as free-air gravity, bathymetric and depth-to-basement measurements, were used to calculate crustal thickness. Gravity and bathymetry data of the Atlantic Geoscience Centre were digitized on a 0.5° to 0.5° grid. Depth-to-basement data at the same spacing were digitized from Wade et al. (1977), south of Flemish Cap. The densities used to calculate crustal thickness from the gravity data were: water 1.03 g/cm^3, sedimentary layer 2.50 g/cm^3, crust 2.90 g/cm^3, and upper mantle 3.33 g/cm^3. These densities were derived from transects across the margin where seismic refraction, reflection, and gravity data were available. The location of the transects are across the rifted margin of Nova Scotia (Keen and Haworth, 1985a) and across the transform margin south of the Grand Banks of Newfoundland (Keen and Haworth, 1985b). Earth models were developed for these transects and the above densities fit the available constraints.

The crustal thickness values were calculated from the free-air gravity measurements, using the densities derived from the margin transects. Variations in the gravity values were assumed to be due to changes in bathymetry, depth-to-basement, and the depth to the M-discontinuity. The extent of the water layer and the sedimentary strata were known. The calculated free-air anomaly was adjusted to fit the observed anomaly by altering the depth to the M-discontinuity. The algorithm for the three-dimensional model assumed elements consisting of thin horizontal laminae with dimensions of 56 × 56 cos z × 1 in km^3, where z is the latitude. From this, crustal thickness can be extracted. The map developed using this technique was compared with the refraction lines and found to agree with two to four kilometres of the measured values.

▷

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE GÉOLOGIE ET GÉOPHYSIQUE RÉGIONALES 4

CONTRAINTES DANS LA CROÛTE, TREMBLEMENTS DE TERRE ET ÉPAISSEUR DE LA CROÛTE

J. S. Bell et J. Adams

Collaborateurs: J. Drysdale, K. G. Shih, W. Kay, J. Woodside, et H. R. Jackson

Notation bibliographique conseillée: Bell, J. S. et Adams, J., 1991: Géologie et géophysique régionales 4: contraintes dans la croûte, tremblements de terre et épaisseur de la croûte; dans Série des atlas des bassins de la côte Est: plate-forme Néo-Écossaise; Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada, p. 15.

Des copies supplémentaires de la carte peuvent être obtenues auprès de la Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de l'Atlantique, case postale 1006, Dartmouth (Nouvelle-Écosse) B2Y 4A2 Canada tél (902) 426-2773, facsimilé (902) 426-4266.

CONTRAINTES CRUSTALES

Les directions inférées de la compression horizontale maximale de la lithosphère actuelle sont indiquées (fig. 1). L'information relative à la partie supérieure de la croûte provient de l'étude des ruptures des trous de sondage relevés entre 347 m et 5 728 m de profondeur sous le niveau marin, dans 64 puits d'exploration (Adams, 1987). Les directions des contraintes de compression horizontale maximale qui sont tracées sur la carte sont perpendiculaires à l'azimut moyen de rupture des puits (tableau 1). Les directions des contraintes à plus grande profondeur ont été déduites des mécanismes au foyer des tremblements de terre (Adams, 1987). Dans ces cas, les directions des contraintes de compression horizontale maximale qui sont tracées sur la carte sont des orientations qui bissectent les deux quadrants où sont reçus les premiers déplacements de raréfaction et sont probablement en-deçà de 30° de l'orientation véritable.

Les contraintes de subsurface in-situ ont été déterminées à partir de données de diagraphies de puits d'exploration et de rapports de forage (tableaux 2, 3, 4; fig. 2, 3, 4). On présume qu'une contrainte principale σ_v est verticale et que les deux autres, σ_h et σ_H, sont horizontales. La contrainte σ_v est présumée égale au poids des terrains de couverture de sorte que pour déterminer sa valeur à des profondeurs spécifiques, on a intégré les valeurs corrigées des diagraphies de la densité; d'où:

$$\sigma_v = \rho g z \qquad (1)$$

où ρ est la densité de la roche à la profondeur z et g est l'accélération due à la gravité.

La contrainte σ_h a été déterminée à partir d'essais de pression de fuite, au-dessous du cuvelage, au cours d'opérations de forage (Breckels et Van Eekelen, 1981; Ervine et Bell, 1987). Si l'on dispose de données complètes sur l'augmentation et la diminution de la pression, on peut souvent estimer la pression à laquelle la fracture s'est refermée, ce qui correspond à la la plus petite contrainte principale agissant sur les roches à cette profondeur et à cet endroit (Bell, 1990). Si seule la pression de fracturation (c'est-à-dire la rupture d'une formation ou «fuite» de boue de forage) a été enregistrée, une valeur limite supérieure de la plus petite contrainte principale est obtenue (Ervine et Bell, 1987). Sur la plate-forme et le talus Néo-Écossais, toutes les pressions de fuite sont moindres que les charges des terrains de couverture correspondantes de sorte que ces pressions se rapportent clairement à la plus petite contrainte principale horizontale.

À l'heure actuelle, il n'existe pas de façon de mesurer la plus grande contrainte principale horizontale dans les puits extractifères, mais on peut en fournir une estimation. Bredehoeft et al., (1976) ont montré que, pour des roches isotropiques:

$$\sigma_H = 3(\sigma_h) - \left(\text{Pression de récouverture}\right) - \left(\text{Pression interstitielle}\right) \qquad (2)$$

Cette équation peut être utilisée lorsque plus d'un essai de pression de fuite a été réalisé au-dessous du même sabot de cuvelage et que la diminution de pression a été enregistrée étant donné que la deuxième pression de fuite représente la pression de récouvrement de la fracture (Bell, 1990).

Si l'on n'a pas réalisé un second essai de pression de fuite, mais que l'on a enregistré une diminution de pression, la meilleure méthode à utiliser par la suite est de substituer la pression de fuite à la pression de récouverture de la façon suivante:

$$\sigma_H = 3(\sigma_h) - \text{Pression de fuite} - \text{Pression interstitielle} \qquad (3)$$

Cette équation sous-estime la valeur de σ_H, en particulier si l'intervalle rocheux possède une forte résistance à la traction, mais elle devrait donner des résultats satisfaisants dans le cas des shales.

Si aucun enregistrement de la diminution de pression n'est disponible, mais que seule la pression de fuite a été rapportée, on suppose que la pression de fuite équivaut à la pression de récouverture dans le cas des roches dont la résistance à la traction est minime. Par conséquent, la relation de Bredehoeft et al. (1976) devient:

$$\sigma_H = 2(\text{Pression de fuite}) - \text{Pression interstitielle} \qquad (4)$$

Cette équation surestime la valeur de S_h étant donné que la pression de fuite sera plus importante que la plus petite contrainte principale horizontale (Ervine et Bell, 1987). Si plus d'un essai a été réalisé au-dessous du même sabot de cuvelage, on peut réduire la surestimation en utilisant la pression de fuite fiable la plus basse d'une série. En d'autres termes, la relation devient:

$$\sigma_H = 2\left(\text{Pression de fuite la plus basse}\right) - \left(\text{Pression interstitielle}\right) \qquad (5)$$

Dans de nombreux cas, les équations (4) et (5) sont les seules à permettre l'estimation de σ_H. Les résultats sont habituellement suffisamment exacts pour déterminer le rapport entre les trois contraintes principales. Aux tableaux 2, 3 et 4, les estimations de σ_H sont identifiées par le numéro d'équation utilisé pour les obtenir et une échelle de qualité des données est présentée pour les contraintes principales horizontales en fonction de leur intensité.

La plate-forme Néo-Écossaise est actuellement soumise à une compression horizontale de direction nord-est-sud-ouest selon les azimuts moyens de rupture dans la majorité des puits (Podrouzek et Bell, 1985; Bell, 1990). Les données sont cohérentes à l'échelle régionale; les anomalies locales (par ex. au puits Alma F-67; voir S20 à la fig. 1) sont reliées à des déviations des contraintes vers des failles qui agissent comme des surfaces libres (Bell, 1989). Dans le puits Schubenacadie H-100 (S16), σ_H présente une orientation nord-ouest-sud-est reflétant peut-être un régime de contraintes local sur le talus continental. À l'échelle régionale, les directions anormales de σ_H observées dans les puits forés dans le graben Orpheus pourraient révéler un environnement tectonique local.

Les estimations de l'intensité des contraintes σ_H, σ_h, et σ_v établies à partir d'essais de fuite, des pressions interstitielles et des diagraphies de densité semblent suffisantes pour définir les intensités relatives des contraintes principales à différents endroits et profondeurs (Ervine et Bell, 1987). Une certaine interprétation des données est toutefois nécessaire. Ainsi, on présume que σ_H est plus petit que σ_v dans la plupart des sections subissant une pression hydrostatique, même si les valeurs calculées dans certains puits pourraient indiquer le contraire (Bell, 1990). Les conclusions générales à tirer sont les suivantes:

Intervalle de Profondeur	Intensité Relative des Contraintes
0 - sommet de la zone de surpression	$\sigma_v > \sigma_H > \sigma_h$
Sommet de la zone de surpression - autour de 6 000 m	$\sigma_H > \sigma_v > \sigma_h$
Au-dessous de 6 000 m environ	$\sigma_H > \sigma_h > \sigma_v$

Par conséquent, la partie supérieure de la plate-forme Néo-Écossaise serait actuellement affectée par un régime de contraintes de distension dans lequel la plus petite contrainte principale horizontale est orientée nord-ouest-sud-est et la plus grande contrainte principale horizontale est d'orientation nord-est-sud-ouest. La partie inférieure de la plate-forme continentale semble être sous compression, les contraintes principales horizontales ayant la même orientation. La résistance effective chute nettement au sein des séquences en surpression à mesure que les pressions interstitielles augmentent en se rapprochant de σ_h (fig. 2, 3, 4). Dans un tel régime de contraintes, les failles normales listriques de direction sud-est et à déplacement vers le bassin pourraient se fusionner sous forme de surfaces de détachement horizontales au sein de shales profonds en surpression (Bell, 1990). Un vaste réseau de failles semblables existe dans la plate-forme Néo-Écossaise (voir les cartes Structure et isopaques 5 et 11 du présent volume). Ce réseau a probablement évolué dans un régime de contraintes semblable à celui qui existe actuellement. Les augmentations relativement petites de la pression interstitielle de formation nécessaires pour qu'il se produise une fuite (fracture hydraulique) au sein des zones en surpression indiquent qu'une fracturation hydraulique naturelle intermittente pourrait se produire dans cette région aujourd'hui, en particulier si des processus d'augmentation de la pression, comme la formation d'hydrocarbures, étaient actifs. Si c'est le cas, la migration verticale du gaz le long des failles profondes devrait se produire comme on l'a proposé pour les gisements Alma et Glenelg (Bell, 1989, 1990).

Il faut souligner que ces conclusions ne s'appliquent qu'à une partie de la plate-forme continentale qui a pu être échantillonnée grâce aux puits de forage d'exploration d'hydrocarbures. On n'a recueilli aucune donnée sur les contraintes qui s'exercent dans la plate-forme continentale interne et dans le socle cristallin (sauf des données relatives aux tremblements de terre), et celles qui ont été recueillies sur le talus sont peu nombreuses.

ÉPICENTRES DES TREMBLEMENTS DE TERRE

Les épicentre de tous les séismes historiques de magnitude supérieure à trois ont été indiqués; cependant, dans les régions de haute sismicité, certains séismes de magnitude trois ont été omis pour éviter de surcharger la carte. De plus, les épicentres de magnitude trois ont été effacés si d'autres épicentres de magnitude supérieure se situent dans la même région. La magnitude est figurée à la fois par la couleur et la taille du cercle. Les données ayant servi à l'élaboration de cette carte proviennent du fichier des épicentres des tremblements de terre canadiens que conserve la Commission géologique du Canada (Adams, 1987; Adams et Basham, sous presse).

C'est sur la côte du Nouveau-Brunswick et à l'embouchure du chenal Laurentien, site du séisme des Grands Bancs de 1929, que les séismes ont été les plus fréquents.

ÉPAISSEUR DE LA CROÛTE

Des données de sismique-réfraction ont été compilées à partir de profils traversant une section de la croûte jusqu'au manteau. Sur la côte Est du Canada, le nombre de profils de sismique-réfraction est insuffisant pour produire une carte isopaque de la croûte; d'autres données comme les anomalies gravimétriques à l'air libre, la bathymétrie et la profondeur de la surface du socle, ont donc été utilisées pour estimer l'épaisseur de la croûte. Les données gravimétriques et bathymétriques fournies par le Centre géoscientifique de l'Atlantique ont été numérisées sur un quadrillage à mailles de 0,5° sur 0,5°. Les données sur la profondeur du socle au sud du bonnet Flamand tirées de Wade et al., (1977) ont été numérisées selon le même espacement. Les masses volumiques utilisées pour calculer l'épaisseur de la croûte à partir des données gravimétriques ont été: 1,03 g/cm^3 pour l'eau; 2,50 g/cm^3 pour la couche sédimentaire; 2,90 g/cm^3 pour la croûte et 3,33 g/cm^3 pour le manteau supérieur. Ces masses volumiques sont dérivées de transects qui recoupent la partie de la marge pour laquelle des données de sismique-réfraction, de sismique-réflexion et gravimétriques ont été recueillies. Les transects traversent la marge de divergence de la Nouvelle-Écosse (Keen et Haworth, 1985a) et la marge transformante au sud des Grands Bancs de Terre-Neuve (Keen et Haworth, 1985b). Des modèles de la Terre ont été élaborés pour ces transects et les masses volumiques données sont encadrées par les limites connues.

L'épaisseur de la croûte a été calculée à partir de mesures gravimétriques à l'air libre, en utilisant les masses volumiques établies à partir des transects traversant la marge. On a attribué les variations des valeurs gravimétriques aux changements dans la bathymétrie, à la profondeur du socle et à la profondeur de la discontinuité de Mohorovicic. L'étendue de la couche d'eau et des strates sédimentaires était connue. L'anomalie à l'air libre calculée a été ajustée pour correspondre à l'anomalie observée en modifiant la profondeur jusqu'à la discontinuité de Mohorovicic. L'algorithme du modèle tridimensionnel prend en considération des éléments correspondant à de minces strates horizontales dont les dimensions sont de 56 x 56 cos z x 1 km^3, z étant la latitude. De là, il est possible de mesurer l'épaisseur de la croûte. La carte préparée à l'aide de cette méthode a été comparée aux profils de réfraction et concorde entre deux et quatre kilomètres près avec les valeurs mesurées.

▷

REFERENCES RÉFÉRENCES

Adams, J.
1987: Canadian crustal stress database - a compilation to 1987; Geological Survey of Canada, Open File 1622, 130 p.

Adams, J. and Basham, P.
in press: The seismicity and seismotectonics of eastern Canada; in Neotectonics of North America, (ed.) D. B. Slemmons et al.; Geological Society of America, The Geology of North America, CSMV-1.

Adams, J. et Basham, P.
sous presse: The seismicity and seismotectonics of eastern Canada; in Neotectonics of North America, (ed.) D. B. Slemmons et al.; Geological Society of America, The Geology of North America, CSMV-1.

Bell, J. S.
1989: Vertical migration of hydrocarbons at Alma, offshore eastern Canada; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 37, p. 358-364.

1990: The stress regime of the Scotian Shelf, offshore eastern Canada, to 6 kilometers depth and implications for rock mechanics and hydrocarbon migration; in Rock at Great Depth, Volume 3, (ed.) V. Maury and D. Fourmaintraux; A. A. Balkema, Rotterdam, p. 1243-1265.

Breckels, I. M. and Van Eekelen, H. A. M.
1981: Relationship between horizontal stress and depth in sedimentary basins; Paper SPE10336, 56th Annual Fall Technical Conference, Society of Petroleum Engineers of AIME, San Antonio, Texas, October 5-7, 1981.

Bredehoeft, J. D., Wolff, R. G., Keys, W. S., and Shuter, E.
1976: Hydraulic fracturing to determine the regional in-situ stress field, Piceance Basin, Colorado; Geological Society of America Bulletin, v. 87, p. 250-258.

Bredehoeft, J. D., Wolff, R. G., Keys, W. S., et Shuter, E.
1976: Hydraulic fracturing to determine the regional in-situ stress field, Piceance Basin, Colorado; Geological Society of America Bulletin, v. 87, p. 250-258.

Ervine, W. B. and Bell, J. S.
1987: Subsurface in-situ stress magnitudes from oil well drilling records: an example from the Venture area, offshore Eastern Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, p. 1748-1759.

Ervine, W. B. et Bell, J. S.
1987: Subsurface in-situ stress magnitudes from oil well drilling records: an example from the Venture area, offshore Eastern Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, p. 1748-1759.

Keen, C. E. and Haworth, R. T.
1985a: D-3 Rifted continental margin off Nova Scotia: offshore eastern Canada, R. C. Speed (co-ordinator); Geological Society of America, Decade of North American Geology, Centennial Continent/Ocean Transect #3.

1985b: D-2 Transform margin south of Grand Banks: Offshore eastern Canada, R. C. Speed (co-ordinator); Geological Society of America, Decade of North American Geology, Centennial Continent/Ocean Transect #3.

Keen, C. E. et Haworth, R. T.
1985a: D-3 Rifted continental margin off Nova Scotia: offshore eastern Canada, R. C. Speed (co-ordinator); Geological Society of America, Decade of North American Geology, Centennial Continent/Ocean Transect #3.

1985b: D-2 Transform margin south of Grand Banks: Offshore eastern Canada, R. C. Speed (co-ordinator); Geological Society of America, Decade of North American Geology, Centennial Continent/Ocean Transect #3.

Podrouzek, A. J. and Bell, J. S.
1985: Stress orientations from wellbore breakouts on the Scotian Shelf; in Current Research, Part B; Geological Survey of Canada, Paper 85-1B, p. 59-62.

Podrouzek, A. J. et Bell, J. S.
1985: Stress orientations from wellbore breakouts on the Scotian Shelf; in Current Research, Part B; Geological Survey of Canada, Paper 85-1B, p. 59-62.

Wade, J. A., Grant, A. C., Sanford, B. V., and Barss, M. S. (comp.)
1977: Basement structure, Eastern Canada and adjacent areas; Geological Survey of Canada, Map 1400A, scale 1:2 000 000.

Wade, J. A., Grant, A. C., Sanford, B. V., et Barss, M. S. (comp.)
1977: Basement structure, Eastern Canada and adjacent areas; Geological Survey of Canada, Map 1400A, scale 1:2 000 000.

□

Table 1. In-situ orientations interpreted from mean breakout azimuths of wells, Scotian Shelf and adjacent areas.

Tableau 1. Orientation des contraintes *in situ* établie d'après une interprétation des azimuts moyens de rupture dans les puits de la plate-forme Néo-Écossaise et des régions adjacentes.

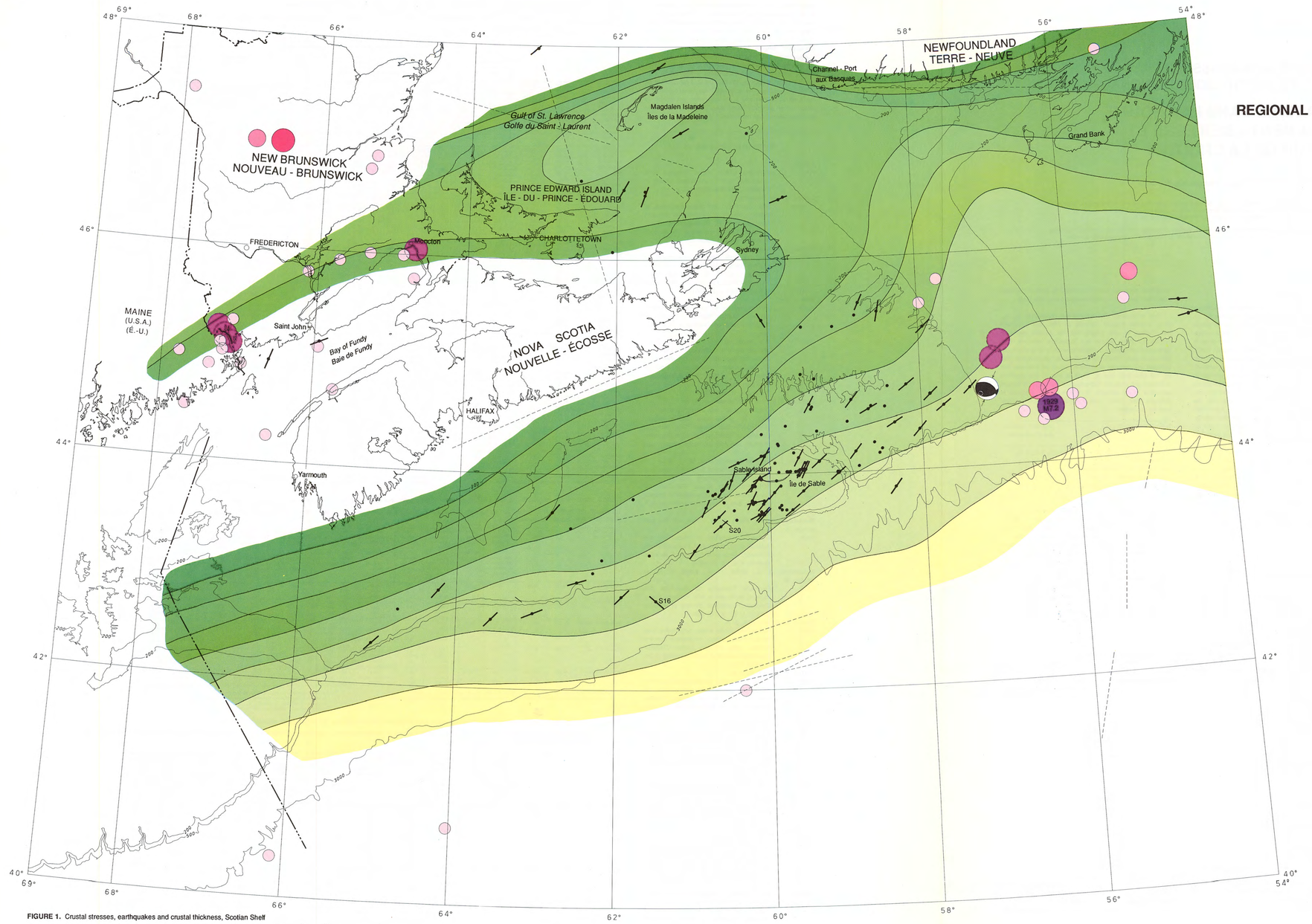
Well / Puits	Location / Emplacement		K.B. (m below sea level) / Table de forage (m au-dessus du niveau de la mer)	No. of Breakouts / Nbre de ruptures	Total Breakout Thickness Logged (m) / Épaisseur totale de la zone de rupture relevée (m)	Shallowest Breakout (m below sea level) / Rupture la moins profonde (m au-dessous du niveau de la mer)	Deepest Breakout (m below sea level) / Rupture la plus profonde (m au-dessous du niveau de la mer)	σ_H					Data Quality[1] / Qualité des données[1]	Source of Data[2] / Source des données[2]
								Major Population (standard deviation) / Population principale (écart-type)		Minor Population (standard deviation) / Population secondaire (écart-type)		Azimut des fractures hydrauliques principales		
	Latitude	Longitude												
Bonnet P-23	42.380'	65.051'	25.3	6	84.0	410	938	135.9	(25.9)			45.9	C	3
Shelburne G-29	42.641'	63.559'	24.5	20	183.5	1672	3672	133.3	(19.6)	180.9	(11.5)	43.3	A	3
Albatross B-13	42.703'	63.037'	24.4	3	49.0	2884	3556	157.7	(18.7)			67.7	C	3
Shubenacadie H-100	42.708'	61.479'	24.4	28	275.0	2114	3444	39.8	(18.9)	113.5	(10.3)	129.8	C	3
Acadia K-62	42.862'	61.917'	12.8	9	203.6	1953	4247	135.6	(9.9)			45.6	A	1
Montagnais I-94	42.894'	64.229'	29.9	6	455.7	885	1611	131.0	(15.5)			41.0	B	1
Mohican I-100	42.954'	62.481'	29.9	7	117.0	2555	3679	164.0	(13.6)			74.0	B	1
Evangeline H-98	43.351'	60.585'	23.5	32	1436.0	981	3063	124.6	(29.2)	35.2	(8.5)	34.4	C	3
Menopomish C-52	43.517'	60.643'	27.7	19	477.0	953	3841	138.3	(12.1)			48.3	B	3
Alma F-67	43.605'	60.666'	24.4	19	770.0	1188	4024	134.5	(18.5)	185.1	(8.9)	44.5	C	3
										68.8	(25.5)			
Glenelg H-38	43.622'	60.080'	24.3	3	26.0	4462	4757	132.9	(8.5)	62.9	(6.8)	42.9	C	3
Glenelg E-58A	43.622'	60.148'	27.3	7	767.0	2191	4117	152.5	(18.7)			62.5	C	3
Glenelg J-48	43.627'	60.107'	24.4	39	801.0	1181	4462	134.6	(20.0)			44.6	C	3
Sambro I-29	43.643'	62.805'	29.9	7	309.1	2541	2999	125.1	(8.3)			39.1	A	1
Chebucto K-90	43.662'	59.714'	22.8	29	1024.0	1397	5134	141.0	(16.6)			51.0	B	3
Dermasotia Q-32	43.691'	60.630'	29.9	12	344.4	2821	4024	113.4	(9.5)			23.4	A	1
Mammora C-34	43.720'	60.086'	25.9	7	288.9	1947	3948	129.8	(14.2)			39.8	B	1
Onondaga F-75	43.728'	60.193'	31.4	7	46.3	2095	3853	167.6	(12.6)			77.6	C	1
Onondaga B-96	43.752'	60.234'	29.9	11	228.6	2127	3393	116.9	(10.6)			26.9	A	1
Intrepid L-60	43.827'	59.946'	31.4	2	3.7	1662	3991	120.3	(5.2)			40.3	D	1
Eagle D-21	43.835'	59.569'	29.9	10	239.6	1773	4204	127.7	(13.4)			47.7	B	1
Tantallon M-41	43.849'	58.373'	24.3	5	37.0	2564	3028	127.6	(11.8)			37.6	C	3
Cohasset D-48	43.852'	60.651'	31.7	16	208.5	1356	4248	124.8	(14.8)	81.3	(0.6)	34.8	B	1
Cohasset P-42	43.864'	60.600'	30.5	3	3.7	2207	2414	123.7	(10.6)			33.7	D	1
Thrasher J-94	43.895'	60.227'	29.9	10	30.2	2698	3468	132.0	(10.7)			42.0	C	1
Thrasher P-84	43.900'	60.205'	28.7	20	72.5	1510	3714	122.9	(7.3)			33.8	B	1
Cohasset L-97	43.944'	60.500'	32.9	5	122.5	3197	4033	108.9	(11.2)			18.9	A	1
Sable Island 3H-58	43.958'	60.127'	10.7	3	5.5	3242	3066	152.7	(7.6)			62.7	D	1
Sable Island 4H-58	43.958'	60.127'	10.7	16	165.2	3588	4264	153.3	(9.7)			63.3	A	1
Sable Island O-47	43.965'	60.111'	7.6	12	310.9	1197	3816	146.6	(5.5)	101.5	(7.5)	58.6	A	1
Primrose N-50	43.997'	59.114'	29.9	7	139.9	351	1299	140.8	(156.4)			50.8	B	1
Migrant I-20	43.999'	60.288'	25.9	13.7	8.2	2378	2817	130.9	(10.0)			40.9	D	1
Venture B-43	44.034'	59.610'	30.5	4	112.0	3885	4388	116.4	(16.0)			26.4	B	1
Venture B-13	44.037'	59.534'	33.8	4	71.0	4101	4333	116.0	(8.3)			26.0	B	1
Venture D-23	44.037'	59.574'	31.7	18	166.0	2802	4080	119.4	(10.2)			29.4	A	1
Bluenose G-47	44.106'	59.356'	29.9	9	63.4	1696	3646	126.1	(7.2)			48.1	B	1
Fogarothoh G-67	44.106'	60.409'	37.4	7	135.5	2495	3145	155.6	(20.2)			65.6	C	3
Citratu I-59	44.145'	59.626'	29.9	20	123.7	1346	4533	117.9	(10.0)			27.9	A	1
Penobscot L-30	44.152'	60.095'	29.9	10	121.3	2419	3918	120.0	(8.7)	160.2	(3.6)	30.0	A	1
Penobscot B-41	44.167'	60.010'	29.9	19	26.5	2125	2616	148.1	(7.1)			58.1	C	1
Citadel H-52	44.190'	59.815'	38.7	9	299.5	4678	5460	128.7	(12.0)			38.7	B	3
South Griffin J-13	44.377'	58.033'	39.8	45	456.0	1500	5728	131.8	(8.5)			41.8	A	3
Louisbourg J-47	44.445'	58.357'	36.1	12	189.0	3084	4220	149.7	(18.0)			59.7	B	3
				5	119.0	5025	5268			195.6	(12.1)			
Sachem D-76	44.596'	59.357'	29.9	64	420.0	720	4843	143.3	(10.1)			53.3	A	1
Chippewa G-87	44.606'	58.662'	29.9	4	75.0	870	2785	150.8	(65.6)			60.8	B	1
Mic Mac D-99	44.636'	59.472'	29.9	11	49.4	1838	3115	119.7	(16.3)			29.7	C	1
Tuscarora D-61	44.670'	58.556'	29.9	58	193.2	347	3846	129.2	(10.2)			38.2	A	1
Hesper I-52	44.695'	57.876'	29.9	4	64.6	2018	3884	136.5	(7.5)			46.5	B	1
Dauntless D-35	44.729'	57.346'	31.4	23	354.2	2668	4006	136.1	(17.1)			46.1	B	1
Esperanto K-78	44.790'	58.189'	31.4	13	36.0	1799	2971	143.4	(8.2)			53.4	C	1
Chimanpa O-37	44.931'	66.556'	29.9	24	361.2	527	2269	109.5	(10.4)			19.5	A	2
Cape Spencer No. 1	45.147'	65.936'	29.9					89.0				68.0	D	4
Emerikon C-56	45

Energy, Mines and Resources Canada | Énergie, Mines et Ressources Canada

Geological Survey of Canada | Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF REGIONAL GEOLOGY AND GEOPHYSICS 4 CRUSTAL STRESSES, EARTHQUAKES AND CRUSTAL THICKNESS

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE GÉOLOGIE ET GÉOPHYSIQUE RÉGIONALES 4 CONTRAINTES DANS LA CROÛTE, TREMBLEMENTS DE TERRE ET ÉPAISSEUR DE LA CROÛTE



Bathymetric contours in metres
Lambert Conformal Projection (standard parallels 45° N and 66° N)
Courbes bathymétriques en mètres
Projection conforme de Lambert (parallèles standard 45° N et 66° N)

Scale 1: 2 000 000 Échelle 1/2 000 000

Kilometres Kilomètres
50 0 50 100 150

LEGEND LÉGENDE

Well location
Emplacement des puits

Seismic refraction line
Profil de sismique-réfraction

STRESS ORIENTATION
ORIENTATION DES CONTRAINTES

σ_H from breakouts
σ_H établi à partir des azimuts de rupture

σ_H from earthquake focal plane solutions
σ_H établi à partir de solutions du plan focal des tremblements de terre

EARTHQUAKE MAGNITUDE
MAGNITUDE DES TREMBLEMENTS DE TERRE

Richter scale
Échelle de Richter

3 - 3.9	Period 1965-1985 / Période de 1965 à 1985	
4 - 4.9		
5 - 5.9		
5 - 5.9	Period 1800-1964 / Période de 1800 à 1964	
> 6		

CRUSTAL THICKNESS
ÉPAISSEUR DE LA CROÛTE

Thickness (kilometres)
Épaisseur (kilomètres)

0 5 10 15 20 25 30 35 40 45 50

FIGURE 1. Crustal stresses, earthquakes and crustal thickness, Scotian Shelf

FIGURE 1. Contraintes dans la croûte, tremblements de terre et épaisseur de la croûte

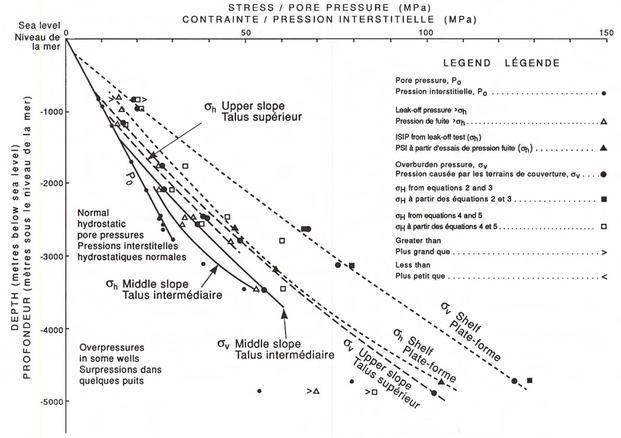


FIGURE 2. Subsurface in-situ stress magnitude, western Scotian Shelf and slope

FIGURE 2. Intensité "in situ" de la contrainte de subsurface, partie ouest de la plate-forme Néo-Écossaise et du talus

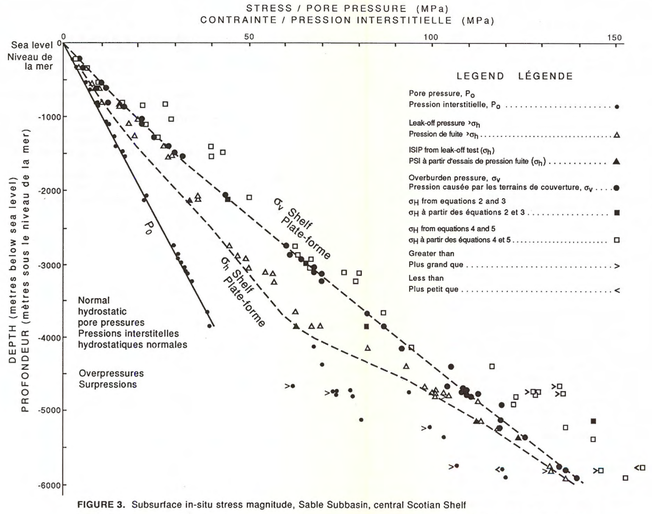


FIGURE 3. Subsurface in-situ stress magnitude, Sable Subbasin, central Scotian Shelf

FIGURE 3. Intensité "in situ" de la contrainte de subsurface, sous-bassin de Sable, partie centrale de la plate-forme Néo-Écossaise

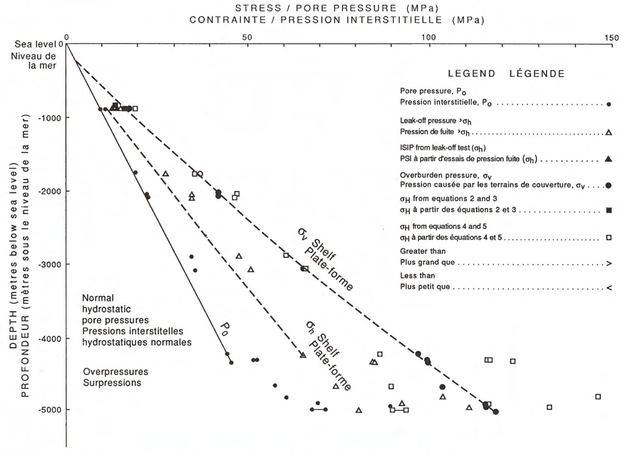


FIGURE 4. Subsurface in-situ stress magnitude, Banquereau, eastern Scotian Shelf

FIGURE 4. Intensité "in situ" de la contrainte de subsurface, Le Banquereau, partie est de la plate-forme Néo-Écossaise

Canada

Geological Survey of Canada

Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF REGIONAL GEOLOGY AND GEOPHYSICS 5 PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE GÉOLOGIE ET GÉOPHYSIQUE RÉGIONALES

PLATE RECONSTRUCTIONS, BATHYMETRY

RECONSTITUTIONS DES PLAQUES LITHOSPHÉRIQUES, BATHYMÉTRIE

S. P. Srivastava, S. Levesque, W. R. Roest, and J. Verhoef
Contributors: K. D. Kiltgord (United States Geological Survey, Woods Hole, Massachusetts, U.S.A.) and H. Schouten (Department of Geology and Geophysics, Woods Hole Oceanographic Institute, Woods Hole, Massachusetts, U.S.A.)

Recommended citation: Srivastava, S. P., Levesque, S., Roest, W. R., and Verhoef, J., 1991: Regional geology and geophysics 5: plate reconstructions, bathymetry; in East Coast Basin Atlas Series: Scotian Shelf; Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p. 17.

Additional copies of this map may be obtained from the Geological Survey of Canada, Atlantic Geoscience Centre, P. O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2 Canada (Ph: 902-426-2773; FAX: 902-426-4266).

S. P. Srivastava, S. Levesque, W. R. Roest, et J. Verhoef
Collaborateurs: K. D. Kiltgord (United States Geological Survey, Woods Hole, Massachusetts, États-Unis) et H. Schouten (Department of Geology and Geophysics, Woods Hole Oceanographic Institute, Woods Hole, Massachusetts, États-Unis)

Notation bibliographique conseillée: Srivastava, S. P., Levesque, S., Roest, W. R., et Verhoef, J., 1991: Géologie et géophysique régionales 5: reconstitutions des plaques lithosphériques, bathymétrie; dans Série des atlas des bassins de la côte Est: plate-forme Néo-Écossaise; Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada, p. 17.

Des copies supplémentaires de la carte peuvent être obtenues auprès de la Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de l'Atlantique, case postale 1006, Dartmouth (Nouvelle-Écosse) B2Y 4A2 Canada tél (902) 426-2773, facsimilé (902) 426-4266.

[continued from front of map sheet]

map sheet Regional Geology and Geophysics 6, this volume). The large belt of salt diapirs off Nova Scotia lies in line with similar occurrences of diapirs off northern Africa. However, another belt of salt diapirs which lies east of anomaly S, and north of Canary Islands (Roeser, 1982) on the African plate do not show up in this reconstruction. This is because the reconstruction is based on the assumption that the Jurassic marginal basins on the North American and African margins overlie transitional or rift-stage crust (Kiltgord and Schouten, 1986). They were excluded from the reconstruction because parts of them lie outside the plate boundaries. Rifting between North America and Africa had perhaps started as early as Late Triassic and Early Jurassic, producing rift basins which were later filled with salt. True seafloor spreading in the Central Atlantic, however, started in the Middle Jurassic (Kiltgord and Schouten, 1986). The reconstruction at this time shows some overlap (dark blue) between the northern part of Africa and the southern part of the Grand Banks of Newfoundland. This implies that the region underwent extension, not only during the initial stages of rifting but also during the times that Africa was moving past the Grand Banks along the Newfoundland Fracture Zone. Such extension agrees well with seismic measurements (Todd et al., 1988; Keen et al., 1990) and theoretical calculations (Reid, 1989), which show that the crust in this region has been thinned.

In the reconstruction at BSMA time (170 Ma), the majority of the Jurassic marginal basins (not shown in this reconstruction but located north of 25°N off Africa and all along the Nova Scotia shelf including the southern Grand Banks) lie opposite to each other (Fig. 2; Figs. 2 and 9, map sheet Regional Geology and Geophysics 6, this volume). A narrow Atlantic Basin had formed at this time, linked with the Ligurian Tethys via the Strait of Gibraltar. While active seafloor spreading was taking place between North America and Africa, the region to the north (between the Grand Banks and Iberia) was still undergoing rifting and stretching as evidenced by drilling and seismic results (Tankard and Welsink, 1987). The northern part of the African plate had not yet completely separated from the Grand Banks. This reconstruction is very similar to the closure reconstruction of Le Pichon et al. (1977). Here, the Agadir Fault (or the Atlas Mountains) in the northern part of Africa aligns with the North American continental shelf bulge at 40°N which marks the location of the 40°N fault (Le Pichon et al., 1977).

The reconstruction at anomaly M25 time (156.5 Ma) shows Africa completely severed from the Grand Banks (Fig. 3; Figs 3 and 10, map sheet Regional Geology and Geophysics 6, this volume). Separation between southern Iberia and the southern Grand Banks may have begun at this time. The reconstruction shows that the New England Seamounts on the North American plate and the Canary Islands on the African plate form a continuous chain, strengthening the earlier suggestion that this may have been a site of a transform fault (Uchupi et al., 1970; Le Pichon and Fox, 1971). The gravity anomaly reconstruction shows some differences in the levels of the gravity field on the two sides, with more positive gravity anomalies on the African side. Besides the larger topographic variations on the African plate as compared to the North American plate, such differences may arise from differences in the deeper sources (e.g. Cochran and Talwani, 1978). Morgan (1971, 1983) suggested that the New England Seamounts Chain was caused by hot spot activity which propagated in an eastward direction. This received some confirmation from age determinations (Duncan, 1984). However, the suggestion is disputed by Roest (1987) for two reasons: firstly, the direction of fracture zones north and south of this chain of seamounts is different, suggesting that some kind of differential motion took place across these seamounts; secondly, the hot spot model requires a similar origin for the Atlantis-Meteor Seamount Complex in the eastern Atlantic, which is not supported by observations (Verhoef, 1984).

By chron M0, active spreading had progressed far enough to the north that active spreading could begin between Iberia and Grand Banks (Fig. 4; Figs. 4 and 11, map sheet Regional Geology and Geophysics 6, this volume). In the south, the break between West Africa and South America occurred at this time, thereby linking the South and Central Atlantic spreading systems (Rabinowitz and LaBrecque, 1979). Since chron M0 (Fig. 5; Figs. 5 and 12, map sheet Regional Geology and Geophysics 6, this volume), spreading in the Central Atlantic continued with mainly gradual changes in the rate and directions of motion (Kiltgord and Schouten, 1986; Roest, 1987).

The reconstructions shown here give a pictorial presentation of the evolution of the central North Atlantic. This type of presentation allows the correlation of features between plates indicating the presence of pre-existing structures, and shows how the plates finally separated. However, the gravity and magnetic fields of Africa are not fully mapped, and it is impossible at present to identify correlations for these fields between Africa and North America at the time of initial opening.

ACKNOWLEDGMENTS

W. Roest acknowledges the financial help provided to him by the Natural Sciences and Engineering Research Council under a postdoctoral visiting fellowship during the time this work was carried out. The authors also thank G. Bassi and R. Macnab for their comments, and acknowledge the assistance of S. Cunningham.

REFERENCES

Bullard, E. C., Everett, J. E., and Smith, A. G.
1965: The fit of the continents around the Atlantic; in A Symposium on Continental Drift; Royal Society of London, Philosophical Transactions, Series A, v. 258, p. 41-51.

Carey, S. W.
1958: A tectonic approach to continental drift; in Continental Drift, A Symposium, (ed.) S. W. Carey; University of Tasmania, Geology Department Symposium 5, Hobart, p. 177-355.

Cochran, J. R. and Talwani, M.
1978: Gravity anomalies, regional elevation and the deep structure of the North Atlantic; Journal of Geophysical Research, v. 83, p. 4907-4924.

Committee for the Gravity Anomaly Map of North America
1987: Gravity anomaly map of North America; Geological Society of America, Boulder, Colorado, U.S.A., scale 1:5 000 000, 5 sheets.

Committee for the Magnetic Anomaly Map of North America
1987: Magnetic anomaly map of North America; Geological Society of America, Boulder, Colorado, U.S.A., scale 1:5 000 000, 5 sheets.

du Toit, A. A.
1937: Our Wandering Continents; Oliver and Boyd, Edinburgh, 366 p.

Duncan, R. A.
1984: Age progressive volcanism in the New England Seamounts and the opening of the central Atlantic Ocean; Journal of Geophysical Research, v. 89, p. 9980-9991.

Earth Physics Branch
1986: Integration of Atlantic Geoscience Centre marine gravity data into the National Gravity Data Base; Earth Physics Branch, Open File 85-13, 54 p. (also Geological Survey of Canada, Open File 1232)

ETOPO5
1986: Relief map of the Earth's surface; Eos, Transactions of the American Geophysical Union, v. 67, p. 121.

Haxby, W. F.
1986: A portrayal of gridded geophysical data derived from SEASAT radar altimeter measurements of the shape of the ocean surface; National Geophysical Data Centre, Boulder, Colorado, Report GG-3, 1 sheet.

Keen, C. E., Kay, W. A., and Roest, W. R.
1990: Crustal anatomy of a transform continental margin; Tectonophysics, v. 173, p. 527-544.

Kent, D. V. and Gradstein, F. M.
1986: A Jurassic to recent chronology; in The Geology of North America, Volume M, The Western North Atlantic Region, (ed.) P. R. Vogt and B. E. Tucholke; Geological Society of America, p. 45-50.

Kiltgord, K. D. and Schouten, H.
1986: Plate kinematics of the central Atlantic; in The Geology of North America, Volume M, The Western North Atlantic Region, (ed.) P. R. Vogt and B. E. Tucholke; Geological Society of America, p. 351-378.

Le Pichon, X. and Fox, P. J.
1971: Marginal offsets, fracture zones and the early opening of the North Atlantic; Journal of Geophysical Research, v. 76, p. 6294-6308.

Le Pichon, X., Sibuet, J. C., and Francheteau, J.
1977: The fit of the continents around the North Atlantic Ocean; Tectonophysics, v. 12, p. 169-209.

McKenzie, D. P. and Parker, R. L.
1967: The North Pacific: an example of tectonics on a sphere; Nature, v. 216, p. 1276-1280.

Morgan, W. J.
1971: Convection plumes in the lower mantle; Nature, v. 230, p. 42.
1983: Hotspot tracks and the early rifting of the Atlantic; Tectonophysics, v. 94, p. 123-129.

Olivet, J. L., Bonnin, J., Beuzart, P., and Auzende, J. M.
1984: Cinematique de l'Atlantique nord et central; Centre National pour l'Exploration des Oceans, Rapports Scientifiques et Techniques, no. 54, 108 p.

Rabinowitz, P. D. and LaBrecque, J.
1979: The Mesozoic South Atlantic Ocean and evolution of its continental margins; Journal of Geophysical Research, v. 84, p. 5973-6002.

Reid, I.
1989: Effects of lithospheric flow on the formation and evolution of a transform margin; Earth and Planetary Science Letters, v. 95, p. 38-52.

Roeser, H. A.
1982: Magnetic anomalies in the magnetic quiet zone off Morocco; in Geology of the Northwest African Continental Margin, (ed.) U. Von Rad, K. Hinz, M. Sarnthein and E. Seibold; Springer-Verlag, Berlin, p. 60-68.

Roest, W. R.
1987: Seafloor spreading pattern of the North Atlantic between 10° and 40° N; Geologica Ultraiectina, v. 48, p. 1-121.

Shih, K. G., Kiltgord, K. D., Macnab, R., and Bothner, W. A.
1988: New tectonic and magnetic maps for the Gulf of Maine; Eos, Transactions of the American Geophysical Union, v. 69, p. 479.

Tankard, A. J. and Welsink, H. J.
1987: Mesozoic extension and stratigraphy of Hibernia oil field, Grand Banks, Newfoundland; Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, v. 71, p. 1210-1232.

Todd, B. J., Reid, I., and Keen, C. E.
1988: Crustal structure across the southeast Newfoundland transform margin; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 4, p. 744-759.

Uchupi, E., Phillips, J. D., and Prada, K. E.
1970: Origin and structure of the New England Seamount Chain; Deep Sea Research, v. 17, p. 483-494.

Verhoef, J.
1984: A geophysical study of the Atlantis - Meteor Seamount complex; Geologica Ultraiectina, v. 38, p. 1-153.

▷

[suite de la carte précédente]

Nouvelle-Angleterre, mais à peine visible au nord en raison de sa faible amplitude. À l'exception d'une anomalie prononcée au nord des îles Canaries, désignée «S_1» par Roeser (1982), aucune autre anomalie similaire à l'AMÉB ne peut être identifiée au large de l'Afrique. Les auteurs du présent ouvrage sont d'avis que l'anomalie S_1 au large de l'Afrique est l'équivalent de l'AMÉB. L'absence de cette anomalie le long de la plus grande partie de la côte africaine a porté Kiltgord et Schouten (1986) à suggérer un décalage vers l'est de l'axe de la dorsale peu de temps après sa formation qui aurait laissé du côté nord-américain la plus grande partie de la croûte océanique. L'âge de l'AMÉB n'est pas bien établi parce qu'elle se situe dans la zone de calme magnétique du Jurassique où aucune autre anomalie n'a été identifiée; Kiltgord et Schouten (1986) lui ont attribué un âge de 170 Ma, qui a également été retenu ici. Une autre anomalie prononcée, l'anomalie magnétique de la côte Est (AMCE) est située à l'ouest de l'AMÉB, au large de la côte Est de l'Amérique du Nord. D'après Kiltgord et Schouten (1986), l'AMCE se situerait très près de la limite continentale de la croûte océanique et pourrait ainsi constituer un repère de la position de la limite continent-océan dans cette région. Du côté africain, une anomalie prononcée, appelée «anomalie magnétique de la côte ouest de l'Afrique» (AMCOA) (Kiltgord et Schouten, 1986), se trouve en partie sur le continent; elle a été considérée comme l'anomalie équivalente de l'AMCE. Pour la reconstitution de la fermeture, rattachant l'Amérique du Nord à l'Afrique, ces anomalies sont ici utilisées pour définir les limites initiales de la séparation de l'Amérique du Nord et de l'Afrique. Un âge de 175 Ma a été attribué à cette anomalie par Kiltgord et Schouten (1986).

L'évolution de la partie centrale de l'Atlantique Nord a été décrite de manière détaillée par Kiltgord et Schouten (1986) et par Roest (1987). La description présentée ci-après est en grande partie basée sur ces publications. Les entités importantes résultant des reconstitutions présentées sur cette carte et sur la carte Géologie et géophysique régionales 6 (dans le présent volume) sont très brièvement décrites, de l'ouverture initiale à aujourd'hui.

La reconstitution pour l'AMCE (il y a 175 Ma ou reconstitution de la fermeture maximale de Kiltgord et Schouten, 1986) montre un bon ajustement de l'Afrique et de la plate-forme continentale de l'Amérique du Nord (fig. 1; fig. 1 et 8 de la carte Géologie et géophysique régionales 6 du présent volume). La grande zone de diapirs de sel au large de la Nouvelle-Écosse est alignée avec des manifestations similaires au large de l'Afrique septentrionale. Toutefois, une autre zone de diapirs de sel, à l'est de l'anomalie S, et au nord des îles Canaries (Roeser, 1982) sur la plaque africaine, n'apparaît pas sur la présente reconstitution parce qu'elle est basée sur l'hypothèse voulant que les bassins de marge continentale du Jurassique, sur les marges continentales nord-américaine et africaine, reposent sur une croûte de transition ou du stade de rifting (Kiltgord et Schouten, 1986). Ils ont été exclu de la reconstitution parce qu'ils reposent en partie à l'extérieur des limites des plaques. Le rifting entre l'Amérique du Nord et l'Afrique avait peut-être déjà débuté dès le Trias tardif et le Jurassique précoce pour produire des bassins d'effondrement qui ont plus tard été comblés de sel. La véritable expansion du fond océanique dans l'Atlantique Nord n'a toutefois commencé qu'au Jurassique moyen (Kiltgord et Schouten, 1986). La reconstitution pour cette époque indique un certain chevauchement (bleu foncé) de la partie septentrionale de l'Afrique et de la partie méridionale des Grands Bancs de Terre-Neuve. Cela implique que la région a subi une distension, non seulement pendant les stades initiaux du rifting, mais également pendant l'intervalle où l'Afrique passait à la hauteur des Grands Bancs le long de la zone de fracture de Terre-Neuve. De telles distensions concordent bien avec les données sismiques (Todd et al., 1988; Keen et al., 1990) et avec les calculs théoriques (Reid, 1989) indiquant que la croûte de cette région a été amincie.

Sur la reconstitution à l'époque de l'AMÉB (il y a 170 Ma), la majorité des bassins des marges continentales du Jurassique (non montrés sur cette reconstitution, mais situés au nord de 25°N au large de l'Afrique et tout le long de la plate-forme Néo-Écossaise incluant la partie méridionale des Grands Bancs) sont situés vis-à-vis les uns des autres (fig. 2; fig. 2 et 9 de la carte Géologie et géophysique régionales 6 du présent volume). Un étroit bassin atlantique relié à la Téthys ligurienne par le détroit de Gibraltar s'était formé à cette époque. Alors qu'il y avait expansion active du fond océanique entre l'Amérique du Nord et l'Afrique, la région au nord (entre les Grands Bancs et la péninsule Ibérique) en était encore au stade du rifting et de l'étirement comme en témoignent les forages et les données sismiques (Tankard et Welsink, 1987). La partie septentrionale de la plaque africaine ne s'était pas encore complètement séparée des Grands Bancs. La présente reconstitution est très similaire à la reconstitution de fermeture de Le Pichon et al. (1977). À cet endroit, la faille d'Agadir (ou les monts Atlas) de la partie septentrionale de l'Afrique s'alignent avec le renflement de la plate-forme continentale nord-américaine à 40°N qui marque la position de la faille de 40°N (Le Pichon et al., 1977).

La reconstitution à l'époque de l'anomalie M25 (il y a 156,5 Ma) montre que l'Afrique est complètement séparée des Grands Bancs (fig. 3; fig. 3 et 10 de la carte Géologie et géophysique régionales 6 du présent volume). La séparation de la péninsule Ibérique méridionale des Grands Bancs méridionaux peut avoir débuté à cette époque. La reconstitution montre que la chaîne de monts de la Nouvelle-Angleterre sur la plaque nord-américaine et les îles Canaries sur la plaque africaine forment une chaîne continue, ce qui appuie la suggestion antérieurement formulée à l'effet que cet endroit puisse être le siège d'une faille transformante (Uchupi et al., 1970; Le Pichon et Fox, 1971). La reconstitution à partir des anomalies gravimétriques présente certaines différences quant à l'intensité du champ de la gravité de part et d'autre, les anomalies gravimétriques positives étant plus nombreuses du côté africain. En plus des variations topographiques plus importantes sur la plaque africaine, comparativement à la plaque nord-américaine, ces différences de l'intensité du champ de la gravité pourraient découler de différences au niveau des sources plus profondes (par ex. Cochran et Talwani, 1978). Morgan (1971, 1983) a suggéré que l'existence de la chaîne de monts de la Nouvelle-Angleterre était attribuable à l'activité d'un point chaud qui se serait propagée en direction de l'est. Cette hypothèse a été dans une certaine mesure confirmée par des déterminations d'âge (Duncan, 1984). Toutefois, cette suggestion est contestée par Roest (1987) pour deux raisons : premièrement, les zones de fracture au nord et au sud de cette chaîne de monts sous-marins présentent des directions différentes, ce qui suggère qu'il y a eu une forme ou une autre de déplacement différentiel dans la région des monts et deuxièmement le modèle du point chaud fait intervenir une origine similaire pour le complexe de monts sous-marins Atlantis-Meteor dans l'Atlantique oriental, origine qui n'est pas étayée par les données d'observation (Verhoef, 1984).

Au chron M0, l'expansion active avait progressé assez loin en direction du nord pour qu'une expansion active puisse débuter entre la péninsule Ibérique et les Grands Bancs (fig. 4; fig. 4 et 11 de la carte Géologie et géophysique régionales 6 du présent volume). Au sud, la cassure entre l'Afrique occidentale et l'Amérique du Sud s'est produite à cette époque, ce qui a relié les systèmes d'expansion des parties méridionale et centrale de l'Atlantique (Rabinowitz et LaBrecque, 1979). Depuis le chron M0 (fig. 5; fig. 5 et 12 de la carte Géologie et géophysique régionales 6 du présent volume), l'expansion s'est poursuivie dans la partie centrale de l'Atlantique Nord avec des changements principalement progressifs des vitesses et des directions des déplacements (Kiltgord et Schouten, 1986; Roest, 1987).

Les reconstitutions présentées ici fournissent une représentation en images de l'évolution de la partie centrale de l'Atlantique Nord. Ce genre de représentation permet une mise en corrélation d'entités d'une plaque à l'autre indiquant la présence de structures préexistantes en plus de montrer comment les plaques se sont finalement séparées. Cependant, les champs magnétique et de la gravité ne sont pas encore complètement cartographiés en Afrique et il est actuellement impossible d'identifier pour ces champs les corrélations entre l'Afrique et l'Amérique du Nord à l'époque de l'ouverture initiale.

REMERCIEMENTS

W. Roest désire remercier le Conseil de recherches en sciences naturelles et en génie du Canada de son aide financière fournie sous forme d'une bourse postdoctorale de chercheur invité pour la durée de ses travaux. Les auteurs remercient également G. Bassi et R. Macnab pour leurs commentaires et désirent signaler l'aide fournie par S. Cunningham.

RÉFÉRENCES

Bullard, E. C., Everett, J. E., et Smith, A. G.
1965: The fit of the continents around the Atlantic; in A Symposium on Continental Drift; Royal Society of London, Philosophical Transactions, Series A, v. 258, p. 41-51.

Carey, S. W.
1958: A tectonic approach to continental drift; in Continental Drift, A Symposium, (ed.) S. W. Carey; University of Tasmania, Geology Department Symposium 5, Hobart, p. 177-355.

Cochran, J. R. et Talwani, M.
1978: Gravity anomalies, regional elevation and the deep structure of the North Atlantic; Journal of Geophysical Research, v. 83, p. 4907-4924.

Committee for the Gravity Anomaly Map of North America
1987: Gravity anomaly map of North America; Geological Society of America, Boulder, Colorado, U.S.A., scale 1:5 000 000, 5 sheets.

Committee for the Magnetic Anomaly Map of North America
1987: Magnetic anomaly map of North America; Geological Society of America, Boulder, Colorado, U.S.A., scale 1:5 000 000, 5 sheets.

du Toit, A. A.
1937: Our Wandering Continents; Oliver and Boyd, Edinburgh, 366 p.

Duncan, R. A.
1984: Age progressive volcanism in the New England Seamounts and the opening of the central Atlantic Ocean; Journal of Geophysical Research, v. 89, p. 9980-9991.

Direction de la physique de globe
1986: Integration of Atlantic Geoscience Centre marine gravity data into the National Gravity Data Base; Earth Physics Branch, Open File 85-13, 54 p. (also Geological Survey of Canada, Open File 1232)

ETOPO5
1986: Relief map of the Earth's surface; Eos, Transactions of the American Geophysical Union, v. 67, p. 121.

Haxby, W. F.
1986: A portrayal of gridded geophysical data derived from SEASAT radar altimeter measurements of the shape of the ocean surface; National Geophysical Data Centre, Boulder, Colorado, Report GG-3, 1 sheet.

Keen, C. E., Kay, W. A., et Roest, W. R.
1990: Crustal anatomy of a transform continental margin; Tectonophysics, v. 173, p. 527-544.

Kent, D. V. et Gradstein, F. M.
1986: A Jurassic to recent chronology; in The Geology of North America, Volume M, The Western North Atlantic Region, (ed.) P. R. Vogt and B. E. Tucholke; Geological Society of America, p. 45-50.

Kiltgord, K. D. et Schouten, H.
1986: Plate kinematics of the central Atlantic; in The Geology of North America, Volume M, The Western North Atlantic Region, (ed.) P. R. Vogt and B. E. Tucholke; Geological Society of America, p. 351-378.

Le Pichon, X. et Fox, P. J.
1971: Marginal offsets, fracture zones and the early opening of the North Atlantic; Journal of Geophysical Research, v. 76, p. 6294-6308.

Le Pichon, X., Sibuet, J. C., et Francheteau, J.
1977: The fit of the continents around the North Atlantic Ocean; Tectonophysics, v. 12, p. 169-209.

McKenzie, D. P. et Parker, R. L.
1967: The North Pacific: an example of tectonics on a sphere; Nature, v. 216, p. 1276-1280.

Morgan, W. J.
1971: Convection plumes in the lower mantle; Nature, v. 230, p. 42.
1983: Hotspot tracks and the early rifting of the Atlantic; Tectonophysics, v. 94, p. 123-129.

Olivet, J. L., Bonnin, J., Beuzart, P., et Auzende, J. M.
1984: Cinematique de l'Atlantique nord et central; Centre National pour l'Exploration des Oceans, Rapports Scientifiques et Techniques, no. 54, 108 p.

Rabinowitz, P. D. et LaBrecque, J.
1979: The Mesozoic South Atlantic Ocean and evolution of its continental margins; Journal of Geophysical Research, v. 84, p. 5973-6002.

Reid, I.
1989: Effects of lithospheric flow on the formation and evolution of a transform margin; Earth and Planetary Science Letters, v. 95, p. 38-52.

Roeser, H. A.
1982: Magnetic anomalies in the magnetic quiet zone off Morocco; in Geology of the Northwest African Continental Margin, (ed.) U. Von Rad, K. Hinz, M. Sarnthein and E. Seibold; Springer-Verlag, Berlin, p. 60-68.

Roest, W. R.
1987: Seafloor spreading pattern of the North Atlantic between 10° and 40° N; Geologica Ultraiectina, v. 48, p. 1-121.

Shih, K. G., Kiltgord, K. D., Macnab, R., et Bothner, W. A.
1988: New tectonic and magnetic maps for the Gulf of Maine; Eos, Transactions of the American Geophysical Union, v. 69, p. 479.

Tankard, A. J. et Welsink, H. J.
1987: Mesozoic extension and stratigraphy of Hibernia oil field, Grand Banks, Newfoundland; Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, v. 71, p. 1210-1232.

Todd, B. J., Reid, I., et Keen, C. E.
1988: Crustal structure across the southeast Newfoundland transform margin; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 4, p. 744-759.

Uchupi, E., Phillips, J. D., et Prada, K. E.
1970: Origin and structure of the New England Seamount Chain; Deep Sea Research, v. 17, p. 483-494.

Verhoef, J., Collette, B. J., Danobeitia, J. J., Roeser, H. A., et Roest, W. R.
in press: Magnetic anomalies off west Africa (20-38°N); Marine Geophysical Research.

Verhoef, J., Collette, B. J., Miles, P. R., Searle, R. C., Sibuet, J. C., and Williams, C. A.
1986: Magnetic anomalies in the northeast Atlantic Ocean (35-50° N); Marine Geophysical Research, v. 8, p. 1-25.

Verhoef, J., Roest, W. R., and Srivastava, S. P.
1989: Plate reconstructions and gridded data: a new tool in deciphering correlations across ocean; Eos, Transactions of the American Geophysical Union, v. 70, p. 609-618.

Wegener, A.
1924: Origin of Continents and Oceans; Methuen Dutton and Company, London, 212 p. (original German edition: Die Entstehung der Kontinente und Ozeane, 1915)

Weissel, J. K. and Hayes, D. E.
1971: Asymmetry of sea-floor spreading south of Australia; Nature, v. 231, p. 518-522.

Williams, C. A., Verhoef, J., Miles, P. R., Searle, R. C., Sibuet, J. C., and Roest, W. R.
1988: Magnetic anomalies in the northeast Atlantic Ocean (35-50° N); Marine Geophysical Research, v. 10, p. 1-25.

▷

Energy, Mines and Resources Canada
Energie, Mines et Ressources Canada

BATHYMETRY BATHYMÉTRIE

OVERLAP SUPERPOSITION -5000 -4000 -3000 -2000 -1000 -500 -200 0 500 1000 m

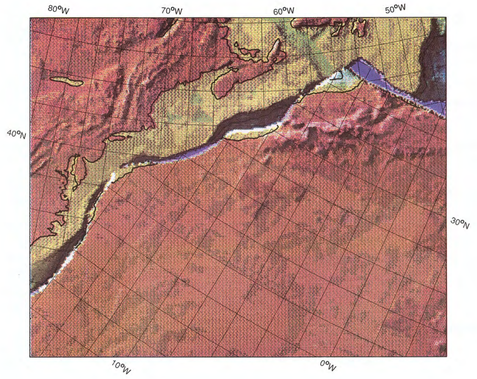


FIGURE 1. East Coast magnetic anomaly (175 Ma)
FIGURE 1. Anomalie magnétique de la côte Est (175 Ma)

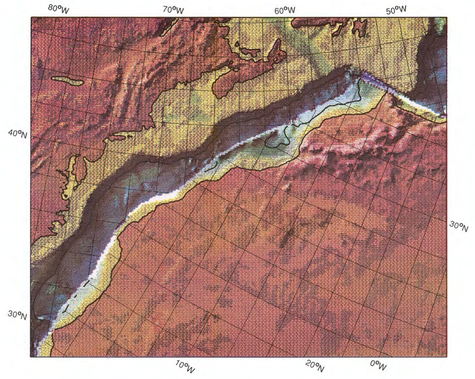


FIGURE 2. Blake Spur magnetic anomaly (170 Ma)
FIGURE 2. Anomalie magnétique de l'éperon Blake (170 Ma)

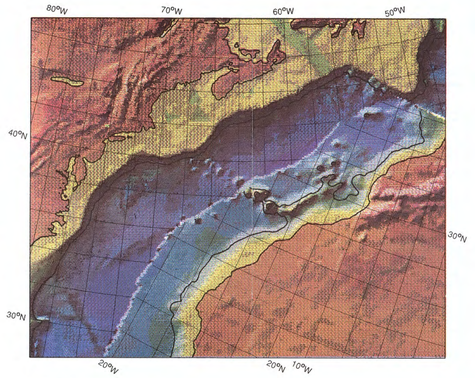


FIGURE 3. M25 anomaly (156.5 Ma)
FIGURE 3. Anomalie M25 (156,5 Ma)

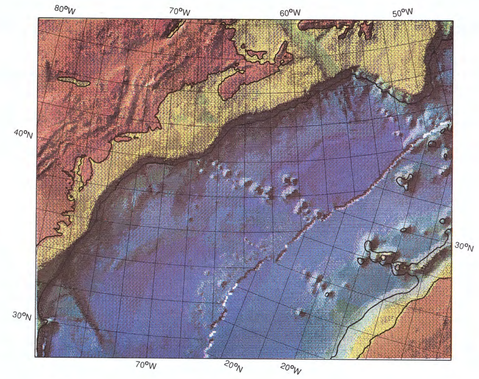


FIGURE 4. M0 anomaly (118 Ma)
FIGURE 4. Anomalie M0 (118 Ma)

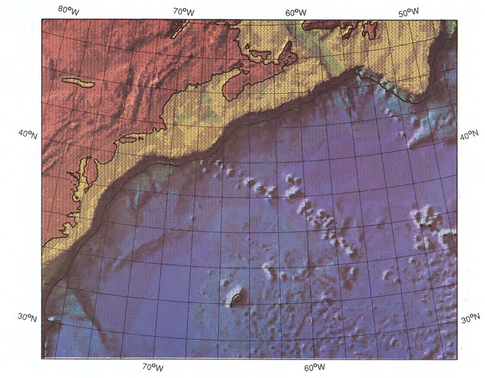


FIGURE 5. Present
FIGURE 5. Époque actuelle

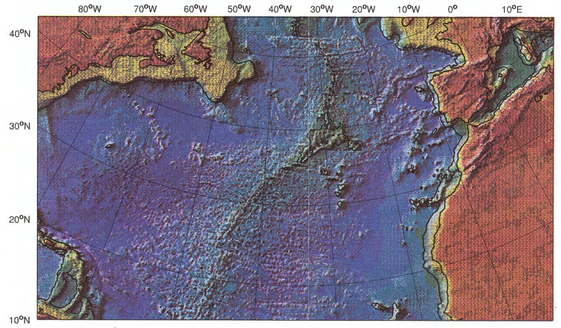


FIGURE 6. Bathymetry data used in reconstructions
FIGURE 6. Données bathymétriques utilisées pour les reconstitutions

FIGURE 7. Age of the ocean floor and distribution of areas of continental stretching
FIGURE 7. Âge du fond océanique et répartition des zones d'étirement continental

INTRODUCTION

Deciphering the past positions of continents, once joined together, has been a challenge to geologists and geophysicists for many years. The reasons for finding these positions are numerous, one is the ability to correlate certain geological, geophysical and physiographical signatures between continental masses. Perhaps this was the reason which led Wegener (1924), du Toit (1937) and Carey (1958) to propose the idea of continental drift. Since then, numerous papers have been published on this subject and especially on the evolution of the central North Atlantic, postulating that it was formed by seafloor spreading when Africa separated from North America. Recently, the spreading history of the central North Atlantic was summarized by Klitgord and Schouten (1986) and Roest (1987).

To understand the tectonic development of the sedimentary basins that lie under the shelves and slopes of many continental masses, it is essential to understand how their formation relates to the development of the adjacent deep-ocean basins. Furthermore, it is important to compare the structure and the development of sedimentary basins which now lie on either side of the oceanic basins but were at one time conjugate to each other. To do so, the history of development of the intervening ocean floor must be known as accurately as possible. For this reason, the details on the evolution of the central North Atlantic are included in this Basin Atlas.

It is now recognized that the history of oceanic basins can be deciphered by systematic mapping of three geophysical parameters, namely the bottom topography and the gravity and magnetic anomalies. The seafloor spreading magnetic anomalies result from newly intruded basaltic material that acquires its magnetization in the direction of the Earth's magnetic field as it cools through its Curie temperature. The Earth's magnetic field has changed its polarity several times in the past, and these reversals are preserved in the oceanic basalts. Age calibration of these reversals (e.g. Kent and Gradstein, 1986) allows the magnetic anomalies to be used as isochrons. The gravity anomalies and basement topography define the fracture zones, which give us the directions of plate motion.

Since the motion between points on a sphere can be described as a rotation around an axis, past motions between plates are adequately summarized by a series of rotation poles. These poles are the intersection points of the axes of rotation of the plates with the Earth's surface and can be derived from seafloor spreading anomalies and fracture zones (Bullard et al., 1965; McKenzie and Parker, 1967). Such a technique was used here to determine the position of Africa relative to North America at different times.

The purpose of the maps presented here is to show the development of the central North Atlantic at various geological times, in order to facilitate the correlation of geological and geophysical features between plates. This was not possible in earlier reconstructions (e.g. Olivet et al., 1984; Klitgord and Schouten, 1986; Roest, 1987) that showed only the relative positions of the different plates, and not their geological or geophysical contents. To correlate the features between plates, their rotation was required as well. As further improvement, the present reconstructions are based on additional identifications of magnetic anomalies.

The reconstructions are presented at two scales: one is at a very large scale, to show a larger portion of the central North Atlantic region for a few time slices (this map sheet and map sheet Regional Geology and Geophysics 6, this volume); the other is at the scale consistent with other maps in this Atlas, for the region immediately east of the Scotian Shelf when seafloor spreading had just begun in the central North Atlantic (map sheet Regional Geology and Geophysics 7, this volume). The latter can be used by those interested in correlating geological features between Africa and Nova Scotia, by directly plotting on the reconstruction.

METHOD OF THE RECONSTRUCTION

The accuracy with which the past plate configurations can be determined depends heavily on the accuracy of the determination of fracture zones and the identification of magnetic anomalies. The iden-tifications of Klitgord and Schouten (1986) for the magnetic anomalies were used, except where additional data allowed for modification. In particular, data from Verhoef et al. (in press) for the west coast of Africa and those from Shih et al. (1988), for the region off eastern North America immediately south of the Newfoundland Fracture Zone, were included. A number of well defined fracture zones in the central North Atlantic were used by Klitgord and Schouten (1986) to derive the pole positions for various magnetic anomalies. Additional constraints from SEASAT altimetry data (Roest, 1987) were used to modify some of the poles of rotations to obtain a better fit. Also the initial pole of rotation was modified for an improved fit between the East Coast Magnetic Anomaly and the West African Coast Magnetic Anomaly.

Table 1 gives the poles of rotations (relative to North America) used for the reconstructions. Each pole specifies the rotation that is necessary to bring into coincidence a magnetic anomaly on one side of the ridge axis with the corresponding anomaly on the other side. To use these poles to rotate entire plates, first the oceanic side of the plate boundaries had to be defined. This was done by joining, by smooth lines, the locations of the magnetic anomalies at profile locations. Plate boundaries were extrapolated to the fracture zones if no magnetic observations existed in the vicinity of the fracture zones, and then continued along the fracture zones.

Existing interpretations were used to delineate the initial boundaries along which the plates presumably rifted. In regions where these were not available, other criteria, like variations in the magnetic and gravity signatures, were used to delineate these boundaries. The resulting plate boundaries for different anomalies are shown in Figure 7. The timescale of Kent and Gradstein (1986) was used to assign ages to the different anomalies and hence to the different plate boundaries.

The production of the reconstructions shown here required rotation of a large amount of digital data for each plate. This was done using a technique developed by Verhoef et al. (1989), described here briefly. First, a polygon was defined for each plate involved in the reconstruction, in this case the African and North American plates. This was done so that the polygon would contain only the portion of the plate older than the age for which the reconstruction was carried out. Oceanic plate boundaries were defined by the magnetic anomalies, as described above. On land, the polygon was closed arbitrarily to cover the region shown in the reconstructions. The data set inside the polygon for Africa was then rotated with the appropriate pole relative to the North American plate, which remained fixed. Finally, the rotated plate and the fixed plate were combined in a new gridded data set and plotted in the form of shaded relief colour maps with illumination from the northwest. In these reconstructions, the dark blue areas are overlaps that indicate stretching of the continental crust prior to rifting, while regions with no colour indicate either gaps where plate boundaries fail to join in the reconstructions or data gaps or regions of later compression.

DATA

Three sets of digital data were used in producing the reconstructions. The bathymetry reconstructions utilized the digital bathymetry and elevation data set of the world (ETOPO5, 1986; Fig. 6). For the gravity reconstructions, the gravity data set of Eastern Canada (Earth Physics Branch, 1986) and the DNAG gridded data set (Committee for the Gravity Anomaly Map of North America, 1987) were used. The gridded gravity values derived from SEASAT altimeter data by Haxby (1986) were employed for the east central North Atlantic (Fig. 6, map sheet Regional Geology and Geophysics 6, this volume). The gridded magnetic data set of the eastern North Atlantic utilized the compiled data set of Verhoef et al. (1986) and Verhoef et al. (in press), and for the western North Atlantic the DNAG (Committee for the Magnetic Anomaly Map of North America, 1987) and gridded data of the east coast of North America (Shih et al., 1988) were used. These data sets were reduced to the pole prior to their use in the reconstructions (Fig. 7, map sheet Regional Geology and Geophysics 6, this volume).

PLATE RECONSTRUCTIONS OF THE CENTRAL NORTH ATLANTIC

The seafloor spreading history of the central North Atlantic between 29°N and 47°N is illustrated in five reconstructions at a scale of 1:17 000 000. This map sheet shows the bathymetry reconstructions and map sheet Regional Geology and Geophysics 6 (this volume) shows the same reconstructions based on the gravity and magnetic data sets. The diagrams showing the overall distribution of data sets used in these reconstructions (Fig. 6; Figs. 6 and 7, map sheet Regional Geology and Geophysics 6, this volume) are drawn at a scale of 1:40 000 000. Map sheet Regional Geology and Geophysics 7 (this volume) shows a reconstruction at Blake Spur Magnetic Anomaly (BSMA) time (170 Ma). This reconstruction is done at the scale of 1:2 000 000. All reconstructions use a Lambert Conformal projection with standard parallels 45°N and 66°N. As a reference, the present day geographic grid (2 degrees in latitude and longitude) is shown with each plate. Also the coastlines and the 2000 m isobath are shown.

The BSMA is the oldest seafloor spreading magnetic anomaly in the central North Atlantic and it lies between the shelf break and anomaly M25 off North America (Fig. 7, map sheet Regional Geology and Geophysics 6, this volume). This large amplitude positive anomaly runs about 100 km to the east of and parallel to the shelf break. It can easily be recognized south of the New England Seamounts, but to the north it is barely visible because of its small amplitude. Except for a prominent anomaly, called S_1 by Roeser (1982), north of Canary Islands, no other anomaly similar to the BSMA can be recognized off Africa. The authors here believe that anomaly S_1 off Africa is equivalent to the BSMA. The absence of this anomaly along most of the African coast led Klitgord and Schouten (1986) to suggest that this was caused by a jump of the ridge axis to the east soon after its formation thereby leaving most of the oceanic crust on the North American side. The age for the BSMA is not well established because it lies within the Jurassic Magnetic Quiet Zone where no other magnetic anomalies have been recognized; an age of 170 Ma as given by Klitgord and Schouten (1986) is used here. Another prominent anomaly, the East Coast Magnetic Anomaly (ECMA) lies west of the BSMA off the west coast of North America. According to Klitgord and Schouten (1986), the ECMA lies very near the landward edge of the oceanic crust and thus can be regarded as a marker for the location of the ocean continent boundary in this region. On the African side, a prominent anomaly known as the West African Coast Magnetic Anomaly (WACMA, Klitgord and Schouten, 1986), lies partly on land; it has been considered the equivalent to the ECMA. Here, in the closure reconstruction between North America and Africa, these anomalies are used to define the initial boundaries of separation between North America and Africa. An age of 175 Ma was assigned to this anomaly by Klitgord and Schouten (1986).

The evolution of the central North Atlantic was described in detail by Klitgord and Schouten (1986) and Roest (1987). The description which follows is based largely on these publications. The important features resulting from the reconstructions shown in this map sheet and map sheet Regional Geology and Geophysics 6 (this volume) are described very briefly, from initial opening to present.

The reconstruction for the ECMA (175 Ma, or maximum closure reconstruction of Klitgord and Schouten, 1986) shows a good fit of Africa against the continental shelf of North America (Fig. 1; Figs. 1 and 8,

[continued on reverse]

TABLE 1. Poles of total opening with respect to North America (longitude and angles are negative towards west)
TABLEAU 1. Pôles de l'ouverture totale par rapport à l'Amérique du Nord (la longitude et les angles sont négatifs vers l'ouest)

MAGNETIC ANOMALY ANOMALIE MAGNÉTIQUE	AGE (Ma) ÂGE (Ma)	LATITUDE LATITUDE	LONGITUDE LONGITUDE	ANGLE OF ROTATION ANGLE DE ROTATION	SOURCE SOURCE
East Coast magnetic anomaly Anomalie magnétique de la côte Est	175	65.97	-12.76	-76.44	1
Blake Spur magnetic anomaly Anomalie magnétique de l'éperon Blake	170	67.02	-13.17	-72.1	2
M25	156.5	66.70	-15.85	-64.90	1
M0	118	66.08	-20.18	-54.45	1

1 This study Dans cette étude
2 Klitgord and Schouten (1986) Klitgord et Schouten (1986)

INTRODUCTION

La détermination des positions passées des continents, à une certaine époque tous soudés les uns aux autres, constitue depuis plusieurs années un défi pour les géologues et les géophysiciens. Il est nécessaire de déterminer ces positions pour de nombreuses raisons et en particulier parce qu'elles permettent de corréler, d'une masse continentale à une autre, certaines signatures géologiques, géophysiques et physiographiques. C'est peut-être la raison qui a mené Wegener (1924), du Toit (1937) et Carey (1958) à proposer l'idée de la dérive des continents. Depuis, de nombreuses études ont été publiées sur le sujet et surtout sur l'évolution de la partie centrale de l'Atlantique Nord, qui se serait formée par expansion du fond océanique lorsque l'Afrique s'est séparée de l'Amérique du Nord. Récemment, l'histoire de l'expansion de la partie centrale de l'Atlantique Nord a été résumée par Klitgord et Schouten (1986) et par Roest (1987).

Pour comprendre l'évolution tectonique des bassins sédimentaires reposant dans la subsurface des plates-formes et des talus d'un grand nombre de masses continentales, il est essentiel de comprendre comment leur formation est reliée à l'évolution des bassins océaniques profonds adjacents. Il est de plus important de comparer la structure et l'évolution de bassins sédimentaires maintenant situés de part et d'autre des bassins océaniques, mais qui ont été unis à une certaine époque. Pour ce faire, l'histoire de la formation du fond océanique qui les sépare maintenant doit être connue le plus précisément possible. C'est pourquoi l'évolution de la partie centrale de l'Atlantique Nord est abordée de manière détaillée dans le présent atlas du bassin Néo-Écossais.

Il est maintenant admis que l'histoire des bassins océaniques peut être expliquée par la cartographie systématique de trois paramètres géophysiques, soient la topographie du fond océanique, les anomalies gravimétriques et les anomalies magnétiques. Les anomalies magnétiques d'expansion du fond océanique résultent de l'acquisition, par le nouveau matériel basaltique intrusif, d'une aimantation dans la direction du champ magnétique terrestre au moment où, en se refroidissant, la température du basalte atteint son point de Curie. Le champ magnétique terrestre a subi dans le passé de fréquentes inversions dont la trace est conservée dans les basaltes océaniques. Des étalonnages dés âges de ces inversions (par ex. Kent et Gradstein, 1986) permettent d'utiliser les anomalies magnétiques comme isochrones. Les anomalies gravimétriques et la topographie du socle permettent de définir les zones de fracture qui indiquent les directions de déplacement des plaques.

Puisque le déplacement d'un point à un autre à la surface d'une sphère peut être décrit comme étant une rotation autour d'un axe, les déplacements passés de plaques peuvent adéquatement être résumés par un ensemble de pôles de rotation. Ces pôles sont les points d'intersection des axes de rotation et de la surface du globe et peuvent être dérivés des anomalies d'expansion du fond océanique et des zones de fracture (Bullard et al., 1965; McKenzie et Parker, 1967). C'est la méthode qui a été utilisée ici pour déterminer la position de l'Afrique par rapport à celle de l'Amérique du Nord à différentes époques.

Les cartes présentées ici visent à illustrer l'évolution de la partie centrale de l'Atlantique Nord à différentes époques géologiques afin de faciliter la mise en corrélation d'entités géologiques et géophysiques d'une plaque à l'autre, ce que ne permettaient pas les reconstitutions antérieures (par ex. Olivet et al., 1984; Klitgord et Schouten, 1986; Roest, 1987) qui ne montraient que les positions relatives des différentes plaques et non leur contenu géologique ou géophysique. Pour mettre en corrélation des entités d'une plaque à l'autre il était nécessaire d'en connaître également la rotation. Les présentes reconstitutions sont de plus améliorées puisque basées sur certaines nouvelles identifications d'anomalies magnétiques.

Les reconstitutions sont présentées à deux échelles. Les reconstitutions à très petite échelle, servent à présenter une grande partie du centre de l'Atlantique Nord à différentes époques (la présente carte et la carte Géologie et géophysique régionales 6 du présent volume). Une autre reconstitution est présentée à une échelle conforme à celle des autres cartes du présent atlas et illustrent la région située directement au large de la plate-forme Néo-Écossaise à une époque correspondant au début de l'expansion du fond océanique de la partie centrale de l'Atlantique Nord (voir la carte Géologie et géophysique régionales 7 du présent volume). Le second type de carte peut être utilisé directement pour rapporter les entités géologiques corrélables entre l'Afrique et la Nouvelle-Écosse.

MÉTHODE DE RECONSTITUTION

La précision avec laquelle les configurations passées des plaques peuvent être déterminées dépend étroitement de la précision de la détermination des zones de fracture et de l'identification des anomalies magnétiques. L'identification des anomalies magnétiques de Klitgord et Schouten (1986) est celle qui a été principalement utilisée, sauf lorsque des données additionnelles en permettaient la modification. Il est en particulier tenu compte des données de la compilation récente de Verhoef et al. (sous presse) pour la côte occidentale de l'Afrique et de celles de la compilation de Shih et al. (1988) de la zone extracôtière de l'Est de l'Amérique du Nord, immédiatement au sud de la zone de fracture de Terre-Neuve. Un certain nombre de zones de fracture bien définies dans la partie centrale de l'Atlantique Nord ont été utilisées par Klitgord et Schouten (1986) pour dériver les positions des pôles pour diverses anomalies magnétiques. Des contraintes additionnelles tirées des données altimétriques SEASAT (Roest, 1987) ont été utilisées pour modifier certains des pôles de rotation de manière à obtenir une meilleure correspondance. De plus, le pôle initial de rotation a été modifié afin d'obtenir une meilleure correspondance entre l'anomalie magnétique de la côte Est et l'anomalie magnétique de la côte Ouest de l'Afrique.

Les positions des pôles de rotation utilisés pour les reconstitutions sont présentées (par rapport à l'Amérique du Nord) au tableau 1. Chaque pôle permet de déterminer la rotation nécessaire pour faire coïncider les anomalies magnétiques correspondantes de part et d'autre de la dorsale. Pour utiliser ces pôles pour la rotation de plaques entières, il était d'abord nécessaire de définir le côté océanique des limites de plaques, ce qui a été fait en joignant par des courbes de lissage les positions des anomalies magnétiques à l'emplacement des profils. Les limites des plaques ont été extrapolées jusqu'aux zones de fracture lorsqu'il n'existait aucune observation magnétique aux environs des zones de fracture, puis prolongées le long des zones de fracture.

Des interprétations existantes ont été utilisées pour délinéer les limites initiales le long desquelles les plaques se seraient séparées (rifting). Dans les régions pour lesquelles de telles interprétations n'étaient pas disponibles, d'autres critères, comme des variations des signatures magnétiques et gravimétriques, ont été utilisés pour délinéer ces limites. Les limites de plaques résultantes pour différentes anomalies sont représentées à la fig. 7. L'échelle de temps de Kent et Gradstein (1986) a été utilisée pour assigner les âges aux différentes anomalies et par conséquent aux différentes limites de plaques.

La production des reconstitutions montrées ici a exigé la rotation d'une quantité considérable de données numériques pour chaque plaque. Cela a été effectué par une méthode mise au point par Verhoef et al. (1989) et brièvement décrite ci-après. Premièrement, un polygone a été défini pour chaque plaque intervenant dans la reconstitution, dans le cas présent, les plaques africaine et nord-américaine. Cela était fait de manière à ce que le polygone ne renferme que la partie de la plaque plus ancienne que l'époque pour laquelle la reconstitution était effectuée. Les limites océaniques de plaques étaient définies à l'aide des anomalies magnétiques tel que précédemment décrit. Sur le continent, les polygones étaient arbitrairement fermés de manière à couvrir la région montrée sur les reconstitutions. L'ensemble des données comprises à l'intérieur du polygone africain était ensuite mis en rotation autour du pôle approprié par rapport à la plaque nord-américaine qui était maintenue fixe. Finalement, la plaque ayant subi la rotation et la plaque fixe étaient combinées en un nouvel ensemble de données reportées sur quadrillage et tracées sous forme de cartes en couleurs à relief ombré avec éclairage du nord-ouest. Sur ces reconstitutions, les régions en bleu foncé sont des chevauchements indiquant un étirement de la croûte continentale antérieur au rifting alors que les régions non colorées indiquent des vides où les limites de plaques ne se rejoignent pas après reconstitution, des lacunes dans les données ou encore des zones affectées par une compression ultérieure.

DONNÉES

Trois ensembles de données numériques ont été utilisés pour produire les reconstitutions. Les reconstitutions de la bathymétrie ont été basées sur l'ensemble de données bathymétriques et altimétriques numériques mondiales (ETOPO5, 1986; fig. 6 de la présente carte). Pour les reconstitutions gravimétriques, l'ensemble de données gravimétriques pour l'Est du Canada (Direction de la physique du globe, 1986) et l'ensemble de données reportées sur quadrillage de la Décennie de la géologie nord-américaine (Committee for the Gravity Anomaly Map of North America, 1987) ont été utilisés. Les valeurs gravimétriques reportées sur quadrillage dérivées des données altimétriques SEASAT par Haxby (1986) ont été utilisées pour la partie centre-est de l'Atlantique Nord (fig. 6 de la carte Géologie et géophysique régionales 6 du présent volume). L'ensemble des données magnétiques reportées sur quadrillage de la partie est de l'Atlantique Nord est basé sur l'ensemble de données compilées de Verhoef et al. (1986) et Verhoef et al. (sous presse) alors que celui de la partie ouest de l'Atlantique Nord utilise les données de la Décennie de la géologie nord-américaine (Committee for the Magnetic Anomaly Map of North America, 1987) ainsi que les données reportées sur quadrillage de la côte Est de l'Amérique du Nord (Shih et al., 1988). Ces ensembles de données ont été réduits au pôle avant d'être utilisés pour les reconstitutions (fig. 7 de la carte Géologie et géophysique régionales 6 du présent volume).

RECONSTITUTIONS DE PLAQUES DE LA PARTIE CENTRALE DE L'ATLANTIQUE NORD

L'histoire de l'expansion du fond océanique de la partie centrale de l'Atlantique Nord entre 29° et 47° de latitude Nord est illustrée au moyen de cinq reconstitutions à l'échelle de 1/17 000 000. La présente carte montre les reconstitutions bathymétriques et la carte Géologie et géophysique régionales 6 (dans le présent volume) les mêmes reconstitutions basées sur les ensembles de données gravimétriques et magnétiques. Les diagrammes montrant la répartition générale des ensembles de données utilisés pour ces reconstitutions (fig. 6; fig. 6 et 7 de la carte Géologie et géophysique régionales 6 du présent volume) sont tracés à l'échelle de 1/40 000 000. La carte Géologie et géophysique régionales 7 (dans le présent volume) présente une reconstitution à l'époque de l'anomalie magnétique de l'éperon Blake (AMÉB) (il y a 170 Ma). Cette reconstitution a été préparée à l'échelle de 1/2 000 000. Toutes les reconstitutions ont été dressées suivant une projection conforme de Lambert avec parallèles d'échelle conservée à 45° et 66° de latitude Nord. À titre de référence, le quadrillage géographique de référence actuel (à des intervalles de 2° en latitude et en longitude) est tracé sur chaque planche. La ligne de rivage et l'isobathe de 2 000 m sont également représentées.

L'AMÉB est la plus ancienne anomalie magnétique du fond océanique en expansion de la partie centrale de l'Atlantique Nord et elle se situe entre la bordure de la plate-forme et l'anomalie M25 au large de l'Amérique du Nord (fig. 7 de la carte Géologie et géophysique régionales 6 du présent volume). Cette anomalie positive de grande amplitude s'étend parallèlement à la bordure de la plate-forme à une distance d'environ 100 km à l'est de cette dernière. Elle est facile à reconnaître au sud de la chaîne de monts de la

[suite au verso]

SCOTIAN SHELF
REGIONAL GEOLOGY AND GEOPHYSICS 5
PLATE RECONSTRUCTIONS, BATHYMETRY

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE
GÉOLOGIE ET GÉOPHYSIQUE RÉGIONALES
RECONSTITUTIONS DE PLAQUES, BATHYMÉTRIE

Canada
Geological Survey of Canada
Commission géologique du Canada

Geological Survey of Canada

Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF REGIONAL GEOLOGY AND GEOPHYSICS 6

PLATE RECONSTRUCTIONS, GRAVITY AND MAGNETIC ANOMALIES

S. P. Srivastava, S. Levesque, W. R. Roest, and J. Verhoef

Contributors: K. D. Klitgord (United States Geological Survey, Woods Hole, Massachusetts, U.S.A.) and H. Schouten (Department of Geology and Geophysics, Woods Hole Oceanographic Institute, Woods Hole, Massachusetts, U.S.A.)

Recommended citation: Srivastava, S. P., Levesque, S., Roest, W. R., and Verhoef, J., 1991: Regional geology and geophysics 6: plate reconstructions, gravity and magnetic anomalies; in East Coast Basin Atlas Series: Scotian Shelf; Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p. 19.

Additional copies of this map may be obtained from the Geological Survey of Canada, Atlantic Geoscience Centre, P. O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2 Canada (Ph: 902-426-2773; FAX: 902-426-4266).

INTRODUCTION

Deciphering the past positions of continents, once joined together, has been a challenge to geologists and geophysicists for many years. The reasons for finding these positions are numerous, one is the ability to correlate certain geological, geophysical and physiographical signatures between continental masses. Perhaps this was the reason which led Wegener (1924), du Toit (1937) and Carey (1958) to propose the idea of continental drift. Since then, numerous papers have been published on this subject and especially on the evolution of the central North Atlantic, postulating that it was formed by seafloor spreading when Africa separated from North America. Recently, the spreading history of the central North Atlantic was summarized by Klitgord and Schouten (1986) and Roest (1987).

To understand the tectonic development of the sedimentary basins that lie under the shelves and slopes of many continental masses, it is essential to understand how their formation relates to the development of the adjacent deep-ocean basins. Furthermore, it is important to compare the structure and the development of sedimentary basins which now lie on either side of the oceanic basins but were at one time conjugate to each other. To do so, the history of development of the intervening ocean floor must be known as accurately as possible. For this reason, the details on the evolution of the central North Atlantic are included in this Basin Atlas.

It is now recognized that the history of oceanic basins can be deciphered by systematic mapping of three geophysical parameters, namely the bottom topography and the gravity and magnetic anomalies. The seafloor spreading magnetic anomalies result from newly intruded basaltic material that acquires its magnetization in the direction of the Earth's magnetic field as it cools through its Curie temperature. The Earth's magnetic field has changed its polarity several times in the past, and these reversals are preserved in the oceanic basalts. Age calibration of these reversals (e.g. Kent and Gradstein, 1986) allows the magnetic anomalies to be used as isochrons. The gravity anomalies and basement topography define the fracture zones, which give us the directions of plate motion.

Since the motion between points on a sphere can be described as a rotation around an axis, past motions between plates are adequately summarized by a series of rotation poles. These poles are the intersection points of the axes of rotation of the plates with the Earth's surface and can be derived from seafloor spreading anomalies and fracture zones (Bullard et al., 1965; McKenzie and Parker, 1967). Such a technique was used here to determine the position of Africa relative to North America at different times.

The purpose of the maps presented here is to show the development of the central North Atlantic at various geological times, in order to facilitate the correlation of geological and geophysical features between plates. This was not possible in earlier reconstructions (e.g. Olivet et al., 1984; Klitgord and Schouten, 1986; Roest, 1987) that showed only the relative positions of the different plates, and not their geological or geophysical contents. To correlate the features between plates, their rotation was required as well. As further improvement, the present reconstructions are based on additional identifications of magnetic anomalies.

The reconstructions are presented at two scales: one is at a very large scale, to show a larger portion of the central North Atlantic region for a few time slices (this map sheet and map sheet Regional Geology and Geophysics 5, this volume); the other is at the scale consistent with other maps in this Atlas, for the region immediately east of the Scotian Shelf when seafloor spreading had just begun in the central North Atlantic (map sheet Regional Geology and Geophysics 7, this volume). The latter can be used by those interested in correlating geological features between Africa and Nova Scotia, by directly plotting on the reconstruction.

METHOD OF THE RECONSTRUCTION

The accuracy with which the past plate configurations can be determined depends heavily on the accuracy of the determination of fracture zones and the identification of magnetic anomalies. The identifications of Klitgord and Schouten (1986) for the magnetic anomalies were used, except where additional data allowed for modification. In particular, data from Verhoef et al. (in press) for the west coast of Africa and those from Shih et al. (1988), for the region off eastern North America immediately south of the Newfoundland Fracture Zone, were included. A number of well defined fracture zones in the central North Atlantic were used by Klitgord and Schouten (1986) to derive the pole positions for various magnetic anomalies. Additional constraints from SEASAT altimetry data (Roest, 1987) were used to modify some of the poles of rotations to obtain a better fit. Also the initial pole of rotation was modified for an improved fit between the East Coast Magnetic Anomaly and the West African Coast Magnetic Anomaly.

Table 1 on map sheet Regional Geology and Geophysics 5 (this volume) gives the poles of rotations (relative to North America) used for the reconstructions. Each pole specifies the rotation that is necessary to bring into coincidence a magnetic anomaly on one side of the ridge axis with the corresponding anomaly on the other side. To use these poles to rotate entire plates, first the oceanic side of the plate boundaries had to be defined. This was done by joining, by smooth lines, the locations of the magnetic anomalies at profile locations. Plate boundaries were extrapolated to the fracture zones if no magnetic observations existed in the vicinity of the fracture zones, and then continued along the fracture zones.

Existing interpretations were used to delineate the initial boundaries along which the plates presumably rifted. In regions where these were not available, other criteria, like variations in the magnetic and gravity signatures, were used to delineate these boundaries. The resulting plate boundaries for different anomalies are shown in Figure 7 (map sheet Regional Geology and Geophysics 5, this volume). The timescale of Kent and Gradstein (1986) was used to assign ages to the different anomalies and hence to the different plate boundaries.

The production of the reconstructions shown here required rotation of a large amount of digital data for each plate. This was done using a technique developed by Verhoef et al. (1989), described briefly here. First, a polygon was defined for each plate involved in the reconstruction, in this case the African and North American plates. This was done so that the polygon would contain only the portion of the plate older than the age for which the reconstruction was carried out. Oceanic plate boundaries were defined by the magnetic anomalies, as described above. On land, the polygon was closed arbitrarily to cover the region shown in the reconstructions. The data set inside the polygon for Africa was then rotated with the appropriate pole relative to the North American plate, which remained fixed. Finally, the rotated plate and the fixed plate were combined in a new gridded data set and plotted in the form of shaded relief colour maps with illumination from the northwest. In these reconstructions, the dark blue areas are overlaps that indicate stretching of the continental crust prior to rifting, while regions with no colour indicate either gaps where plate boundaries fail to join in the reconstructions or data gaps or regions of later compression.

DATA

Three sets of digital data were used in producing the reconstructions. The bathymetry reconstructions utilized the digital bathymetry and elevation data set of the world (ETOPO5, 1986; Fig. 6, map sheet Regional Geology and Geophysics 5, this volume). For the gravity reconstructions, the gravity data set of Eastern Canada (Earth Physics Branch, 1986) and the DNAG gridded data set (Committee for the Gravity Anomaly Map of North America, 1987) were used. The gridded gravity values derived from SEASAT altimeter data by Haxby (1986) were employed for the east central North Atlantic (Fig. 6). The gridded magnetic data set of the eastern North Atlantic utilized the compiled data set of Verhoef et al. (1986) and Verhoef et al. (in press), and for the western North Atlantic the DNAG (Committee for the Magnetic Anomaly Map of North America, 1987) and gridded data of the east coast of North America (Shih et al., 1988) were used. These data sets were reduced to the pole prior to their use in the reconstructions (Fig. 7).

PLATE RECONSTRUCTIONS OF THE CENTRAL NORTH ATLANTIC

The seafloor spreading history of the central North Atlantic between 29°N and 47°N is illustrated in five reconstructions at a scale of 1:17 000 000. This map sheet shows the gravity and magnetic reconstructions and map sheet Regional Geology and Geophysics 5 (this volume) shows the same reconstructions based on the bathymetry data set. The diagrams showing the overall distribution of data sets used in these reconstructions (Figs. 6 and 7; Fig. 6, map sheet Regional Geology and Geophysics 5, this volume) are drawn at a scale of 1:40 000 000. Map sheet Regional Geology and Geophysics 7 (this volume) shows a reconstruction at Blake Spur Magnetic Anomaly (BSMA) time (170 Ma). This reconstruction is done at the scale of 1:2 000 000. All reconstructions use a Lambert Conformal projection with standard parallels 45°N and 66°N. As a reference, the present day geographic grid (2 degrees in latitude and longitude) is shown with each plate. Also the coastlines and the 2000 m isobath are shown.

The BSMA is the oldest seafloor spreading magnetic anomaly in the central North Atlantic and it lies between the shelf break and anomaly M25 off North America (Fig. 7). This large amplitude positive anomaly runs about 100 km to the east of and parallel to the shelf break. It can easily be recognized south of the New England Seamounts, but north it is barely visible because of its small amplitude. Except for a prominent anomaly, called S, by Roeser (1982), north of Canary Islands, no other anomaly similar to the BSMA can be recognized off Africa. The authors here believe that anomaly S, off Africa is equivalent to the BSMA. The absence of this anomaly along most of the African coast led Klitgord and Schouten (1986) to suggest that this was caused by a jump of the ridge axis to the east soon after its formation thereby leaving most of the oceanic crust on the North American side. The age for the BSMA is not well established because it lies within the Jurassic Magnetic Quiet Zone where no other magnetic anomalies have been recognized; an age of 170 Ma as given by Klitgord and Schouten (1986) is used here. Another prominent anomaly, the East Coast Magnetic Anomaly (ECMA) lies west of the BSMA off the west coast of North America. According to Klitgord and Schouten (1986), the ECMA lies very near the landward edge of the oceanic crust and thus can be regarded as a marker for the location of the ocean continent boundary in this region. On the African side, a prominent anomaly known as the West African Coast Magnetic Anomaly (WACMA, Klitgord and Schouten, 1986), lies partly on land; it has been considered the equivalent to the ECMA. Here, in the closure reconstruction between North America and Africa, these anomalies are used to define the initial boundaries of separation between North America and Africa. An age of 175 Ma was assigned to this anomaly by Klitgord and Schouten (1986).

The evolution of the central North Atlantic was described in detail by Klitgord and Schouten (1986) and

▷

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE GÉOLOGIE ET GÉOPHYSIQUE RÉGIONALES 6

RECONSTITUTIONS DES PLAQUES LITHOSPHÉRIQUES, ANOMALIES GRAVIMÉTRIQUES ET MAGNÉTIQUES

S. P. Srivastava, S. Levesque, W. R. Roest, et J. Verhoef

Collaborateurs: K. D. Klitgord (United States Geological Survey, Woods Hole, Massachusetts, États-Unis) et H. Schouten (Department of Geology and Geophysics, Woods Hole Oceanographic Institute, Woods Hole, Massachusetts, États-Unis)

Notation bibliographique conseillée: Srivastava, S. P., Levesque, S., Roest, W. R., et Verhoef, J., 1991: Géologie et géophysique régionales 5: reconstitutions des plaques lithosphériques, anomalies gravimétriques et magnétiques; dans Série des atlas des bassins de la côte Est: plate-forme Néo-Écossaise; Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada, p. 19.

Des copies supplémentaires de la présente carte peuvent être obtenues auprès de la Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de l'Atlantique, case postale 1006, Dartmouth (Nouvelle-Écosse) B2Y 4A2 Canada tél (902) 426-2773, facsimilé (902) 426-4266.

INTRODUCTION

La détermination des positions passées des continents, à une certaine époque tous soudés les uns aux autres, constitue depuis plusieurs années un défi pour les géologues et les géophysiciens. Il est nécessaire de déterminer ces positions pour de nombreuses raisons et en particulier parce qu'elles permettent de corréler, d'une masse continentale à une autre, certaines signatures géologiques, géophysiques et physiographiques. C'est peut-être la raison qui a mené Wegener (1924), du Toit (1937) et Carey (1958) à proposer l'idée de la dérive des continents. Depuis, de nombreuses études ont été publiées sur le sujet et surtout sur l'évolution de la partie centrale de l'Atlantique Nord, qui se serait formée par expansion du fond océanique lorsque l'Afrique s'est séparée de l'Amérique du Nord. Récemment, l'histoire de l'expansion de la partie centrale de l'Atlantique Nord a été résumée par Klitgord et Schouten (1986) et par Roest (1987).

Pour comprendre l'évolution tectonique des bassins sédimentaires reposant dans la subsurface des plates-formes et des talus d'un grand nombre de masses continentales, il est essentiel de comprendre comment leur formation est reliée à l'évolution des bassins océaniques profonds adjacents. Il est de plus important de comparer la structure et l'évolution de bassins sédimentaires maintenant situés de part et d'autre des bassins océaniques, mais qui ont été unis à une certaine époque. Pour ce faire, l'histoire de la formation du fond océanique qui les sépare maintenant doit être connue le plus précisément possible. C'est pourquoi l'évolution de la partie centrale de l'Atlantique Nord est abordée de manière détaillée dans le présent atlas du bassin Néo-Écossais.

Il est maintenant admis que l'histoire des bassins océaniques peut être expliquée par la cartographie systématique de trois paramètres géophysiques, soient la topographie du fond océanique, les anomalies gravimétriques et les anomalies magnétiques. Les anomalies magnétiques d'expansion du fond océanique résultant de l'acquisition, par le nouveau matériel basaltique intrusif, d'une aimantation dans la direction du champ magnétique terrestre au moment où, en se refroidissant, la température du basalte atteint son point de Curie. Le champ magnétique terrestre a subi dans le passé de fréquentes inversions dont la trace est conservée dans les basaltes océaniques. Des étalonnages des âges de ces inversions (par ex. Kent et Gradstein, 1986) permettent d'utiliser les anomalies magnétiques comme isochrones. Les anomalies gravimétriques et la topographie du socle permettent de définir les zones de fracture qui indiquent les directions de déplacement des plaques.

Puisque le déplacement d'un point à un autre à la surface d'une sphère peut être décrit comme étant une rotation autour d'un axe, les déplacements passés de plaques peuvent adéquatement être résumés par un ensemble de pôles de rotation. Ces pôles sont les points d'intersection des axes de rotation et de la surface du globe et peuvent être dérivés des anomalies d'expansion du fond océanique et des zones de fracture (Bullard et al., 1965; McKenzie et Parker, 1967). C'est la méthode qui a été utilisée ici pour déterminer la position de l'Afrique par rapport à celle de l'Amérique du Nord à différentes époques.

Les cartes présentées ici visent à illustrer l'évolution de la partie centrale de l'Atlantique Nord à différentes époques géologiques afin de faciliter la mise en corrélation d'entités géologiques et géophysiques d'une plaque à l'autre, ce que ne permettaient pas les reconstitutions antérieures (par ex. Olivet et al., 1984; Klitgord et Schouten, 1986; Roest, 1987) qui ne montraient que les positions relatives des différentes plaques et non leur contenu géologique ou géophysique. Pour mettre en corrélation des entités d'une plaque à l'autre il était nécessaire d'en connaître également la rotation. Les présentes reconstitutions sont de plus améliorées puisque basées sur certaines nouvelles identifications d'anomalies magnétiques.

Les reconstitutions sont présentées à deux échelles. Les reconstitutions à très petite échelle, servent à présenter une grande partie du centre de l'Atlantique Nord à différentes époques (la présente carte et la carte Géologie et géophysique régionales 5 du présent volume). Une autre reconstitution est présentée à une échelle conforme à celle des autres cartes du présent atlas et illustrent la région située directement au large de la plate-forme Néo-Écossais à une époque correspondant au début de l'expansion du fond océanique de la partie centrale de l'Atlantique Nord (voir la carte Géologie et géophysique régionales 7 du présent volume). Le second type de carte peut être utilisé directement pour rapporter les entités géologiques corrélables entre l'Afrique et la Nouvelle-Écosse.

MÉTHODE DE RECONSTITUTION

La précision avec laquelle les configurations passées des plaques peuvent être déterminées dépend étroitement de la précision de la détermination des zones de fracture et de l'identification des anomalies magnétiques. L'identification des anomalies magnétiques de Klitgord et Schouten (1986) est celle qui a été principalement utilisée, sauf lorsque des données additionnelles en permettaient la modification. Il est en particulier tenu compte des données de la compilation récente de Verhoef et al. (sous presse) pour la côte occidentale de l'Afrique et de celles de la compilation de Shih et al. (1988) de la zone extracôtière de l'Est de l'Amérique du Nord, immédiatement au sud de la zone de fracture de Terre-Neuve. Un certain nombre de zones de fracture bien définies dans la partie centrale de l'Atlantique Nord ont été utilisées par Klitgord et Schouten (1986) pour dériver les positions des pôles pour diverses anomalies magnétiques. Des contraintes additionnelles tirées des données altimétriques SEASAT (Roest, 1987) ont été utilisées pour modifier certains des pôles de rotation de manière à obtenir une meilleure correspondance. De plus, le pôle initial de rotation a été modifié afin d'obtenir une meilleure correspondance entre l'anomalie magnétique de la côte Est et l'anomalie magnétique de la côte Ouest de l'Afrique.

Les positions des pôles de rotation utilisés pour les reconstitutions sont présentées (par rapport à l'Amérique du Nord) au tableau 1 (carte Géologie et géophysique régionales 5 du présent volume). Chaque pôle permet de déterminer la rotation nécessaire pour faire coïncider les anomalies magnétiques correspondantes de part et d'autre de la dorsale. Pour utiliser ces pôles pour la rotation de plaques entières, il était d'abord nécessaire de définir le côté océanique des limites de plaques, ce qui a été fait en joignant par des courbes de lissage les positions des anomalies magnétiques à l'emplacement des profils. Les limites des plaques ont été extrapolées jusqu'aux zones de fracture lorsqu'il n'existait aucune observation magnétique aux environs des zones de fracture, puis prolongées le long des zones de fracture.

Des interprétations existantes ont été utilisées pour délinéer les limites initiales le long desquelles les plaques se seraient séparées (rifting). Dans les régions pour lesquelles de telles interprétations n'étaient pas disponibles, d'autres critères, comme des variations des signatures magnétiques et gravimétriques, ont été utilisés pour délinéer ces limites. Les limites de plaques résultantes pour différentes anomalies sont représentées à la fig. 7 (carte Géologie et géophysique régionales 5 du présent volume). L'échelle de temps de Kent et Gradstein (1986) a été utilisée pour assigner les âges aux différentes anomalies et par conséquent aux différentes limites de plaques.

La production des reconstitutions montrées ici a exigé la rotation d'une quantité considérable de données numériques pour chaque plaque. Cela a été effectué par une méthode mise au point par Verhoef et al. (1989) et brièvement décrite ci-après. Premièrement, un polygone a été défini pour chaque plaque intervenant dans la reconstitution, dans le cas présent, les plaques africaine et nord-américaine. Cela était fait de manière à ce que le polygone ne renferme que la partie de la plaque plus ancienne que l'époque pour laquelle la reconstitution était effectuée. Les limites océaniques de plaques étaient définies à l'aide des anomalies magnétiques tel que précédemment décrit. Sur le continent, les polygones étaient arbitrairement fermés de manière à couvrir la région montrée sur les reconstitutions. L'ensemble des données comprises à l'intérieur du polygone africain était ensuite mis en rotation autour du pôle approprié par rapport à la plaque nord-américaine qui était maintenue fixe. Finalement, la plaque ayant subi la rotation et la plaque fixe étaient combinées en un nouvel ensemble de données reportées sur quadrillage et tracées sous forme de cartes en couleurs à relief ombré avec éclairage du nord-ouest. Sur ces reconstitutions, les régions en bleu foncé sont des chevauchements indiquant un étirement de la croûte continentale antérieur au rifting alors que les régions non colorées indiquent des vides où les limites de plaques ne se rejoignent pas après reconstitution, des lacunes dans les données ou encore des zones affectées par une compression ultérieure.

DONNÉES

Trois ensembles de données numériques ont été utilisés pour produire les reconstitutions. Les reconstitutions de la bathymétrie ont été basées sur l'ensemble de données bathymétriques et altimétriques numériques mondiales (ETOPO5, 1986; fig. 6 de la carte Géologie et géophysique régionales 5 du présent volume). Pour les reconstitutions gravimétriques, l'ensemble de données gravimétriques pour l'Est du Canada (Direction de la physique du globe, 1986) et l'ensemble de données reportées sur quadrillage de la Décennie de la géologie nord-américaine (Committee for the Gravity Anomaly Map of North America, 1987) ont été utilisés. Les valeurs gravimétriques reportées sur quadrillage dérivées des données altimétriques SEASAT par Haxby (1986) ont été utilisées pour la partie centre-est de l'Atlantique Nord (fig. 6 de la carte Géologie et géophysique régionales 6 du présent volume). L'ensemble des données magnétiques reportées sur quadrillage de la partie est de l'Atlantique Nord est basé sur l'ensemble de données compilées de Verhoef et al. (1986) et Verhoef et al. (sous presse) ainsi que celui de la partie ouest de l'Atlantique Nord utilise les données de la Décennie de la géologie nord-américaine (Committee for the Magnetic Anomaly Map of North America, 1987) ainsi que les données reportées sur quadrillage de la côte Est de l'Amérique du Nord (Shih et al., 1988). Ces ensembles de données ont été réduits au pôle avant d'être utilisés pour les reconstitutions (fig. 7 de la carte Géologie et géophysique régionales 6 du présent volume).

RECONSTITUTIONS DE PLAQUES DE LA PARTIE CENTRALE DE L'ATLANTIQUE NORD

L'histoire de l'expansion du fond océanique de la partie centrale de l'Atlantique Nord entre 29° et 47° de latitude Nord est illustrée au moyen de cinq reconstitutions à l'échelle de 1/17 000 000. La présente carte montre les reconstitutions gravimétriques et magnétiques et la carte Géologie et géophysique régionales 5 (dans le présent volume) les mêmes reconstitutions basées sur l'ensemble de données bathymétriques. Les diagrammes montrant la répartition générale des ensembles de données utilisés pour ces reconstitutions (fig. 6 et 7; fig. 6 de la carte Géologie et géophysique régionales 5 du présent volume) sont tracés à l'échelle de 1/40 000 000. La carte Géologie et géophysique régionales 7 (dans le présent volume) présente une reconstitution à l'époque de l'anomalie magnétique de l'éperon Blake (AMÉB) (il y a 170 Ma). Cette reconstitution a été préparée à l'échelle de 1/2 000 000. Toutes les reconstitutions ont été dressées suivant une projection conforme de Lambert avec parallèles d'échelle conservée à 45° et 66° de latitude Nord. À titre de référence, le quadrillage géographique de référence actuel (à des intervalles de 2° en latitude et en longitude) est tracé sur chaque planche. La ligne de rivage et l'isobathe de 2 000 m sont également représentées.

L'AMÉB est la plus ancienne anomalie magnétique du fond océanique en expansion de la partie centrale de l'Atlantique Nord et elle se situe entre la bordure de la plate-forme et l'anomalie M25 au large de l'Amérique du Nord (fig. 7 de la carte Géologie et géophysique régionales 6 du présent volume). Cette anomalie positive de grande amplitude s'étend parallèlement à la bordure de la plate-forme à une distance d'environ 100 km à l'est de cette dernière. Elle est facile à reconnaître au sud de la chaîne de monts de la Nouvelle-Angleterre, mais à peine visible au nord en raison de sa faible amplitude. À l'exception d'une anomalie prononcée au nord des Îles Canaries, désignée «S_1» par Roeser (1982), aucune autre anomalie similaire à l'AMÉB ne peut être identifiée au large de l'Afrique. Les auteurs du présent ouvrage sont d'avis que l'anomalie S_1 au large de l'Afrique est l'équivalent de l'AMÉB. L'absence de cette anomalie le long de la plus grande partie de la côte africaine a porté Klitgord et Schouten (1986) à suggérer un décalage vers l'est de l'axe de la dorsale peu de temps après sa formation qui aurait laissé du côté nord-américain la plus grande partie de la croûte océanique. L'âge de l'AMÉB n'est pas bien établi parce qu'elle se situe dans la zone de calme magnétique du Jurassique où aucune autre anomalie n'a été identifiée; Klitgord et Schouten (1986) lui ont attribué un âge de 170 Ma, qui a également été retenu ici. Une autre anomalie prononcée, l'anomalie magnétique de la côte Est (AMCE) est située à l'ouest de l'AMÉB, au large de la côte Est de l'Amérique du Nord. D'après Klitgord et Schouten (1986), l'AMCE se situerait très près de la limite continentale de la croûte océanique et pourrait ainsi constituer un repère de la position de la limite continent-océan dans cette région. Du côté africain, une anomalie prononcée, appelée «anomalie magnétique de la côte ouest de l'Afrique» (AMCOA) (Klitgord et Schouten, 1986), se trouve en partie sur le continent; elle a été considérée comme l'équivalente de l'AMCE. Pour la reconstitution de la fermeture, rattachant l'Amérique du Nord à l'Afrique, ces anomalies sont ici utilisées pour définir les limites initiales de la séparation de l'Amérique du Nord et de l'Afrique. Un âge de 175 Ma a été attribué à cette anomalie par Klitgord et Schouten (1986).

L'évolution de la partie centrale de l'Atlantique Nord a été décrite de manière détaillée par Klitgord et Schouten (1986) et par Roest (1987). La description présentée ci-après est en grande partie basée sur ces publications. Les entités importantes résultant des reconstitutions présentées sur cette carte et sur la carte Géologie et géophysique régionales 6 (dans le présent volume) sont très brièvement décrites, de l'ouverture initiale à aujourd'hui.

La reconstitution pour l'AMCE (il y a 175 Ma ou reconstitution de la fermeture maximale de Klitgord et Schouten, 1986) montre un bon ajustement de l'Afrique et de la plate-forme continentale de l'Amérique du Nord (fig. 1 et 8; fig. 1 de la carte Géologie et géophysique régionales 5 du présent volume). La grande zone de diapirs de sel au large de la Nouvelle-Écosse est alignée avec des manifestations similaires au large de l'Afrique septentrionale. Toutefois, une autre zone de diapirs de sel, à l'est de l'anomalie S, et au nord des Îles Canaries (Roeser, 1982) sur la plaque africaine, n'apparaît pas sur la présente reconstitution parce qu'elle est basée sur l'hypothèse voulant que les bassins de marge continentale du Jurassique, sur les marges continentales nord-américaine et africaine, reposent sur une croûte de transition ou du stade de rifting (Klitgord et Schouten, 1986). Ils ont été exclu de la reconstitution parce qu'ils reposent en partie à l'extérieur des limites des plaques. Le rifting entre l'Amérique du Nord et l'Afrique avait peut-être déjà débuté dès le Trias tardif et le Jurassique précoce pour produire des bassins d'effondrement qui ont plus tard été comblés de sel. La véritable expansion du fond océanique dans l'Atlantique Nord n'a toutefois commencé qu'au Jurassique moyen (Klitgord et Schouten, 1986). La reconstitution pour cette époque indique un certain chevauchement (bleu foncé) de la partie septentrionale de l'Afrique et de la partie méridionale des Grands Bancs de Terre-Neuve. Cela implique que la région a subi une distension, non seulement pendant les stades initiaux du rifting, mais également pendant l'intervalle où l'Afrique passait à la hauteur des Grands Bancs le long de la zone de fracture de Terre-Neuve. De telles distensions concordent bien avec les données sismiques (Todd et al., 1988; Keen et al., 1990) et avec les calculs théoriques (Reid, 1989) indiquant que la croûte de cette région a été amincie.

Sur la reconstitution à l'époque de l'AMÉB (il y a 170 Ma), la majorité des bassins des marges continentales du Jurassique (non montrés sur cette reconstitution, mais situés au nord de 25°N au large de l'Afrique et tout le long de la plate-forme Néo-Écossaise incluant la partie méridionale des Grands Bancs) sont situés vis-à-vis les uns des autres (fig. 2 et 9; fig. 2 de la carte Géologie et géophysique régionales 5 du présent volume). Un étroit bassin atlantique relié à la Téthys ligurienne par le détroit de Gibraltar s'était formé à cette époque. Alors qu'il y avait expansion active du fond océanique entre l'Amérique du Nord et l'Afrique, la région au nord (entre les Grands Bancs et la péninsule Ibérique) en était encore au stade du rifting et de l'étirement comme en témoignent les forages et les données sismiques (Tankard et Welsink, 1987). La partie septentrionale de la plaque africaine ne s'était pas encore complètement séparée des Grands Bancs. La présente reconstitution est très similaire à la reconstitution de fermeture de Le Pichon et al. (1977). À l'ouest, la faille d'Agadir (ou les monts Atlas) de la partie septentrionale de l'Afrique s'alignent avec le renflement de la plate-forme continentale nord-américaine à 40°N qui marque la position de la faille de 40°N (Le Pichon et al., 1977).

La reconstitution à l'époque de l'anomalie M25 (il y a 156,5 Ma) montre que l'Afrique est complètement séparée des Grands Bancs (fig. 3 et 10; fig. 3 de la carte Géologie et géophysique régionales 5 du présent volume). La séparation de la péninsule Ibérique méridionale des Grands Bancs méridionaux peut avoir débuté à cette époque. La reconstitution montre que la chaîne de monts de la Nouvelle-Angleterre sur la plaque nord-américaine et les îles Canaries sur la plaque africaine forment une chaîne continue, ce qui appuie la suggestion antérieurement formulée à l'effet que cet endroit puisse être le siège d'une faille transformante (Uchupi et al., 1970; Le Pichon et Fox, 1971). La reconstitution à partir des anomalies gravimétriques présente certaines différences quant à l'intensité du champ de la gravité de part et d'autre, les anomalies gravimétriques positives étant plus nombreuses du côté africain. En plus des variations topographiques plus importantes sur la plaque africaine, comparativement à la plaque nord-américaine, ces différences de l'intensité du champ de la gravité pourraient découler de différences au niveau des sources plus profondes (par ex. Cochran et Talwani, 1978). Morgan (1971, 1983) a suggéré que l'existence de la chaîne de monts de la Nouvelle-Angleterre était attribuable à l'activité d'un point chaud qui se serait propagée en direction de l'est. Cette hypothèse a été dans une certaine mesure confirmée par des déterminations d'âge (Duncan, 1984). Toutefois, cette suggestion est contestée par Roest (1987) pour deux raisons: premièrement, les zones de fracture au nord et au sud de cette chaîne de monts sous-marins présentent des directions différentes, ce qui suggère qu'il y a eu une forme ou une autre de déplacement différentiel dans la région des monts et deuxièmement le modèle du point chaud fait intervenir une origine similaire pour le complexe de monts sous-marins Atlantis-Meteor dans l'Atlantique oriental, origine qui n'est pas étayée par les données d'observation (Verhoef, 1984).

Au chron M0, l'expansion active avait progressé assez loin en direction du nord pour qu'une expansion active puisse débuter entre la péninsule Ibérique et les Grands Bancs (fig. 4 et 11; fig. 4 de la carte Géologie et géophysique régionales 5 du présent volume). Au sud, la cassure entre l'Afrique occidentale et l'Amérique du Sud s'est produite à cette époque, ce qui a relié les systèmes d'expansion des parties méridionale et centrale de l'Atlantique (Rabinowitz et LaBrecque, 1979). Depuis le chron M0 (fig. 5 et 12; fig. 5 de la carte Géologie et géophysique régionales 5 du présent volume), l'expansion s'est poursuivie dans la partie centrale de l'Atlantique Nord avec des changements principalement progressifs des vitesses et des directions des déplacements (Klitgord et Schouten, 1986; Roest, 1987).

Les reconstitutions présentées ici fournissent une représentation en images de l'évolution de la partie centrale de l'Atlantique Nord. Ce genre de représentation permet une mise en corrélation d'entités d'une plaque à l'autre indiquant la présence de structures préexistantes en plus de montrer comment les plaques se sont finalement séparées. Cependant, les champs magnétique et de la gravité ne sont pas encore complètement cartographiés en Afrique et il est actuellement impossible d'identifier pour ces champs les corrélations entre l'Afrique et l'Amérique du Nord à l'époque de l'ouverture initiale.

REFERENCES RÉFÉRENCES

Bullard, E. C., Everett, J. E., and Smith, A. G.
1965: The fit of the continents around the Atlantic; in A Symposium on Continental Drift; Royal Society of London, Philosophical Transactions, Series A, v. 258, p. 41-51.

Bullard, E. C., Everett, J. E., et Smith, A. G.
1965: The fit of the continents around the Atlantic; in A Symposium on Continental Drift; Royal Society of London, Philosophical Transactions, Series A, v. 258, p. 41-51.

Carey, S. W.
1958: A tectonic approach to continental drift; in Continental Drift, A Symposium, (ed.) S. W. Carey; University of Tasmania, Geology Department Symposium 5, Hobart, p. 177-355.

Cochran, J. R. and Talwani, M.
1978: Gravity anomalies, regional elevation and the deep structure of the North Atlantic; Journal of Geophysical Research, v. 83, p. 4907-4924.

Cochran, J. R. et Talwani, M.
1978: Gravity anomalies, regional elevation and the deep structure of the North Atlantic; Journal of Geophysical Research, v. 83, p. 4907-4924.

Committee for the Gravity Anomaly Map of North America
1987: Gravity anomaly map of North America; Geological Society of America, Boulder, Colorado, U.S.A., scale 1:5 000 000, 5 sheets.

Committee for the Magnetic Anomaly Map of North America
1987: Magnetic anomaly map of North America; Geological Society of America, Boulder, Colorado, U.S.A., scale 1:5 000 000, 5 sheets.

Direction de la physique de globe
1986: Integration of Atlantic Geoscience Centre marine gravity data into the National Gravity Data Base; Earth Physics Branch, Open File 85-13, 54 p. (also Geological Survey of Canada, Open File 1232)

du Toit, A. A.
1937: Our Wandering Continents; Oliver and Boyd, Edinburgh, 366 p.

Duncan, R. A.
1984: Age progressive volcanism in the New England Seamounts and the opening of the central Atlantic Ocean; Journal of Geophysical Research, v. 89, p. 9980-9991.

Earth Physics Branch
1986: Integration of Atlantic Geoscience Centre marine gravity data into the National Gravity Data Base; Earth Physics Branch, Open File 85-13, 54 p. (also Geological Survey of Canada, Open File 1232)

ETOPO5
1986: Relief map of the Earth's surface; Eos, Transactions of the American Geophysical Union, v. 67, p. 121.

Haxby, W. F.
1986: A portrayal of gridded geophysical data derived from SEASAT radar altimeter measurements of the shape of the ocean surface; National Geophysical Data Centre, Boulder, Colorado, Report GG-3, 1 sheet.

Keen, C. E., Kay, W. A., and Roest, W. R.
1990: Crustal anatomy of a transform continental margin; Tectonophysics, v. 173, p. 527-544.

Keen, C. E., Kay, W. A., et Roest, W. R.
1990: Crustal anatomy of a transform continental margin; Tectonophysics, v. 173, p. 527-544.

Kent, D. V. and Gradstein, F. M.
1986: A Jurassic to recent chronology; in The Geology of North America, Volume M, The Western North Atlantic Region, (ed.) P. R. Vogt and B. E. Tucholke; Geological Society of America, p. 45-50.

Kent, D. V. et Gradstein, F. M.
1986: A Jurassic to recent chronology; in The Geology of North America, Volume M, The Western North Atlantic Region, (ed.) P. R. Vogt and B. E. Tucholke; Geological Society of America, p. 45-50.

Klitgord, K. D. and Schouten, H.
1986: Plate kinematics of the central Atlantic; in The Geology of North America, Volume M, The Western North Atlantic Region, (ed.) P. R. Vogt and B. E. Tucholke; Geological Society of America, p. 351-378.

Klitgord, K. D. et Schouten, H.
1986: Plate kinematics of the central Atlantic; in The Geology of North America, Volume M, The Western North Atlantic Region, (ed.) P. R. Vogt and B. E. Tucholke; Geological Society of America, p. 351-378.

Le Pichon, X. and Fox, P. J.
1971: Marginal offsets, fracture zones and the early opening of the North Atlantic; Journal of Geophysical Research, v. 76, p. 6294-6308.

Le Pichon, X. et Fox, P. J.
1971: Marginal offsets, fracture zones and the early opening of the North Atlantic; Journal of Geophysical Research, v. 76, p. 6294-6308.

Le Pichon, X., Sibuet, J. C., and Francheteau, J.
1977: The fit of the continents around the North Atlantic Ocean; Tectonophysics, v. 12, p. 169-209.

Le Pichon, X., Sibuet, J. C., et Francheteau, J.
1977: The fit of the continents around the North Atlantic Ocean; Tectonophysics, v. 12, p. 169-209.

McKenzie, D. P. and Parker, R. L.
1967: The North Pacific: an example of tectonics on a sphere; Nature, v. 216, p. 1276-1280.

McKenzie, D. P. et Parker, R. L.
1967: The North Pacific: an example of tectonics on a sphere; Nature, v. 216, p. 1276-1280.

Morgan, W. J.
1971: Convection plumes in the lower mantle; Nature, v. 230, p. 42.
1983: Hotspot tracks and the early rifting of the Atlantic; Tectonophysics, v. 94, p. 123-129.

Olivet, J. L., Bonnin, J., Beuzart, P., and Auzende, J. M.
1984: Cinematique de l'Atlantique nord et central; Centre National pour l'Exploration des Oceans, Rapports Scientifiques et Techniques, no. 54, 108 p.

Olivet, J. L., Bonnin, J., Beuzart, P., et Auzende, J. M.
1984: Cinematique de l'Atlantique nord et central; Centre National pour l'Exploration des Oceans, Rapports Scientifiques et Techniques, no. 54, 108

Energy, Mines and Resources Canada
Energie, Mines et Ressources Canada

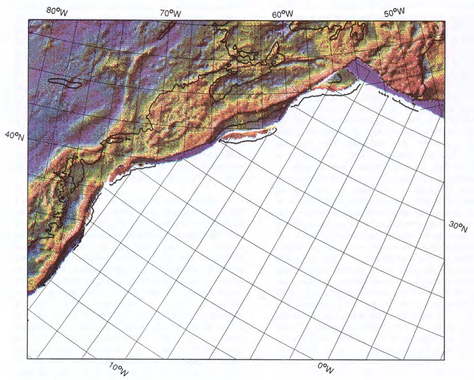


FIGURE 1. East Coast magnetic anomaly (175 Ma)
FIGURE 1. Anomalie magnétique de la côte Est (175 Ma)

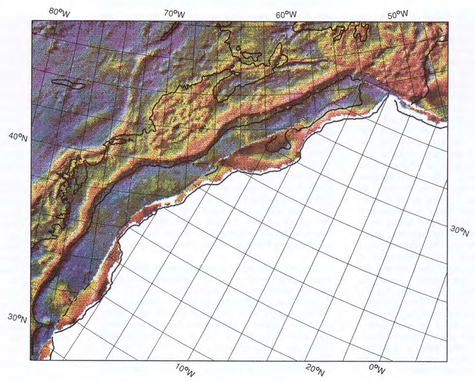


FIGURE 2. Blake Spur magnetic anomaly (170 Ma)
FIGURE 2. Anomalie magnétique de l'éperon Blake (170 Ma)

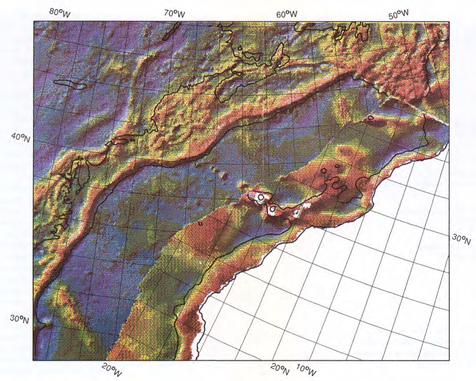


FIGURE 3. Anomaly M25 (156.5 Ma)
FIGURE 3. Anomalie M25 (156,5 Ma)

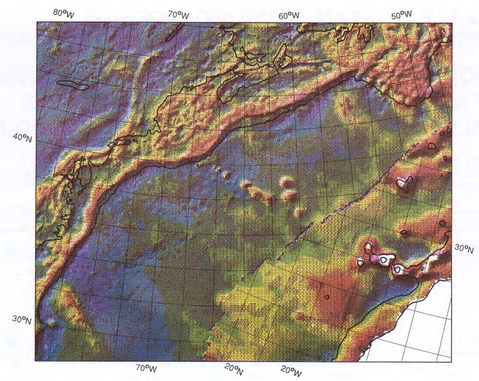


FIGURE 4. Anomaly M0 (118 Ma)
FIGURE 4. Anomalie M0 (118 Ma)

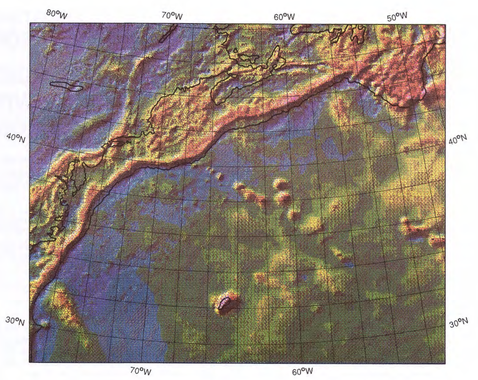


FIGURE 5. Present
FIGURE 5. Époque actuelle

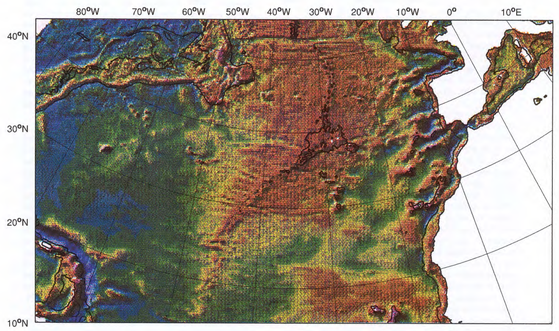


FIGURE 6. Gravity data used in reconstructions
FIGURE 6. Données gravimétriques utilisées pour les reconstitutions

GRAVITY ANOMALY ANOMALIE GRAVIMÉTRIQUE

OVERLAP SUPERPOSITION -75 -50 -30 -15 -10 -5 0 5 10 15 30 50 75 100 mGAL

OVERLAP SUPERPOSITION -300 -200 -100 -50 -25 0 25 50 100 200 300 400 nT

MAGNETIC ANOMALY ANOMALIE MAGNÉTIQUE

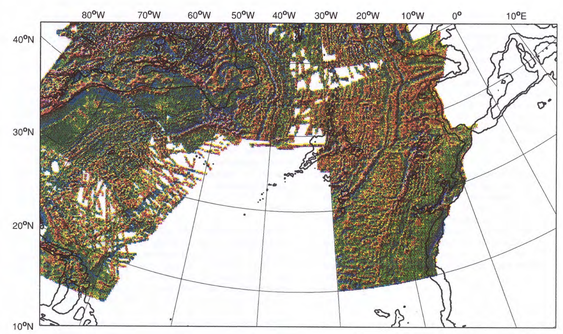


FIGURE 7. Magnetic data used in reconstructions
FIGURE 7. Données magnétiques utilisées pour les reconstitutions

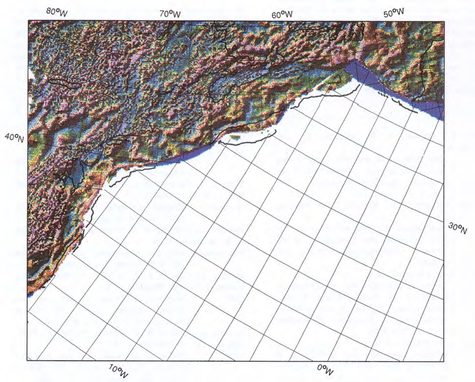


FIGURE 8. East Coast magnetic anomaly (175 Ma)
FIGURE 8. Anomalie magnétique de la côte Est (175 Ma)

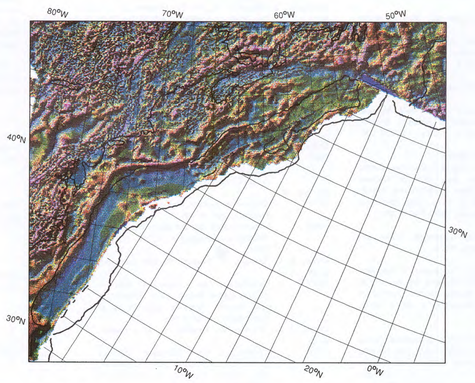


FIGURE 9. Blake Spur magnetic anomaly (170 Ma)
FIGURE 9. Anomalie magnétique de l'éperon Blake (170 Ma)

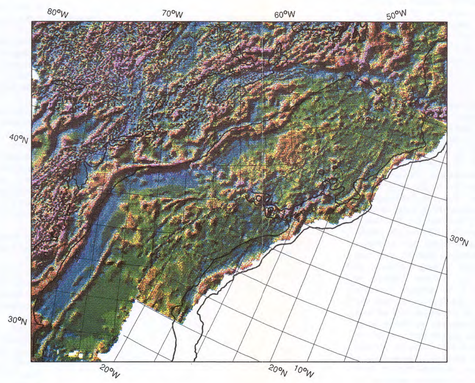


FIGURE 10. Anomaly M25 (156.5 Ma)
FIGURE 10. Anomalie M25 (156,5 Ma)

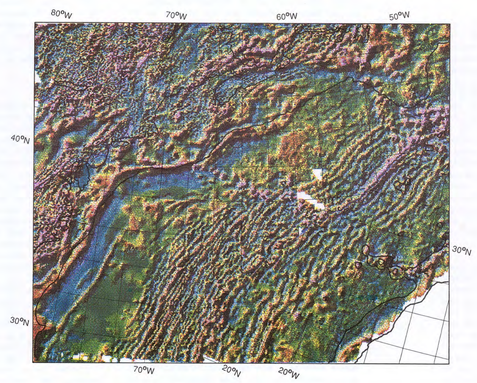


FIGURE 11. Anomaly M0 (118 Ma)
FIGURE 11. Anomalie M0 (118 Ma)

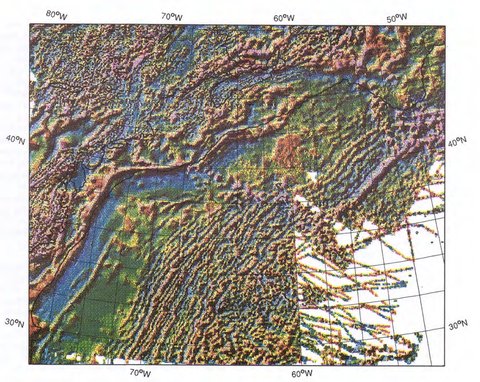


FIGURE 12. Present
FIGURE 12. Époque actuelle

SCOTIAN SHELF
REGIONAL GEOLOGY AND GEOPHYSICS 6
PLATE RECONSTRUCTIONS, GRAVITY AND MAGNETIC ANOMALIES

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE
GÉOLOGIE ET GÉOPHYSIQUE RÉGIONALES
RECONSTITUTIONS DE PLAQUES, ANOMALIES GRAVIMÉTRIQUES ET MAGNÉTIQUES

Canada

Geological Survey of Canada
Commission géologique du Canada

Geological Survey of Canada

Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF REGIONAL GEOLOGY AND GEOPHYSICS 7

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE GÉOLOGIE ET GÉOPHYSIQUE RÉGIONALES

PLATE RECONSTRUCTION, BATHYMETRY, BLAKE SPUR MAGNETIC ANOMALY

S. P. Srivastava, S. Levesque, W. R. Roest, and J. Verhoef

Contributors: K. D. Klitgord (United States Geological Survey, Woods Hole, Massachusetts, U.S.A.) and H. Schouten (Department of Geology and Geophysics, Woods Hole Oceanographic Institute, Woods Hole, Massachusetts, U.S.A.)

Recommended citation: Srivastava, S. P., Levesque, S., Roest, W. R., and Verhoef, J., 1991: Regional geology and geophysics 7: plate reconstructions, bathymetry, Blake Spur Magnetic Anomaly; in East Coast Basin Atlas Series: Scotian Shelf; Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p. 21.

Additional copies of this map may be obtained from the Geological Survey of Canada, Atlantic Geoscience Centre, P. O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2 Canada (Ph: 902-426-2773; FAX: 902-426-4266).

RECONSTITUTIONS DES PLAQUES LITHOSPHÉRIQUES, BATHYMÉTRIE, ANOMALIE MAGNÉTIQUE DE L'ÉPERON BLAKE

S. P. Srivastava, S. Levesque, W. R. Roest, et J. Verhoef

Collaborateurs: K. D. Klitgord (United States Geological Survey, Woods Hole, Massachusetts, U.S.A.) et H. Schouten (Department of Geology and Geophysics, Woods Hole Oceanographic Institute, Woods Hole, Massachusetts, U.S.A.)

Notation bibliographique conseillée: Srivastava, S. P., Levesque, S., Roest, W. R., et Verhoef, J., 1991: Géologie et géophysique régionales 7: reconstitutions des plaques lithosphériques, bathymétrie, anomalie magnétique de l'éperon Blake; dans Série des atlas des bassins de la côte Est: plate-forme Néo-Écossaise; Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada, p. 21.

Des copies supplémentaires de la carte peuvent être obtenues auprès de la Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de l'Atlantique, case postale 1006, Dartmouth (Nouvelle-Écosse) B2Y 4A2 Canada tél (902) 426-2773, facsimilé (902) 426-4266.

This map sheet shows the relative paleogeographic positions of the African and North American plates at the time of the Blake Spur Magnetic Anomaly (BSMA). The reconstruction is presented at a scale of 1:2 000 000 on a Lambert Conformal projection (also see Fig. 1). It provides the basis for correlating geological and geophysical features between the plates.

The Blake Spur Magnetic Anomaly is the only anomaly which lies in the Jurassic Magnetic Quiet Zone and in the absence of other information it is difficult to estimate its age. Using an age of 175 Ma for the East Coast Magnetic Anomaly (ECMA) and assuming a uniform rate of spreading from ECMA to anomaly M21, Klitgord and Schouten (1986) estimated an age of 170 Ma for the BSMA.

The reconstruction shown here was obtained by rotating the gridded bathymetric data of the African plate to the west, keeping the North American plate fixed. As a reference, the present day geographic grid (2 degrees in latitude and longitude) is shown rotated with the African plate. Details of the procedure followed to create this reconstruction are given on map sheet Regional Geology and Geophysics 5 (this volume).

The dark blue region between the northern part of Africa and the southwestern part of the Grand Banks indicates an area of overlap. This overlap represents the total amount of extension that occurred in this region between 170 Ma and 156 Ma (anomaly M25 time), when seafloor spreading may have started between the southern Grand Banks and Iberia. The locations of wells on the African and the Scotian continental shelves are indicated.

REFERENCE

Klitgord, K. D. and Shouten, H.
1986: Plate kinematics of the central Atlantic; in The Geology of North America, Volume M, The Western North Atlantic Region, (ed.) P. R. Vogt and B. E. Tucholke; Geological Society of America, Special Publication, p. 351-378.

□

La présente carte montre les positions paléogéographiques relatives des plaques africaine et nord-américaine à l'époque de la formation de l'anomalie magnétique de l'éperon Blake (AMÉB). La reconstitution est présentée à l'échelle de 1/2 000 000 sur une projection conforme de Lambert (voir également la fig. 1). Elle constitue une base pour la mise en corrélation d'entités géologiques et géophysiques d'une plaque à l'autre.

L'anomalie magnétique de l'éperon Blake est la seule anomalie présente dans la zone de calme magnétique du Jurassique et l'absence d'autres données rend difficile l'estimation de son âge. Si un âge de 175 Ma est attribué à l'anomalie magnétique de la côte Est (AMCE) et en supposant un taux uniforme d'expansion, de l'AMCE à l'anomalie M21, Klitgord et Schouten (1986) ont estimé que la formation de l'AMÉB remonterait à 170 Ma.

La reconstitution présentée ici a été obtenue en effectuant la rotation des données bathymétriques reportées sur quadrillage de la plaque africaine tout en maintenant fixe la plaque nord-américaine. À titre de référence, le quadrillage géographique actuel (mailles de deux degrés en latitute et en longitude) est montré après rotation avec la plaque africaine. Les particularités de la méthode suivie pour produire cette reconstitution sont fournies sur la carte Géologie et géophysique régionales 5 (dans le présent volume).

La région en bleu foncé entre la partie septentrionale de l'Afrique et la partie sud-ouest des Grands Bancs représente une zone de chevauchement. Ce chevauchement correspond à la distension totale qui s'est produite dans cette région il y a entre 170 et 156 Ma (au moment de la formation de l'anomalie M25), à une époque où peut avoir débuté l'expansion du fond océanique entre les Grands Bancs méridionaux et la péninsule Ibérique. Les positions de quelques puits sur les plates-formes continentales africaine et Néo-Écossaise sont également indiquées.

RÉFÉRENCE

Klitgord, K. D. et Shouten, H.
1986: Plate kinematics of the central Atlantic; in The Geology of North America, Volume M, The Western North Atlantic Region, (ed.) P. R. Vogt and B. E. Tucholke; Geological Society of America, Special Publication, p. 351-378.

□

Energy, Mines and Resources Canada

Energie, Mines et Ressources Canada

70° W

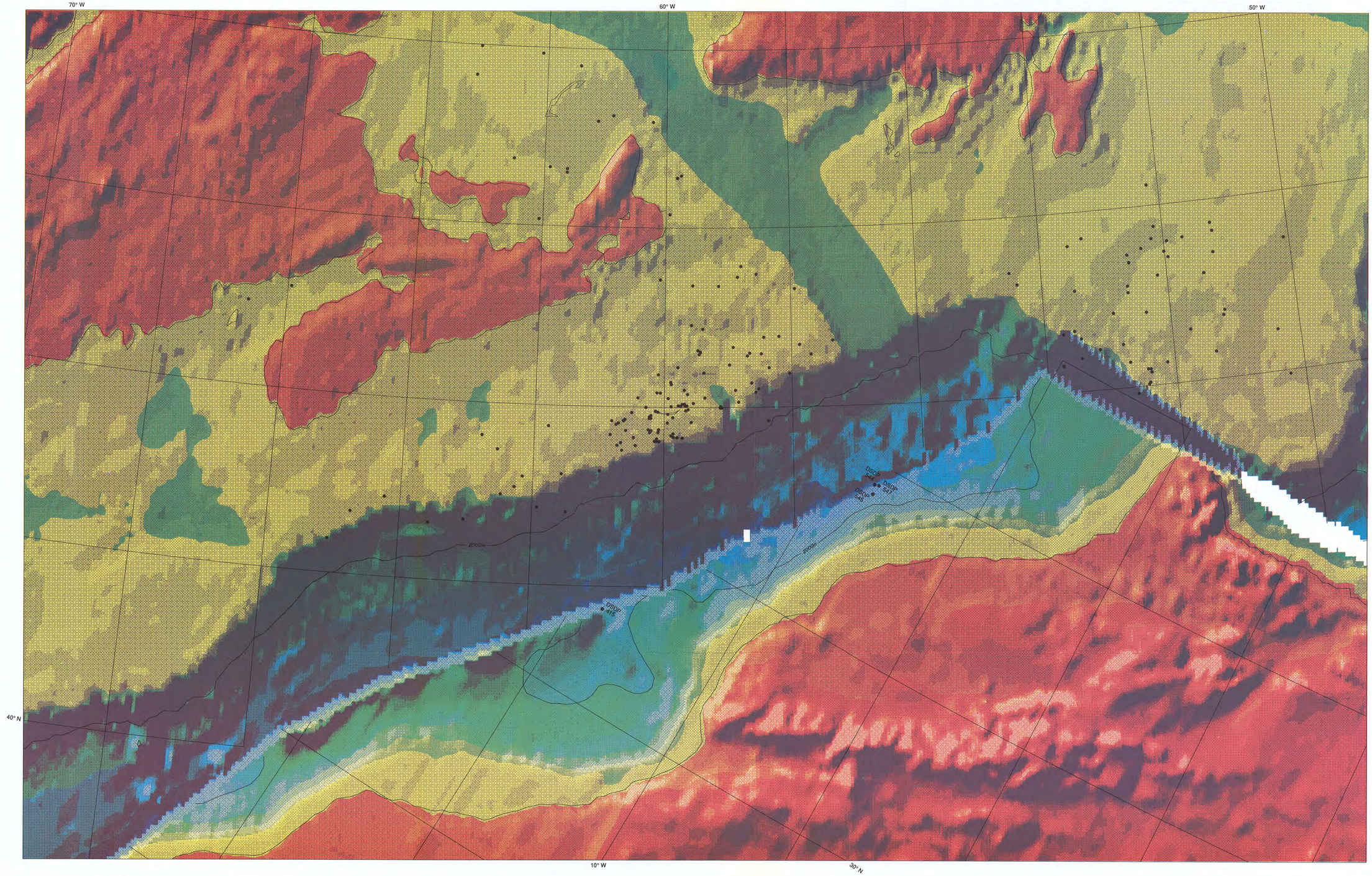
60° W

50° W

40° N

10° W

30° N



LEGEND
LÉGENDE

Contour interval in metres
Intervalle des courbes en mètres

1000
500
0
-200
-500
-1000
-2000
-3000
-4000
-5000
OVERLAP
SUPERPOSITION

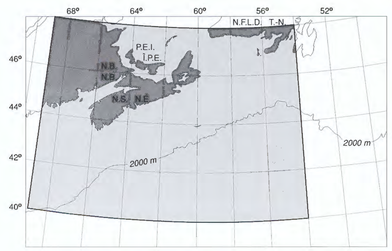


FIGURE 1. Scotian Shelf Basin Atlas base map (shaded area) relative to this map
FIGURE 1. Carte de base de l'atlas du bassin de la plate-forme Néo-Écossaise (zone plus sombre) par rapport à la présente carte

SCOTIAN SHELF
REGIONAL GEOLOGY AND GEOPHYSICS
PLATE RECONSTRUCTIONS
BATHYMETRY, BLAKE SPUR MAGNETIC ANOMALY

7

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE
GÉOLOGIE ET GÉOPHYSIQUE RÉGIONALES
RECONSTITUTIONS DE PLAQUES,
BATHYMÉTRIE, ANOMALIE MAGNÉTIQUE DE L'ÉPERON BLAKE

Canada

Geological Survey of Canada

Commission géologique du Canada

Geological Survey of Canada

Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF REGIONAL GEOLOGY AND GEOPHYSICS 8

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE GÉOLOGIE ET GÉOPHYSIQUE RÉGIONALES

BEDROCK GEOLOGY

GÉOLOGIE DU SUBSTRATUM ROCHEUX

Compilers: B. V. Sanford, G. B. J. Fader, and P. N. Moir
Contributors: A. C. Grant, R. D. Howie, and J. A. Wade

Compilateurs: B. V. Sanford, G. B. J. Fader, et P. N. Moir
Collaborateurs: A. C. Grant, R. D. Howie, et J. A. Wade

Recommended citation: Sanford, B. V., Fader, G. B. J., and Moir, P. N. (comp.), 1991: Regional geology and geophysics 8: bedrock geology; in East Coast Basin Atlas Series: Scotian Shelf; Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p. 23.

Additional copies of this map may be obtained from the Geological Survey of Canada, Atlantic Geoscience Centre, P. O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2 Canada (Ph: 902-426-2773; FAX: 902-426-4266).

Notation bibliographique conseillée: Sanford, B. V., Fader, G. B. J., et Moir, P. N. (comp.), 1991: Géologie et géophysique régionales 8: géologie du substratum rocheux; dans Série des atlas des bassins de la côte Est: plate-forme Néo-Écossaise; Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada, p. 23.

Des copies supplémentaires de la carte peuvent être obtenues auprès de la Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de l'Atlantique, case postale 1006, Dartmouth (Nouvelle-Écosse) B2Y 4A2 Canada tél (902) 426-2773, facsimilé (902) 426-4266.

This bedrock geology map was derived from provincial and federal government geological maps of the Atlantic Provinces and adjacent offshore areas. The onshore geology was simplified to provide only accompanying information to the Scotian Shelf study area.

REFERENCES TO PRINCIPAL SOURCES

Donohoe, H. V., Jr. and Grantham, R. G.
1989: Geological highway map of Nova Scotia (2nd ed.); Atlantic Geoscience Society, Halifax, AGS Special Publication No. 1, scale 1:640 000 (approx.).

Fader, G. B., Cameron, G. D. M., and Best, M. A. (comp.)
1989: Geology of the continental margin of Eastern Canada; Geological Survey of Canada, Map 1705A, scale 1:5 000 000.

Ferguson, L. and Fyffe, L. R.
1985: Geological highway map of New Brunswick and Prince Edward Island; Atlantic Geoscience Society, AGS Special Publication No. 2, scale 1:638 000.

Gussow, W. C.
1953: Carboniferous stratigraphy and structural geology of New Brunswick, Canada; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 37, no. 7, p. 1713-1816.

Howie, R. D.
1968: The Albert Formation, New Brunswick - deltas and oil shale; Geological Survey of Canada, Open File 671, 20 p.

Keppie, J. D.
1979: Geological map of the Province of Nova Scotia; Nova Scotia Department of Mines and Energy, scale 1:500 000.

King, L. H. and MacLean, B.
1974: Geology of Scotian Shelf and adjacent areas; Geological Survey of Canada, Map 812 H, scale 1:1 000 000.

Knight, I.
1979: Geology of the Carboniferous Bay St. George Basin; Department of Mines and Energy (Government of Newfoundland and Labrador) and Department of Energy, Mines and Resources and Department of Regional Economic Expansion (Government of Canada); Department of Mines and Energy, Map 82-1, scale 1:125 000.

Potter, R. R., Jackson, E. V., and Davies J. L.
1968: Geological map of New Brunswick; New Brunswick Department of Natural Resources, Map No. N.R.-1; scale 1:50 000.

St. Peter, C.
1989a: Horton Group lithofacies and generalized geology of the western part of the Moncton Subbasin (a compilation); New Brunswick Department of Natural Resources and Energy, Mines and Energy Division, plate 89-101, scale 1:63 360.
1989b: Horton Group lithofacies and generalized geology of the eastern part of the Moncton Subbasin (a compilation); New Brunswick Department of Natural Resources and Energy, Mines and Energy Division, plate 89-102, scale 1:63 360.

Williams, H. (comp.)
1966: Island of Newfoundland; Geological Survey of Canada, Map 1231A, scale 1:1 000 000.

□

La présente carte de la géologie du substratum rocheux a été dressée à partir de cartes géologiques des provinces de l'Atlantique et des zones extracôtières adjacentes produites par les gouvernements provinciaux et fédéral. La géologie côtière a été simplifiée afin de ne fournir que les informations complémentaires pertinentes à la zone d'étude de la plate-forme Néo-Écossaise.

RÉFÉRENCES AUX PRINCIPALES SOURCES

Donohoe, H. V., Jr. et Grantham, R. G.
1989: Geological highway map of Nova Scotia (2nd ed.); Atlantic Geoscience Society, Halifax, AGS Special Publication No. 1, scale 1:640 000 (approx.).

Fader, G. B., Cameron, G. D. M., et Best, M. A. (comp.)
1989: Geology of the continental margin of Eastern Canada; Geological Survey of Canada, Map 1705A, scale 1:5 000 000.

Ferguson, L. et Fyffe, L. R.
1985: Geological highway map of New Brunswick and Prince Edward Island; Atlantic Geoscience Society, AGS Special Publication No. 2, scale 1:638 000.

Gussow, W. C.
1953: Carboniferous stratigraphy and structural geology of New Brunswick, Canada; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 37, no. 7, p. 1713-1816.

Howie, R. D.
1968: The Albert Formation, New Brunswick - deltas and oil shale; Geological Survey of Canada, Open File 671, 20 p.

Keppie, J. D.
1979: Geological map of the Province of Nova Scotia; Nova Scotia Department of Mines and Energy, scale 1:500 000.

King, L. H. et MacLean, B.
1974: Geology of Scotian Shelf and adjacent areas; Geological Survey of Canada, Map 812 H, scale 1:1 000 000.

Knight, I.
1979: Geology of the Carboniferous Bay St. George Basin; Department of Mines and Energy (Government of Newfoundland and Labrador) and Department of Energy, Mines and Resources and Department of Regional Economic Expansion (Government of Canada); Department of Mines and Energy, Map 82-1, scale 1:125 000.

Potter, R. R., Jackson, E. V., et Davies J. L.
1968: Geological map of New Brunswick; New Brunswick Department of Natural Resources, Map No. N.R.-1; scale 1:50 000.

St. Peter, C.
1989a: Horton Group lithofacies and generalized geology of the western part of the Moncton Subbasin (a compilation); New Brunswick Department of Natural Resources and Energy, Mines and Energy Division, plate 89-101, scale 1:63 360.
1989b: Horton Group lithofacies and generalized geology of the eastern part of the Moncton Subbasin (a compilation); New Brunswick Department of Natural Resources and Energy, Mines and Energy Division, plate 89-102, scale 1:63 360.

Williams, H. (comp.)
1966: Island of Newfoundland; Geological Survey of Canada, Map 1231A, scale 1:1 000 000.

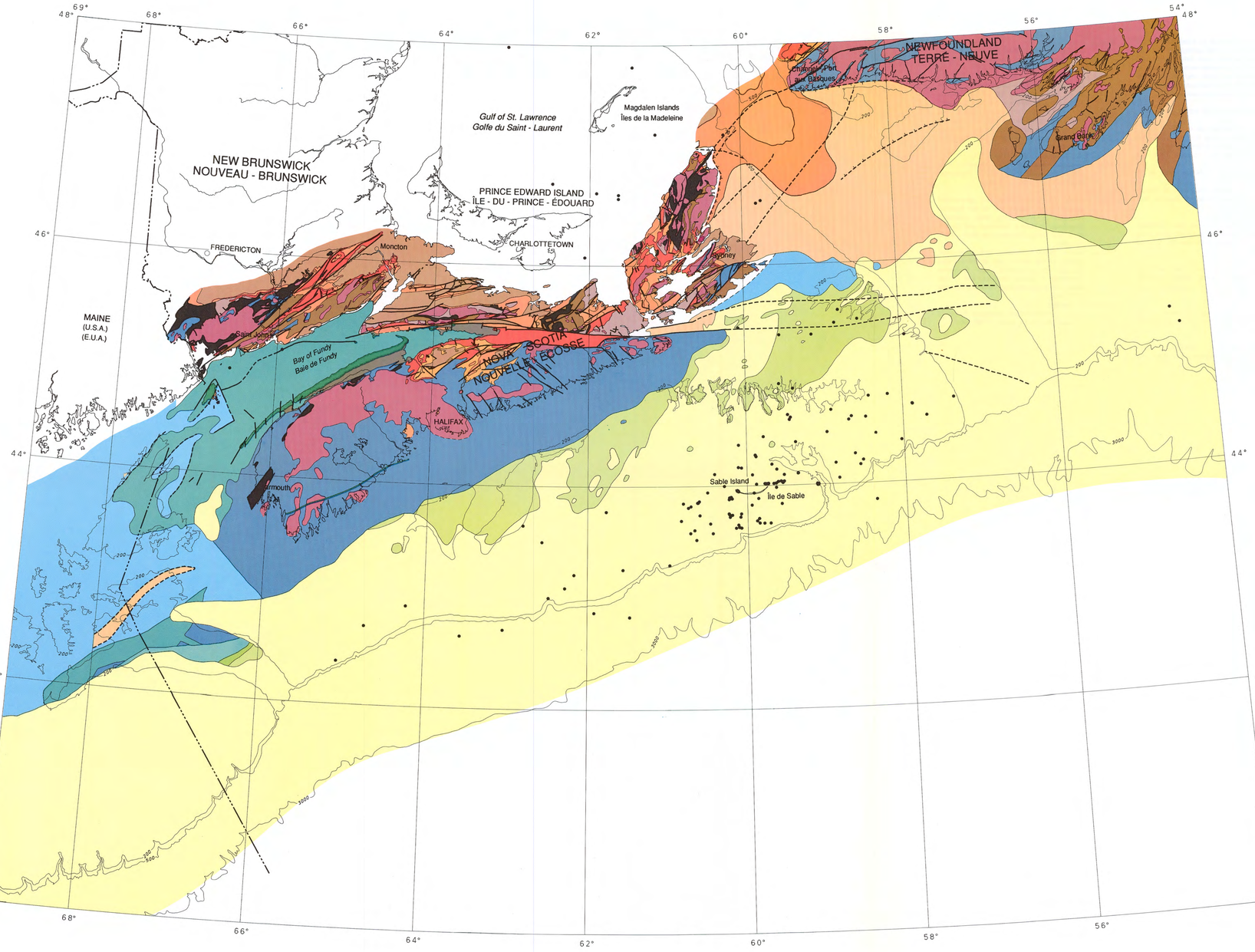
□

Energy, Mines and Resources Canada | Énergie, Mines et Ressources Canada

Geological Survey of Canada | Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF REGIONAL GEOLOGY AND GEOPHYSICS 8 BEDROCK GEOLOGY

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE GÉOLOGIE ET GÉOPHYSIQUE REGIONALES 8 GÉOLOGIE DU SUBSTRATUM ROCHEUX



Bathymetric contours in metres
Lambert Conformal Projection (standard parallels 45° N and 66° N)
Courbes bathymétriques en mètres
Projection conforme de Lambert (parallèles standard 45° N et 66° N)

Scale 1: 2 000 000 Échelle 1/2 000 000

Kilometres Kilomètres
50 0 50 100 150

LEGEND LÉGENDE

SUCCESSOR BASINS (POST ACADIAN OROGENY)
ÉPIEUGÉOSYNCLINAUX (OROGENÈSE POST-ACADIENNE)

CRETACEOUS/TERTIARY CRÉTACÉ/TERTIAIRE
- UPPER CRETACEOUS TO TERTIARY DU CRÉTACÉ SUPÉRIEUR AU TERTIAIRE

CRETACEOUS CRÉTACÉ
- CRETACEOUS (undivided) CRÉTACÉ (non divisé)
- LOWER CRETACEOUS: clay, sand, lignite
  CRÉTACÉ INFÉRIEUR: argile, sable, lignite

JURASSIC JURASSIQUE
- SCOTS BAY FORMATION AND EQUIVALENT: sandstone, siltstone,conglomerate, limestone
  FORMATION DE SCOTS BAY ET ÉQUIVALENT: grès, siltstone, conglomérat, calcaire
- NORTH MOUNTAIN BASALT AND EQUIVALENT: basalt
  BASALTE DE NORTH MOUNTAIN ET ÉQUIVALENT: basalte
- JURASSIC (undivided) JURASSIQUE (non divisé)

TRIASSIC/JURASSIC TRIAS/JURASSIQUE
- TRIASSIC TO LOWER JURASSIC (undivided) DU TRIAS AU JURASSIQUE INFÉRIEUR (non divisé)

TRIASSIC TRIAS
- BLOMIDON AND WOLFVILLE FORMATIONS AND EQUIVALENT: sandstone, siltstone, conglomerate, shale
  FORMATIONS DE BLOMIDON ET DE WOLFVILLE ET ÉQUIVALENT: grès, siltstone, conglomérat, shale

CARBONIFEROUS CARBONIFÈRE
- CUMBERLAND AND PICTOU GROUPS AND EQUIVALENT: sandstone, siltstone, shale, conglomerate, coal
  GROUPES DE CUMBERLAND ET DE PICTOU ET ÉQUIVALENT: grès, siltstone, shale, conglomérat, charbon
- CANSO AND RIVERSDALE GROUPS AND EQUIVALENT: sandstone, siltstone, shale, conglomerate, coal
  GROUPES DE CANSO ET DE RIVERSDALE ET ÉQUIVALENT: grès, siltstone, shale, conglomérat, charbon
- WINDSOR GROUP AND EQUIVALENT: limestone, gypsum, anhydrite, salt, sandstone
  GROUPE DE WINDSOR ET ÉQUIVALENT: calcaire, gypse, anhydrite, sel, grès
- HORTON GROUP AND EQUIVALENT: sandstone, conglomerate, siltstone, shale
  GROUPE DE HORTON ET ÉQUIVALENT: grès, conglomérat, siltstone, shale
- UPPER CARBONIFEROUS (undivided) CARBONIFÈRE SUPÉRIEUR (non divisé)

DEVONIAN TO CARBONIFEROUS (undivided) DU DÉVONIEN AU CARBONIFÈRE (non divisé)
- Carboniferous volcanic rocks, sandstone, siltstone
  Upper? Devonian / Carboniferous conglomerate, sandstone, siltstone
  Devonian/Carboniferous volcanic rocks, sandstone, siltstone
  Middle to Upper Devonian conglomerate, sandstone, siltstone and volcanic rocks
  Roches volcaniques, grès et siltstone carbonifères
  Conglomérat, grès, siltstone du Dévonien supérieur? / Carbonifère
  Roches volcaniques, grès, siltstone du Dévonien/Carbonifère
  Conglomérat, grès, siltstone et roches volcaniques du Dévonien moyen à supérieur

PALEOZOIC
- PALEOZOIC AND YOUNGER
  PALÉOZOÏQUE ET PLUS RÉCENT

BASEMENT ROCKS (affected by Acadian Orogeny; undivided)
ROCHES DU SOCLE (affectées par l'orogenèse acadienne; non divisées)

ORDOVICIAN TO LOWER? DEVONIAN DE L'ORDOVICIEN AU DÉVONIEN INFÉRIEUR?
- Sedimentary, volcanic, gneissic Roches sédimentaires, volcaniques, gneissiques

HADRYNIAN TO ORDOVICIAN DE L'HADRYNIEN À L'ORDOVICIEN
- Sedimentary, gneissic Roches sédimentaires, gneissiques

HADRYNIAN AND YOUNGER HADRYNIEN ET PLUS RÉCENT
- Sedimentary, volcanic, gneissic Roches sédimentaires, volcaniques, gneissiques

HELIKIAN HÉLIKIEN
- Gneissic Gneissique

INTRUSIVE ROCKS ROCHES INTRUSIVES

- Shelburne Dyke, diabase; Triassic/Jurassic
  Dyke de Shelburne, diabase; Trias/Jurassique
- Granite, diorite, gabbro; mainly Devonian but includes Hadrynian, Cambrian(?), Ordovician and Carboniferous
  Granite, diorite, gabbro; principalement du Dévonien mais comprend de l'Hadrynien, du Cambrien?, de l'Ordovicien et du Carbonifère

Geological boundary (defined, approximate) Limite géologique (définie, approximative) ——— – –
Fault (defined, approximate) Faille (définie, approximative) ——— – –
Well location Emplacement des puits •

Canada

Geological Survey of Canada

Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF REGIONAL GEOLOGY AND GEOPHYSICS 9

PRE-MESOZOIC BASEMENT AND MESOZOIC IGNEOUS ROCK OCCURRENCES

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE GÉOLOGIE ET GÉOPHYSIQUE RÉGIONALES

SOCLE PRÉMÉSOZOÏQUE ET ROCHES IGNÉES DU MÉSOZOÏQUE

L. F. Jansa

Recommended citation: Jansa, L. F., 1991: Regional geology and geophysics 9: pre-Mesozoic basement and Mesozoic igneous rock occurrences; in East Coast Basin Atlas Series: Scotian Shelf; Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p. 25.

Additional copies of this map may be obtained from the Geological Survey of Canada, Atlantic Geoscience Centre, P. O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2 Canada (Ph: 902-426-2773; FAX: 902-426-4266).

Notation bibliographique conseillée: Jansa, L. F., 1991: Géologie et géophysique régionales 9: socle prémésozoïque et roches ignées du mésozoïque; dans Série des atlas des bassins de la côte Est: plate-forme Néo-Écossaise; Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada, p. 25.

Des copies supplémentaires de la carte peuvent être obtenues auprès de la Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de l'Atlantique, case postale 1006, Dartmouth (Nouvelle-Écosse) B2Y 4A2 Canada tél (902) 426-2773, facsimilé (902) 426-4266.

The map presented here summarizes information on the Mesozoic igneous rocks and pre-Mesozoic units that were encountered during exploratory drilling offshore of Eastern Canada. The stratigraphic ages and isotopic age determinations, as well as the subsea depths of these rocks are shown.

BASEMENT

The term "basement" is applied here to all pre-Carboniferous rocks, most of which were subjected to various degrees of metamorphism. The metamorphism distinguishes these rocks from overlying Carboniferous and younger sedimentary rocks but, in many cases, the stratigraphic positions of the basement units are difficult to establish. This is due to a lack of conventional cores, the small size of drill cuttings (generally < 1 mm in diameter) and low grade metamorphism that obliterated the microfossils. The assignments of stratigraphic age presented here depend largely on lithological comparisons with dated onshore rock units, augmented by isotopic age determinations and regional mapping based on gravity, magnetic, and multi-channel seismic data. Attention was also given to the various basement terranes identified in the Appalachian tectono-stratigraphic framework proposed by Williams (1978) and Williams and Hatcher (1983). However, there is some uncertainty in how the tectonic zones were mapped (Durling and Marillier, 1990; Stockmal et al., 1990). Therefore, newly acquired deep seismic reflection data obtained in the Gulf of St. Lawrence (Marillier et al., 1989), the Bay of Fundy (Hutchinson et al., 1988) and the Scotian Shelf (Wade and MacLean, 1990), together with revised interpretations of magnetic and gravity data gathered in Eastern Canada (map sheet Regional Geology and Geophysics 1, this volume; Pe-Piper and Loncarevic, 1989), have led to revisions of some of the geological boundaries.

Revisions were incorporated into the tectono-stratigraphic map presented here, and it was used as a base onto which occurrences of offshore basement rocks were plotted. These new data were then used to extend onshore tectono-stratigraphic provinces to offshore areas. The map incorporates the concept from Stockmal et al. (1990), that the Canadian Appalachians are underlain by three lower crustal blocks related to the overlying tectono-stratigraphic units. In order to portray the distribution of basement and overlying Mesozoic igneous rocks of the Scotian Shelf and adjacent areas, it was necessary to extend the map over an area larger than the Basin Atlas base. All the Appalachian basement terranes are identified, but only those which underlie the Scotian Shelf and the Bay of Fundy are discussed here in detail.

Readers should be aware of some of the uncertainties that accompanied the construction of this map. Placement of terrane boundaries in the Gulf of St. Lawrence varies among authors (Barr and Raeside, 1989; Durling and Marillier, 1990; Stockmal et al., 1990). For this map, boundaries are positioned on the basis of magnetic data interpretation. On the Scotian Shelf, northwest-southeast trending faults are shown cutting the Meguma Group basement. These faults are inferred from lateral changes and apparent offsets of magnetic features and from apparent offsets of the oceanic crust margin. Such faults could have originated through bending and fracturing of the Meguma block at the time of its docking. If so, they would be of Acadian age (Keppie, 1989). The western extent of the Meguma Terrane is still uncertain. Interpretations of magnetic and gravity data (Pe-Piper and Loncarevic, 1989) suggest the Terrane is present beneath the northern part of the Southern Georges Bank Zone, but it is not clear how far south it extends. Pe-Piper and Loncarevic (1989) place the northern boundary of the Meguma Terrane at the Nauset Anomaly on Georges Bank.

Metaquartzites and phyllites recovered from offshore wells on the Scotian Shelf closely resemble Meguma Group rocks that outcrop along the southern shores of Nova Scotia. On this basis, the Meguma Terrane is interpreted to occur beneath the Scotian Shelf to, at least, the shelf edge. However, as radiometric age determinations of these offshore metasediments are lacking and no shelf-edge wells reached basement, other scenarios are conceivable, such as a band of Avalonian rocks existing between the Meguma Terrane and the oceanic crust.

In the Bay of Fundy, the Cape Spencer No. 1 well encountered chloritic schists intercalated with pink and pale yellow quartzites. Irving Chevron et al. (1984) assigned them to the West Beach Formation of Pennsylvanian age, despite them being lithologically unlike any local Carboniferous units. In terms of their deformation, metamorphism and composition, these rocks are much more similar to Cambro-Ordovician rocks that outcrop near Saint John, New Brunswick.

The map shows several granitic bodies, offshore of Nova Scotia, intruding the Meguma Terrane. Two were penetrated by wells and yielded radiometric age dates of 329 m.y. and 359 m.y. (Early Carboniferous; Palmer, 1983). The granite encountered at the Mohawk B-93 well is associated with a weak gravity anomaly. The other granite bodies have no obvious gravity or magnetic signatures, with the exception of those immediately southwest of Nova Scotia (Pe-Piper and Loncarevic, 1989). Thus, the boundaries of the intrusions are approximate and the map probably does not portray the true extent of such plutons. The available radiometric age determinations suggest that their emplacement occurred later than the widespread early Devonian plutonism of onshore Nova Scotia (Reynolds et al., 1981).

Pre-Mesozoic rocks also occur in wells offshore of Cape Breton Island in the southern part of the Gulf of St. Lawrence. Clastics, carbonates, evaporites and coal beds containing palynomorphs of Carboniferous and Permian age were encountered. They are overlain unconformably by a thin veneer of sediments of presumably Recent age. However, this was not established at the well sites as the rocks were not sampled.

MESOZOIC IGNEOUS ROCKS

Radiometric age determinations (K/Ar) have defined two suites of Mesozoic igneous rocks in Atlantic Canada: the Late Triassic - Early Jurassic igneous suite and the Early Cretaceous igneous suite.

Late Triassic - Early Jurassic Igneous Suite

The igneous rocks of this suite are basaltic in composition. Radiometric age determinations are early Jurassic and range 190-201 m.y. (Pleisbachian to Sinemurian, Kent and Gradstein, 1985), with one exception. The latter is an olivine tholeiite dyke, dated as late Triassic, located in the Northumberland Strait (Pe-Piper and Jansa, 1986).

The largest volume of volcanic extrusions are present beneath the northern part of the Bay of Fundy and outcrop along the adjacent coast of Nova Scotia. This onshore North Mountain Igneous Province consists of multiple basalt flows and sills up to 333 m thick. Seismic and well data suggest it extends across most of the Triassic graben in the Bay of Fundy, but its extent to the southeast is unknown. The interpretation shown here is based on the configuration of residual magnetic anomalies (Pe-Piper and Loncarevic, 1989), since the presence of basalts affects magnetic anomaly intensity. Other late Jurassic extrusives of basaltic composition, including ash beds, were identified on Georges Bank (Jansa and Pe-Piper, 1988).

The map also shows all known basaltic dykes of early Jurassic age. Most of the dykes have a northeast-southwest orientation parallel to the southeast coastline of Nova Scotia, to the shelf edge, and to the structural axes of the Appalachian Mountains (which may have controlled the dyke geometry). The longest Mesozoic intrusion onshore is the northeast-southwest trending Shelburne Dyke of southwestern Nova Scotia. Magnetic evidence suggests it extends ~250 km offshore to the southwest. Although the Dyke cannot be followed east of St. Margarets Bay (south shore of Nova Scotia), north of the Cobequid-Chedabucto Fault Zone, a magnetic lineament located south of Newfoundland parallels its orientation. If it is the same feature, then the intrusion is >1000 km long, and its age places a limit on the timing of transcurrent movements along the the Cobequid-Chedabucto Fault Zone. The Shelburne Dyke is interpreted to a result of late Triassic - early Jurassic extension through rifting.

A zone of dipping reflectors, identified as Early Jurassic volcanics, is shown in the southwest corner of the map. This feature coincides with an elongate magnetic anomaly and a complex of seaward-dipping seismic reflectors (Klitgord et al., 1988). Similar zones of seaward-dipping reflectors occur on the outer edge of continental crust along other continental margins (Hinz, 1981), where they are composed principally of basalt flows interbedded with sediments. Such zones are believed to have originated either during the initial development of oceanic crust or as a final event in the formation of rift-stage crust (Mutter, 1985). An early Jurassic age is assigned to these reflectors on the basis of long-range seismic correlation with dated sediments in wells.

Early Cretaceous Igneous Suite

These igneous rocks are also basaltic in composition. Radiometric age determinations range 102-127 m.y. (Albian to Hauterivian). The rocks were encountered in wells in the Orpheus Graben and to the south at the Hesper I-52 well and on the Scatarie Bank. The volcanogenic sequence is composed of basaltic sills, dykes, flows and intercalated volcaniclastics ranging from a few metres to tens of metres thick (Jansa and Pe-Piper, 1985). These rocks can be traced away from the wells in which they occur because of the strong impedance contrast of their seismic reflectors (Jansa and Pe-Piper, 1985). This has allowed the igneous province to be mapped in the Orpheus Graben (Wade and MacLean, 1990).

The Early Cretaceous basalts are geochemically similar to intra-plate alkaline basalts and are thought to have been extruded as a consequence of Mesozoic reactivation of the Avalon-Meguma terrane boundary (a Paleozoic tectonic lineament) or, possibly, because of movement along a transform fault zone (Jansa and Pe-Piper, 1985).

REFERENCES

Barr, S. M. and Raeside, P.
1989: Tectono-stratigraphic terranes in Cape Breton Island, Nova Scotia: implications for the configuration of the northern Appalachian orogen; Geology, v. 17, p. 822-825.

Durling, P. W. and Marillier, F. J. Y.
1990: Structural trends and basement rock subdivisions in the western Gulf of St. Lawrence, northern Appalachians; Atlantic Geology, v. 26, p. 79-95.

Hinz, K.
1981: A hypothesis of terrestrial catastrophes: wedges of oceanward dipping subacoustic basement reflections: their origin and paleoenvironmental consequences; Geologische Jahrbuch, Reihe E, Geophysik, v. 22, p. 3-28.

Hutchinson, D. R., Klitgord, K. D., Lee, M. W., and Trehu, A. M.
1988: U.S. Geological Survey deep seismic reflection profile across the Gulf of Maine; Geological Society of America Bulletin, v. 100, p. 172-184.

Irving Chevron et al.
1984: Cape Spencer No. 1, well history report; Canada Oil and Gas Lands Administration Report, Department of Energy, Mines and Resources, Canada, 24 p.

Jansa, L. F. and Pe-Piper, G.
1985: Early Cretaceous volcanism on the northeastern American margin and implications for plate tectonics; Geological Society of America Bulletin, v. 96, p. 83-91.

1988: Middle Jurassic to Early Cretaceous igneous rocks along eastern North American margin; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 72, p. 347-366.

Kent, D. E. and Gradstein, F. M.
1985: A Cretaceous and Jurassic geochronology; Geological Society of America, v. 96, p. 1419-1427.

Keppie, J. D.
1989: Northern Appalachians terranes and their accretionary history; in Terranes in the Circum-Atlantic Paleozoic Orogens, (ed.) R. D. Dallmeyer; Geological Society of America, Special Paper 230, p. 159-192.

Klitgord, K. D., Hutchinson, D. R., and Schouten, H.
1988: U.S. Atlantic continental margin: structural and tectonic framework; in The Atlantic Continental Margin, (ed.) R. E. Sheridan and J. A. Grow; Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-2, p. 19-55.

Marillier, F., Keen, C. E. Stockmal, G. S., Quinlan, G., Williams, H., Colman-Sasd, S. P., and O'Brien, S. J.
1989: Crustal structure and surface zonation of the Canadian Appalachians: implications of deep seismic reflection data; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 26, p. 305-321.

Mutter, J. C.
1985: Seaward dipping reflectors and the continent-ocean boundary at passive continental margins; Tectonophysics, v. 114, p. 117-131.

Palmer, A. R.
1983: The Decade of North America Geology 1983, Geologic Time Scale; Geology, v. 11, no. 9, p. 503-504.

Pe-Piper, G. and Jansa, L. F.
1986: Triassic olivine-normative diabase from Northumberland Strait, Eastern Canada: implications for continental drifting; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, p. 1013-1021.

Pe-Piper, G. and Loncarevic, B. D.
1989: Offshore continuation of Meguma Terrane, southwestern Nova Scotia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 26, p. 176-191.

Reynolds, P. H., Zentilli, M., and Muecke, G. K.
1981: K-Ar and $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology of granitoid rocks from southern Nova Scotia: its bearing on the geological evolution of the Meguma Zone of the Appalachians; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 386-394.

Stockmal, G. S., Colman-Sadd, S. P., Keen, C. E., Marillier, F, O'Brien, S. J., and Quinlan, G. M.
1990: Deep seismic structure and plate tectonic evolution of the Canadian Appalachains; Tectonics, v. 9, p. 45-62.

Wade, J. A. and MacLean, B.
1990: The geology of the southeastern margin of Canada; Chapter 5 in Geology of the Continental Margin of Eastern Canada, (ed.) M. J. Keen and G. L. Williams; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 2, p. 167-238 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-1).

Williams, H.
1978: Tectonic lithofacies map of the Appalachian orogen, Map 1; Memorial University of Newfoundland, St. Johns, Newfoundland.

Williams, H. and Hutcher, R. D. Jr.
1983: Appalachian suspect terranes; in Contributions to the Tectonics and Geophysics of Mountain Chains; Geological Society of America, Memoir 158, p. 33-53.

□

La carte présentée ici résume l'information concernant les roches ignées du Mésozoïque et les unités prémésozoïques recoupées par des forages d'exploration au large de la côte Est du Canada. Les âges stratigraphiques et des déterminations isotopiques d'âges ainsi que les profondeurs de ces roches sous la mer sont indiqués.

SOCLE

Le terme «socle» est ici appliqué à toutes les roches précarbonifères, la plupart desquelles ont été métamorphisées à divers degrés. Ce métamorphisme les distingue des roches sédimentaires sus-jacentes du Carbonifère et de périodes plus récentes, mais dans un grand nombre de cas les positions stratigraphiques des unités du socle sont difficiles à établir. Cette situation est attribuable en partie à l'absence de carottes conventionnelles, aux faibles dimensions des déblais de forage (généralement d'un diamètre inférieur à 1 mm) et au métamorphisme de faible intensité qui a oblitéré les microfossiles. Les âges stratigraphiques attribués ici sont en grande partie basés sur des comparaisons lithologiques avec des unités rocheuses datées sur la côte complétées par des déterminations isotopiques des âges et par la cartographie régionale basée sur des données gravimétriques, magnétiques et sismiques multicanal. Une certaine attention a également été consacrée aux divers terranes du socle identifiés à l'intérieur du cadre tectono-stratigraphique appalachien proposé par Williams (1978) et par Williams et Hatcher (1983). Cependant une certaine incertitude persiste quant à la manière dont les zones tectoniques ont été cartographiées (Durling et Marillier, 1990; Stockmal et al., 1990). Toutefois, des données de sismique-réflexion profonde nouvellement acquises dans le golfe du Saint-Laurent (Marillier et al., 1989), dans la baie de Fundy (Hutchinson et al., 1988) et sur la plate-forme Néo-Écossaise (Wade et MacLean, 1990) ainsi que des interprétations révisées des données magnétiques et gravimétriques recueillies dans l'Est du Canada (carte Géologie et géophysique régionales 1 du présent volume; Pe-Piper et Loncarevic, 1989) ont permis de réviser la position de certaines des limites géologiques.

Ces modifications ont été incorporées à la carte tectono-stratigraphique présentée ici et qui a servi de base pour le report des occurrences de roches du socle dans la zone extracôtière. Ces nouvelles données ont ensuite été utilisées pour étendre aux régions extracôtières les provinces tectono-stratigraphiques délimitées sur la côte. Cette carte incorpore le concept de Stockmal et al. (1990) d'après lequel les Appalaches canadiennes reposent sur trois blocs de croûte inférieure qui sont reliés aux unités tectono-stratigraphiques susjacentes. Afin de représenter la distribution des roches du socle et des roches ignées du Mésozoïque susjacentes de la plate-forme Néo-Écossaise et des régions adjacentes, il était nécessaire d'étendre la carte à une région plus étendue que celle couverte par la carte de base du présent atlas. Tous les terranes du socle des Appalaches sont identifiés, mais seuls ceux qui se trouvent dans la subsurface de la plate-forme Néo-Écossaise et de la baie de Fundy sont abordés de manière détaillée dans le présent commentaire.

Le lecteur doit être prévenu de certaines des incertitudes liées à la construction de la présente carte. La position des limites des terranes dans le golfe du Saint-Laurent varie selon les auteurs (Barr et Reaside, 1989; Durling et Marillier, 1990; Stockmal et al., 1990). Pour la présente carte, les limites ont été placées d'après l'interprétation des données magnétiques. Sur la plate-forme Néo-Écossaise, sont montrés les systèmes de failles d'orientation nord-ouest-sud-ouest qui recoupent le Groupe de Meguma du socle. L'existence de ces failles est déduite de changements latéraux et de décalages apparents des entités magnétiques ainsi que de décalages apparents de la marge de la croûte océanique. La courbure et la fracture du bloc de Meguma à l'époque de son amarage pourraient être à l'origine de telles failles. Si tel était le cas, elles remonteraient à l'Acadien (Keppie, 1989). La limite occidentale du terrane de Meguma est encore incertaine. Des interprétations des données magnétiques et gravimétriques (Pe-Piper et Loncarevic, 1989) suggèrent qu'il est présent dans la subsurface de la partie nord du banc de Georges méridional, mais son extension vers le sud est mal définie. Pe-Piper et Loncarevic (1989) placent la limite septentrionale du terrane de Meguma à l'aplomb de l'anomalie Nauset sur le banc de Georges.

Des métaquartzites et des phyllites remontés de puits extracôtiers de la plate-forme Néo-Écossaise ressemblent beaucoup aux roches du Groupe de Meguma qui affleurent le long des rivages de la côte sud de la Nouvelle-Écosse. D'après cette interprétation, on en déduit que le terrane de Meguma est présent dans la subsurface de la plate-forme Néo-Écossaise, au moins jusqu'à la bordure de la plate-forme. Cependant, puisqu'il n'existe pas de déterminations radiométriques de l'âge de ces roches sédimentaires métamorphisées dans la zone extracôtière et qu'aucun puits n'a atteint le socle à la bordure de la plate-forme, d'autres scénarios, comme l'existence d'une bande de roches avaloniennes entre le Groupe de Meguma et la croûte océanique, sont concevables.

Dans la baie de Fundy, des schistes chloriteux intercalés de quartzites rose et jaune pâle ont été recoupés dans le puits Cape Spencer No. 1. Irving Chevron et al. (1984) les ont assignés à la Formation de West Beach du Pennsylvanien bien qu'ils soient lithologiquement différents de toute unité carbonifère locale. Au regard de leur déformation, de leur métamorphisme et de leur composition, ces roches sont beaucoup plus apparentées aux roches cambro-ordoviciennes qui affleurent près de Saint-Jean (Nouveau-Brunswick).

La carte montre plusieurs corps granitiques pénétrant le terrane de Meguma au large de la Nouvelle-Écosse. Deux d'entre eux ont été pénétrés par des puits et des âges radiométriques de 329 et de 359 Ma ont été déterminés (Carbonifère précoce; Palmer 1983). Le granite recoupé par le puits Mohawk B-93 est associé à une faible anomalie gravimétrique. Les autres corps granitiques ne présentent aucune signature gravimétrique ou magnétique évidente à l'exception de ceux situés immédiatement au sud-ouest de la Nouvelle-Écosse (Pe-Piper et Loncarevic, 1989). Ainsi, les limites des intrusions sont approximatives et la carte ne représente probablement pas fidèlement l'étendue réelle de tels plutons. Les déterminations radiométriques d'âges disponibles suggèrent leur mise en place ultérieurement au plutonisme généralisé du Dévonien précoce observé en Nouvelle-Écosse (Reynolds et al., 1981).

Des roches prémésozoïques sont également présentes dans les puits au large de l'île du Cap-Breton dans la partie méridionale du golfe du Saint-Laurent. Des couches de roches clastiques, de roches carbonatées, d'évaporites et de charbon renfermant des palynomorphes du Carbonifère et du Permien ont été recoupées. Elles sont recouvertes en discordance par un mince placage de sédiments que l'on suppose récents. Toutefois, cette hypothèse n'a pu être confirmée aux emplacements des puits puisque les roches n'ont pas été échantillonnées.

ROCHES IGNÉES DU MÉSOZOÏQUE

Les déterminations radiométriques d'âges (K/Ar) ont permis de définir deux suites de roches ignées du Mésozoïque dans la région atlantique du Canada: la suite ignée du Trias tardif-Jurassique précoce et la suite ignée du Crétacé précoce.

Suite Ignée du Trias tardif-Jurassique précoce

Les roches ignées de cette suite sont de composition basaltique. Les déterminations radiométriques de leur âge les placent au Jurassique précoce et varient de 190 à 201 Ma (Pliensbachien à Sinémurien, d'après Kent et Gradstein, 1985) à une exception près. Cette dernière est un dyke de tholéiite à olivine situé dans le détroit de Northumberland et daté du Trias tardif (Pe-Piper et Jansa, 1986).

Le plus important volume d'extrusions volcaniques est présent dans la subsurface de la partie septentrionale de la baie de Fundy et affleure le long de la côte adjacente de la Nouvelle-Écosse. La Province ignée de North Mountain correspond à des coulées et filons-couches de basalte multiples dont l'épaisseur atteint jusqu'à 333 m. Les données sismiques et les données de puits suggèrent qu'elle s'étend à la plus grande partie du graben du Trias dans la baie de Fundy, mais son étendue vers le sud-est n'est pas connue. L'interprétation présentée ici est basée sur la configuration des anomalies magnétiques résiduelles (Pe-Piper et Loncarevic, 1989), puisque la présence de basalte influence l'intensité des anomalies magnétiques. D'autres roches extrusives de composition basaltique du Jurassique tardif, dont des couches de cendre, ont été identifiées sur le banc de Georges (Jansa et Pe-Piper, 1988).

La carte montre également tous les dykes basaltiques connus du Jurassique précoce. La plupart des dykes sont orientés nord-est-sud-ouest, parallèlement à la côte sud-est de la Nouvelle-Écosse, jusqu'à la bordure de la plate-forme, ainsi qu'aux axes structuraux des Appalaches (qui peuvent avoir déterminé la géométrie des dykes). Sur la côte, la plus longue intrusion du Mésozoïque est le Dyke de Shelburne d'orientation nord-est-sud-ouest dans le sud-ouest de la Nouvelle-Écosse. Des indications magnétiques suggèrent qu'il se prolonge au large sur environ 250 km vers le sud-ouest. Il ne peut être suivi à l'est de la baie St. Margarets le long de la côte sud de la Nouvelle-Écosse, mais au nord de la zone de failles Cobequid-Chedabucto il existe, au sud de Terre-Neuve, un linéament magnétique dans le prolongement du Dyke de Shelburne et qui présente une orientation similaire. Si ce linéament fait partie de la même entité, non seulement l'intrusion complète est-elle d'une longueur de plus de 1 000 km, mais son âge détermine des limites chronologiques des déplacements horizontaux le long de la zone de failles Cobequid-Chedabucto. Le Dyke de Shelburne est interprété comme étant une conséquence de la distension associée au rifting du Trias tardif-Jurassique précoce.

Dans l'angle sud-ouest de la carte, une zone de réflecteurs inclinés est interprétée comme étant constituée de roches volcaniques du Jurassique précoce. Cette entité coïncide avec une anomalie magnétique allongée et un complexe de réflecteurs sismiques plongeant vers la mer (Klitgord et al., 1988). Il existe des zones similaires de réflecteurs plongeant vers la mer à la bordure externe de la croûte continentale le long d'autres marges continentales (Hinz, 1981), où ils sont principalement composés de coulées basaltiques interstratifiées de sédiments. On pense que ces zones sont associées à la formation initiale de croûte océanique ou à la phase finale de formation de croûte du stade de rifting (Mutter, 1985). Le Jurassique précoce est l'époque de formation attribuée à ces réflecteurs d'après une corrélation à longue distance entre les données sismiques et les sédiments datés dans des puits.

Suite Ignée du Crétacé précoce

Ces roches ignées sont également de composition basaltique. Les déterminations radiométriques de leur âge s'échelonnent de 102 à 127 Ma (Albien à Hauterivien). Elles ont été recoupées dans les puits du graben Orpheus et, au sud, dans le puits Hesper I-52 sur le banc Scatarie. La séquence volcanogénique est composée de filons-couches, de dykes et de coulées basaltiques avec des couches intercalées de roches volcanoclastiques dont l'épaisseur varie de quelques mètres à des dizaines de mètres (Jansa et Pe-Piper, 1985). Ces roches peuvent être suivies à partir des puits dans lesquels on les a trouvées en raison du contraste d'impédance marqué de leurs réflecteurs sismiques (Jansa et Pe-Piper, 1985), ce qui a permis de cartographier l'étendue de la province ignée dans le graben Orpheus (Wade et MacLean, 1990).

Les basaltes du Crétacé précoce sont géochimiquement semblables aux basaltes alcalins intra-plaque et leur épanchement résulterait de la réactivation au Mésozoïque de la limite entre les terranes de Meguma et d'Avalon (un linéament tectonique du Paléozoïque) ou peut-être d'un déplacement le long d'une zone de faille transformante (Jansa et Pe-Piper, 1985).

RÉFÉRENCES

Barr, S. M. et Raeside, P.
1989: Tectono-stratigraphic terranes in Cape Breton Island, Nova Scotia: implications for the configuration of the northern Appalachian orogen; Geology, v. 17, p. 822-825.

Durling, P. W. et Marillier, F. J. Y.
1990: Structural trends and basement rock subdivisions in the western Gulf of St. Lawrence, northern Appalachians; Atlantic Geology, v. 26, p. 79-95.

Hinz, K.
1981: A hypothesis of terrestrial catastrophes: wedges of oceanward dipping subacoustic basement reflections: their origin and paleoenvironmental consequences; Geologische Jahrbuch, Reihe E, Geophysik, v. 22, p. 3-28.

Hutchinson, D. R., Klitgord, K. D., Lee, M. W., et Trehu, A. M.
1988: U.S. Geological Survey deep seismic reflection profile across the Gulf of Maine; Geological Society of America Bulletin, v. 100, p. 172-184.

Irving Chevron et al.
1984: Cape Spencer No. 1, well history report; Canada Oil and Gas Lands Administration Report, Department of Energy, Mines and Resources, Canada, 24 p.

Jansa, L. F. et Pe-Piper, G.
1985: Early Cretaceous volcanism on the northeastern American margin and implications for plate tectonics; Geological Society of America Bulletin, v. 96, p. 83-91.

1988: Middle Jurassic to Early Cretaceous igneous rocks along eastern North American margin; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 72, p. 347-366.

Kent, D. E. et Gradstein, F. M.
1985: A Cretaceous and Jurassic geochronology; Geological Society of America, v. 96, p. 1419-1427.

Keppie, J. D.
1989: Northern Appalachians terranes and their accretionary history; in Terranes in the Circum-Atlantic Paleozoic Orogens, (ed.) R. D. Dallmeyer; Geological Society of America, Special Paper 230, p. 159-192.

Klitgord, K. D., Hutchinson, D. R., et Schouten, H.
1988: U.S. Atlantic continental margin: structural and tectonic framework; in The Atlantic Continental Margin, (ed.) R. E. Sheridan and J. A. Grow; Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-2, p. 19-55.

Marillier, F., Keen, C. E. Stockmal, G. S., Quinlan, G., Williams, H., Colman-Saad, S. P., et O'Brien, S. J.
1989: Crustal structure and surface zonation of the Canadian Appalachians: implications of deep seismic reflection data; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 26, p. 305-321.

Mutter, J. C.
1985: Seaward dipping reflectors and the continent-ocean boundary at passive continental margins; Tectonophysics, v. 114, p. 117-131.

Palmer, A. R.
1983: The Decade of North America Geology 1983, Geologic Time Scale; Geology, v. 11, no. 9, p. 503-504.

Pe-Piper, G. et Jansa, L. F.
1986: Triassic olivine-normative diabase from Northumberland Strait, Eastern Canada: implications for continental drifting; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, p. 1013-1021.

Pe-Piper, G. et Loncarevic, B. D.
1989: Offshore continuation of Meguma Terrane, southwestern Nova Scotia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 26, p. 176-191.

Reynolds, P. H., Zentilli, M., et Muecke, G. K.
1981: K-Ar and $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology of granitoid rocks from southern Nova Scotia: its bearing on the geological evolution of the Meguma Zone of the Appalachians; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 386-394.

Stockmal, G. S., Colman-Sadd, S. P., Keen, C. E., Marillier, F., O'Brien, S. J., et Quinlan, G. M.
1990: Deep seismic structure and plate tectonic evolution of the Canadian Appalachains; Tectonics, v. 9, p. 45-62.

Wade, J. A. et MacLean, B.
1990: The geology of the southeastern margin of Canada; Chapter 5 in Geology of the Continental Margin of Eastern Canada, (ed.) M. J. Keen and G. L. Williams; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 2, p. 167-238 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-1).

Williams, H.
1978: Tectonic lithofacies map of the Appalachian orogen, Map 1; Memorial University of Newfoundland, St. Johns, Newfoundland.

Williams, H. et Hutcher, R. D. Jr.
1983: Appalachian suspect terranes; in Contributions to the Tectonics and Geophysics of Mountain Chains; Geological Society of America, Memoir 158, p. 33-53.

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français

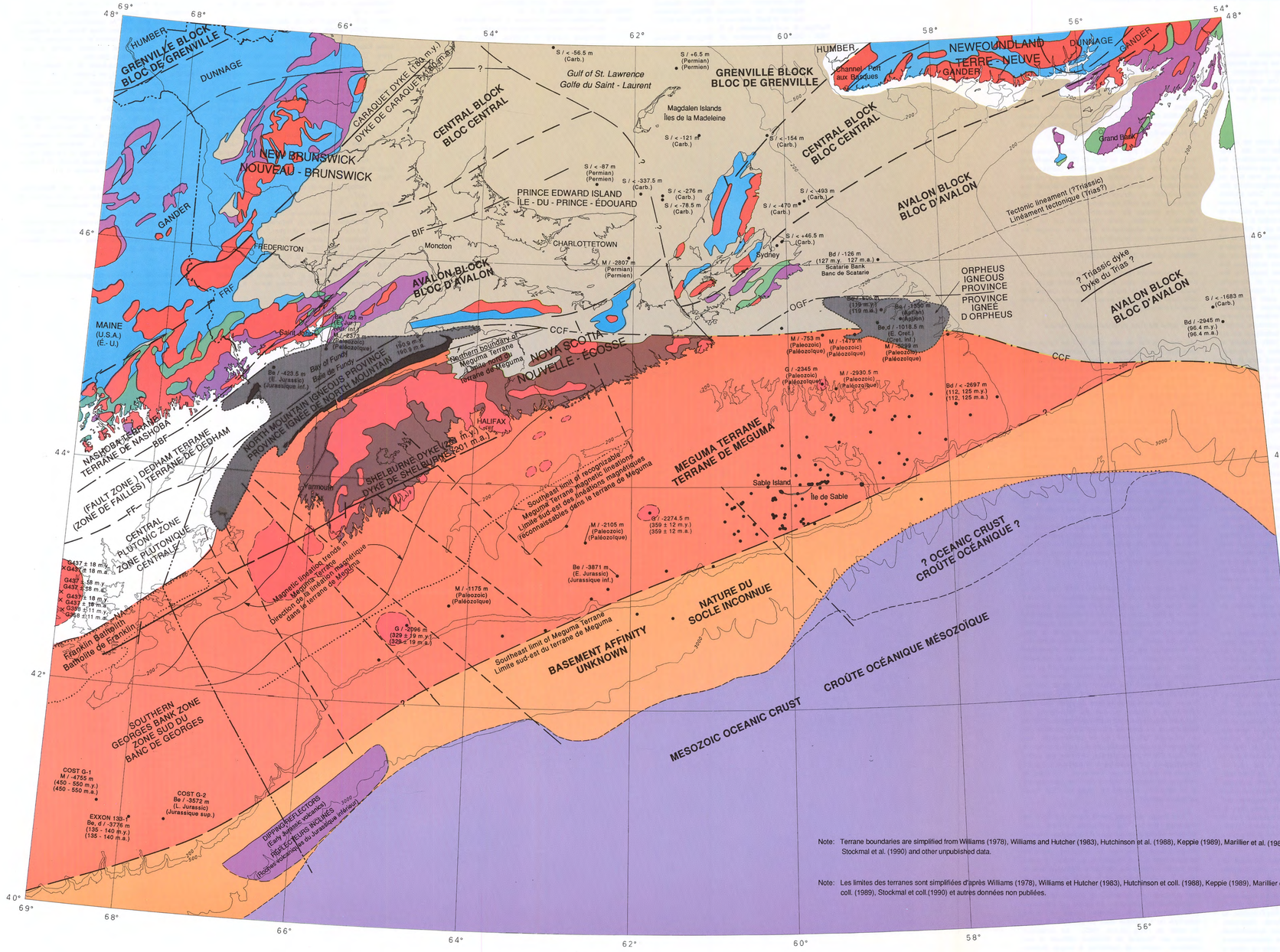
□

Energy, Mines and Resources Canada | Énergie, Mines et Ressources Canada

Geological Survey of Canada | Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF REGIONAL GEOLOGY AND GEOPHYSICS 9

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE GÉOLOGIE ET GÉOPHYSIQUE RÉGIONALES



PRE-MESOZOIC BASEMENT AND MESOZOIC IGNEOUS ROCK OCCURRENCES
SOCLE PRÉMÉSOZOÏQUE ET ROCHES IGNÉES DU MÉSOZOÏQUE

Note: Terrane boundaries are simplified from Williams (1978), Williams and Hutcher (1983), Hutchinson et al. (1988), Keppie (1989), Marillier et al. (1989), Stockmal et al. (1990) and other unpublished data.

Note: Les limites des terranes sont simplifiées d'après Williams (1978), Williams et Hutcher (1983), Hutchinson et coll. (1988), Keppie (1989), Marillier et coll. (1989), Stockmal et coll.(1990) et autres données non publiées.

Bathymetric contours in metres
Lambert Conformal Projection (standard parallels 45° N and 66° N)
Courbes bathymétriques en mètres
Projection conforme de Lambert (parallèles standard 45° N et 66° N)

Scale 1: 2 000 000 Échelle 1/2 000 000

Kilometres Kilomètres
50 0 50 100 150

LEGEND LÉGENDE

- Plutonic rocks / Roches plutoniques
- Pre-Mesozoic volcanic rocks / Roches volcaniques prémésozoïques
- Pre-Carboniferous metamorphosed rocks / Roches métamorphisées précarbonifères
- Pre-Carboniferous sedimentary rocks / Roches sédimentaires précarbonifères
- Carboniferous and younger sedimentary rocks / Roches sédimentaires carbonifères et plus récentes
- Meguma Terrane (surface outcrop) / Terrane de Meguma (affleurement)
- Meguma Terrane (sub-basement) / Terrane de Meguma socle (substratum)
- Mesozoic basalt province (surface outcrop) / Province basaltique mésozoïque (affleurement)
- Mesozoic basalt province (subsurface) / Province basaltique mésozoïque (subsurface)
- Basement affinity unknown / Sous-sol de type inconnu
- Oceanic crust / Croûte océanique

Lower crustal block boundary
Limite d'un bloc de croûte inférieure .....

Geological boundary or feature (defined, inferred, assumed)
Limite géologique (définie, déduite, présumée) .....

Fault or terrane boundary
Faille ou limite de terrane .....

Inferred fault
Faille présumée .....

Variscan front
Front varisque .....

Dyke .....

Grab sample
Échantillon prélevé au moyen d'une benne ..... ×

International boundary
Frontière internationale .....

Well data / Données des puits ..... • G / -200 m (300 m.y.) (300 m.a.)

Well location / Emplacement des puits ..... •

Type of basement encountered (rock type) / Type de socle rencontré (type de roche) ..... G

Subsea depth of the top of the basement / Profondeur sous la mer du toit du socle ..... -200 m

Absolute or stratigraphic age / Âge stratigraphique ou absolu ..... (300 m.y.) (300 m.a.)

ROCK TYPE TYPE DE ROCHE

Granite ..... G
Metamorphic Métamorphique ..... M
Sedimentary Sédimentaire ..... S
Basalt Basalte ..... B
Dyke ..... d
Effusive ..... e

ABBREVIATIONS ABRÉVIATIONS

Bloody Bluff Fault / Faille de Bloody Bluff ..... BBF
Belle Isle Fault / Faille de Belle-Isle ..... BIF
Cobequid-Chedabucto Fault / Faille de Cobequid-Chedabucto ..... CCF
Fundy Fault / Faille de Fundy ..... FF
Fredericton Fault / Faille de Frédéricton ..... FRF
Nauset Anomaly / Anomalie de Nauset ..... NA
Orpheus Graben Fault / Faille du graben Orpheus ..... OGF

Canada

Geological Survey of Canada

Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF BIOSTRATIGRAPHY AND MATURATION DATA 1 LOCATION MAP AND ZONATIONS

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE BIOSTRATIGRAPHIE ET DONNÉES DE MATURATION 1 CARTE DE LOCALISATION ET ZONATIONS

R. A. Fensome, G. L. Williams, P. Ascoli, M. S. Barss, J. P. Bujak, E. H. Davies, P. H. Doevan, and W. C. MacMillan

Recommended citation: Fensome, R. A., Williams, G. L., Ascoli, P., Barss, M. S., Bujak, J. P., Davies, E. H., Doevan, P. H., and MacMillan, W. C., 1991: Biostratigraphy and maturation data 1: location map and zonations; in East Coast Basin Atlas Series: Scotian Shelf; Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p. 27.

Additional copies of this map may be obtained from the Geological Survey of Canada, Atlantic Geoscience Centre, P.O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2 Canada (Ph: 902-426-2773; FAX: 902-426-4266).

R. A. Fensome, G. L. Williams, P. Ascoli, M. S. Barss, J. P. Bujak, E. H. Davies, P. H. Doevan, and W. C. MacMillan

Notation bibliographique conseillée: Fensome, R. A., Williams, G. L., Ascoli, P., Barss, M. S., Bujak, J. P., Davies, E. H., Doevan, P. H., et MacMillan, W. C., 1991: Biostratigraphie et données de maturation 1: carte de localisation et zonations; dans Série des atlas des bassins de la côte Est: plate-forme Néo-Écossaise; Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada, p. 27.

Des copies supplémentaires de la carte peuvent être obtenues auprès de la Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de l'Atlantique, case postale 1006, Dartmouth (Nouvelle-Écosse) B2Y 4A2 Canada tél (902) 426-2773, facsimilé (902) 426-4266.

INTRODUCTION

Biostratigraphic analyses of 67 exploration wells in the Scotian Basin west of longitude 53°W demonstrate the presence of Carboniferous, possible Upper Triassic, Jurassic, Cretaceous, Paleogene, Neogene, and Quaternary strata. In addition, the presence of Triassic rocks was confirmed biostratigraphically from one well, Chinampas N-37, in the Bay of Fundy. The oldest offshore rocks known in the area, the Meguma Group metasediments, are nonfossiliferous. Assemblages from the Devonian, Carboniferous and some of those from the Triassic-Jurassic boundary beds and lowermost Cretaceous are nonmarine, consisting primarily of spores and pollen (miospores) from higher plants. Otherwise assemblages are mostly marine and commonly contain an abundance of fossil organic-walled microplankton (dinoflagellate cysts and acritarchs) and foraminifera and ostracoda.

The samples analyzed for biostratigraphy consist primarily of cuttings, though sidewall cores and, less commonly, conventional cores were sometimes available. Since the majority of analyses were based on cuttings, which often contain contaminants caved from higher in the well, almost all palynological and micropaleontologic zonal schemes for the Scotian Basin are defined by the last appearance datums (LADs) of selected taxa.

The correlation of individual zones and integrated zonal schemes, from one locality to another within the Basin, is the most meaningful application of the biostratigraphic data presented here. The zonation schemes formulated for the Scotian Basin were calibrated against the international standard ages with varying degrees of confidence, since equivalent assemblages and ranges are not necessarily identical from basin to basin.

The maturation studies discussed in this section include visual kerogen and vitrinite reflectance analyses. Additional hydrocarbon data are presented on map sheet Oil and Gas Occurrences and Geochemistry (this volume).

FOSSIL GROUPS AND HISTORICAL PERSPECTIVE

Biostratigraphically useful fossils in the Scotian Basin can be subdivided into two principal groups: microfossils with organic walls (palynomorphs) and microfossils with inorganic walls.

Palynomorph groups which are biostratigraphically important in the Scotian Basin include miospores, dinoflagellates and, to a lesser extent, acritarchs.

Paleozoic rocks are reached in only one well (Hermine E-94) in the Scotian Basin west of longitude 53°W. However, they were also penetrated in the North Sydney P-O5 well in the Sydney Basin. Rocks in the two aforementioned wells have been dated, primarily on the basis of their miospore content, as Carboniferous (Barss et al., 1979).

Several palynomorph groups have been used to date and zone Mesozoic-Cenozoic strata in the Scotian Basin, although emphasis has been placed on the dinoflagellate cysts. The first palynological zonation for the report area was proposed by Williams et al. (1974) and Williams (1975). This zonation included strata of Middle Jurassic to Plio-Pleistocene age. This scheme was refined by Williams and Bujak (1977; Cenozoic) and Bujak and Williams (1978; Cretaceous). Bujak and Williams (1977) extended the zonation to include Late Triassic and Early Jurassic rocks. The resulting composite zonation constituted the framework against which 67 wells from offshore eastern Canada were analyzed and reported in Barss et al. (1979). Davies (1985) compared Early Jurassic assemblages of the Scotian Margin with those of the conjugate margin in Portugal and revised the ages of some of the zones. Subsequent work by palynologists of the Geological Survey of Canada (GSC) and by contractors to the GSC have led to refined (but not yet fully described) palynological zonations for selected areas and parts of the section (see Tables 3-5; Williams et al., 1990).

Inorganic-walled microfossils which have been used to date and zone Mesozoic-Cenozoic strata in the Scotian Basin are foraminifera, ostracoda, nannoplankton (coccolithophorids and discoasters) and, to a limited extent, calpionellids.

A three-fold foraminiferal zonation, using planktonic, calcareous benthic and agglutinated benthic foraminifera, was initially proposed by Ascoli (1976). This multiple zonation was updated by Ascoli (1981, 1984, 1988a, b), Ascoli et al. (1984), and Williams et al. (1990). Gradstein and Agterberg (1982) dated eight wells for the Tertiary of the Scotian Basin on the basis of analyses of foraminiferal assemblages. Apart from their stratigraphic value, the benthic foraminifera plus the ostracoda provided the information for the paleoenvironmental columns in the individual well plots (see map sheets Biostratigraphy and Maturation Data 5-8, this volume).

Ascoli (1976, 1981, 1988a) and Williams et al. (1990) proposed a zonation based on ostracoda for Middle Jurassic to Cretaceous strata of the Scotian Basin; ostracoda are too sparse in the Cenozoic sediments to provide the basis for a practical zonation. Nannoplankton have been used widely in industry for biostratigraphic analysis of offshore eastern Canadian rocks, and appear to have much potential for subdividing the Cenozoic of the Scotian Basin. However, to date only one report has been published (Doeven, 1983). Doeven analyzed Albian-earliest Cenozoic nannofossils from eight Scotian Basin wells and applied a zonation of 14 zones to the Albian-Maastrichtian interval.

Calpionellids have been recovered from several Scotian Basin wells (Mohican I-100, Moheida P-15, Acadia K-62, Puffin B-90, and Kittiwake P-11). However, these fossils either were redeposited or are rare, thus preventing full recognition of the European standard calpionellid zonation which has been recognized beyond the Atlas base area at the Cost G2 well in Georges Bank Basin to the southwest and the Bonnition H-32 well on the outer Newfoundland shelf to the northeast (Jansa et al., 1980; Ascoli et al., 1984).

Williams et al. (1990) provide a detailed historical review and full discussion of the biostratigraphy of offshore eastern Canada.

TYPE AND REFERENCE SECTIONS OF LITHOSTRATIGRAPHIC UNITS

Practically all the lithologic type sections of offshore eastern Canada have been analyzed biostratigraphically using at least one group of microfossils. A summary of the results of these analyses is shown in Table 6. Sources of key information to individual lithostratigraphic units are indicated in the footnotes.

MATURATION STUDIES

The visual kerogen analyses of Scotian Shelf wells have included typing of the kerogen and determination of the thermal alteration index (TAI). Bujak et al. (1977a, b) presented such data for 14 Scotian Shelf wells. The four kerogen types recognized were: amorphogen, phyrogen, hylogen and melanogen. Amorphogen comprises unorganized, structureless organic material, which may be finely disseminated or coagulated into fluffy masses; it is equivalent to the amorphous kerogen of other authors. Phyrogen comprises all nonopaque, recognizable plant matter that does not have a melanogen origin and includes plant cuticles, spores and dinoflagellate cysts; it is equivalent to the herbaceous kerogen of other authors. Hylogen includes nonopaque fibrous plant material of woody origin and is more commonly referred to as woody kerogen. Melanogen comprises all opaque organic material, which is the coaly kerogen of other authors.

Bujak et al. (1977a, b) visually determined the relative percentage of each of the four kerogen types and graphically illustrated these percentages for 13 Scotian Basin wells and one Sydney Basin well. Subsequently, Barss et al. (1980) reported the relative percentages for the four visual kerogen types in 27 Scotian Basin wells.

The thermal alteration indices for the same wells were presented in Bujak et al. (1977a, b) and Barss et al. (1980). The scale used was that of Staplin (1969) and Bayliss (personal communication, Organic Maturation Symposium, American Association of Stratigraphic Palynologists, 1975 Annual Meeting, Houston, Texas, U.S.A.). The postulated relationship between kerogen type and TAI, first presented by Bayliss (1975), was given by Bujak et al. (1977a, b). The significant values of the TAI scale are 2, 2', 3, 3' and above. These values are defined as follows:

TAI Scale	Definition
2	Amorphogen forms liquid hydrocarbons, whereas phyrogen produces only minor amounts of thermally derived gas and little or no liquid hydrocarbons; neither hylogen nor melanogen yields thermally derived hydrocarbon products.
2'	All four kerogen types contribute to hydrocarbon formation, although the nature of the generated hydrocarbons varies with organic type.
3	Only amorphogen continues to source oil; this is the upper boundary of the oil window. Only thermally derived methane can be sourced from all the kerogen types.
3' and above	

Bujak et al. (1977a, b) concluded that the kerogen type and TAI data indicated the Jurassic-Lower Cretaceous source rocks of the Scotian Basin were gas prone, with some oil potential existing within deeper parts of the Basin (e.g. in the area of the Sable Island C-67 well).

Purcell et al. (1978, 1979), in a geochemical study of Scotian Basin wells, stated that the Sable and Abenaki subbasins are thermally immature. They concluded that the gas, condensates, and light oils were generated in a marginally mature zone about 2000 m thick. This was based on light gas analyses, C_{1-5} extract data and the visual kerogen data of Bujak et al. (1977a, b). Purcell et al. (1978, 1979) also discussed the geothermal gradient as determined by Robbins and Rhodehamel (1976), and the maturation index of Cassou et al. (1977), based in part on vitrinite reflectance data.

A major synthesis of Scotian Shelf maturation data was provided by Nantais (1983). He proposed a hydrocarbon generation model based on organic matter quantity, quality, maturation, and hydrocarbon discoveries. The predominance of gas and condensate in the wells was attributed to the terrestrial nature of the kerogen in the mature zone. As a maturation indicator, TAI was found to be more sensitive at high rates of heating than vitrinite reflectance. Other parameters determined were the Time Temperature Index (TTI), cuttings gas analyses, and threshold temperatures.

Recent visual kerogen analyses of four wells (Alma F-67, Chebucto K-90, Evangeline H-98 and Sambro 1-29) were undertaken by Lontin International Biostratigraphic Limited (1988). In all four wells, terrestrially sourced kerogen was dominant in the deeper intervals. However, the window for oil maturation was encountered in only three wells: Alma F-67, Chebucto K-90 and Evangeline H-98.

LOCATION MAP AND ZONATIONS

Figure 1 shows the location of all offshore wells mentioned in the Biostratigraphy and Maturation Data section of this Atlas.

The zonation of Doeven (1983) based on nannoplankton (coccoliths and discoasters) is the only published scheme for this fossil group for offshore eastern Canada (see Table 2). Doeven applied fourteen zones, all previously described from other regions, to the Albian-Maastrichtian interval. He also analyzed samples from the Tertiary, to which he applied the zonation of Martini (1971). Where the information is available, the depths in metres from the rotary table of the top and bottom samples from each zone are indicated for each well. In some cases, Doeven (Fig. 18, 1983) gave sample depths for stage boundaries rather than zone boundaries; note for example the boundary between samples at 720 m and 762 m in the Mohawk B-93 well. In cases where a zone is represented by a single sample, the depth of that sample is indicated rather than the top and bottom depths (e.g. the *Eiffellithus eximius* zone in the Triumph P-50 well).

In the alphanumeric zone codes for Doeven's zones, "D" represents Doeven, "NP" represents nannoplankton, and "C" represents Cretaceous. The zones are numbered from bottom to top (DNPC1 to DNPC14). Informal subzones are indicated by the subdivision of DNPC2 into DNPC2A and DNPC2B, and of DNPC3 into DNPC3A and DNPC3B. The alphanumeric designations for the Tertiary (i.e. NP4, NP5, etc.) are widely used codes for the "standard" zones of Martini (1971).

Table 4 shows the Geological Survey of Canada (GSC) palynological zonation for the Mesozoic-Cenozoic strata of the Scotian Basin as developed by Williams (1975), Williams and Bujak (1977), Bujak and Williams (1977, 1978), and Barss et al. (1979). The calibration of the Early and Middle Jurassic zones against the international geochronologic scale of ages was revised by Williams et al. (1990). The age names are those used in Harland et al. (Figs. 5.2 and 5.4, 1982) except for the Portlandian, which is used in Table 4 as the youngest Jurassic age. The Portlandian stage is used because latest Jurassic Scotian Basin palynomorphs are best correlated with those from southern England, where the Portlandian is defined.

The zonation scheme given in Table 4 is the same as that illustrated by Barss et al. (Table 1, 1979) except for the revision of ages noted above. The names of many individual zones have changed, in some cases because the nominal name was recombined with another genus: thus *Hystrichosphaeridium choanophorum* is now *Melitasphaeridium choanophorum*, *Adnatosphaeridium reticulense* is now *Nematosphaeropsis reticulensis*, *Ceratiopsis speciosa* is now *Cerodinium speciosum*, *Cordosphaeridium truncigerum* is now *Pervosphaeridium truncigerum*, *Spinidinium* cf. *S. vestitum* is here called *Dichadogonyaulax* cf. *vestitum*, *Systemasphaera schindewolfii* is now *Hystrichosphaera schindewolfii*, *Aptea attadalica* is now *Circulodinium attadalicum*, *Doidyx anaphrissa* is now *Pseudoceratium anaphrissum*, *Ctenidodinium panneum* is now *Dichadogonyaulax pannea*, *Gonyaulacysta cladophora* is now *Rhynchodiniopsis cladophora*, *Gonyaulacysta filapicata* is now *Dichadogonyaulax filapicata*, and *Classopollis meyeriana* is now *Corollina meyeriana*. In other cases, a previously informally-named species has now been formally named: thus *Apteodinium* sp. *A* is now *Apteodinium spiridoides* and *Carnosphaeropsis* sp. *A* is now *Reticulatosphaera actinocoronata*. In a third situation, the original nominal species was taxonomically synonymized with another species whose name has nomenclatural priority; thus *Chiropteridium dispersum* is now considered to be circumscribed by *Chiropteridium mespilanum* and *Compositosphaeridium costatum* by *Compositosphaeridium polonicum*. Finally, specimens from offshore Eastern Canada which were originally assigned to the Australasian species *Cleistosphaeridium* (now *Kiokansium*) *polypes* are now reassigned to *Kiokansium williamsii*.

Table 5 shows the detailed Late Triassic to Late Jurassic zonation of E. H. Davies (Bujak Davies Group) for the southern part of the Scotian Basin. This zonation was defined from, and/or applied in, the following wells: Acadia K-62, Albatross B-13, Bluenose 2G-47, Bonnet P-23, Glosscap C-36, Moheida P-15, Mohican I-100, Penobscot L-30, Uniacke G-72, and West Olympia O-51. Note: From Tables 4 and 6 on map sheet Biostratigraphy and Maturation Data (this volume) both GSC and Bujak Davies zonations were applied to the Mohican I-100 and Acadia K-62 wells. All analyzed wells other than those listed above have been zoned using the GSC scheme only). The zonation shown in Table 5 was first outlined in Williams et al. (1990) and slightly modified for inclusion here. A detailed description of this zonation is currently in preparation.

Table 3 shows the offshore eastern Canada zonation for Late Paleozoic miospores as provided in Williams et al. (1990), and based on earlier work by Barss and Haoquebard (1967), Hacquebard (1972), and Utting (1980). This zonation was erected principally for the Sydney Basin. Only one offshore Scotian Basin well in the main report area (North Sydney P-05) was analyzed palynologically, although the presence of Upper Paleozoic rocks was also demonstrated palynologically in the Hermine E-94 well.

In the alphanumeric codes for the palynological zones, "S" represents Scotian Shelf, "CB" represents Cape Breton (Sydney Basin), "P" represents palynology, "Z" represents Late Paleozoic, "J" represents Jurassic (although the first "Jurassic" zone is indicated in Table 4 as extending below the Jurassic-Triassic boundary), "C" represents Cretaceous, "T" represents Tertiary, and "E" represents zones proposed by E. H. Davies (Bujak Davies Group). The zones are numbered from bottom to top within each geologic period. Subzones are indicated by a suffixed letter.

Table 1 shows the zonations for various inorganic-walled microfossil groups. This figure, from Ascoli (1990) presents, with minimal changes, the latest versions of the zonations as reported in Williams et al. (1990) which are based on the zonations in Ascoli (1976, 1981, 1984, 1988a, b), Ascoli et al. (1984) and Jansa et al. (1980). Although there is some overlap, the planktonic and calcareous benthic foraminiferal zonations are most applicable in strata deposited in outer neritic and bathyal environments and the arenaceous benthic foraminiferal and ostracod zonations are most applicable to inner neritic deposits. The calpionellid zonation presented in Table 1, which encompasses the time interval from the base of the Late Tithonian to the base of the Late Valanginian, is the standard zonation for the Western Mediterranean Province (Allemann et al., 1971) for these microfossils. This "Standard Calpionellid Zonation" has been used for precisely establishing the Jurassic-Cretaceous (Tithonian-Berriasian) boundary at both margins of the studied area, and for calibrating the stratigraphic ranges of foraminiferal and ostracod species at and near this boundary (Jansa et al., 1980; Ascoli et al., 1984). Since calpionellids are not present in the shallow water "Portlandian facies", but only in the deep-water "Tithonian facies", the term "Tithonian" has been used for characterizing the last stage of the Jurassic period. Relationships between the Tithonian and Portlandian are graphically illustrated in Table 1. The ages against which the zonations in Table 1 have been calibrated follow the "Decade of North American Geology" (DNAG) scheme (Palmer, 1983).

The zonation scheme given in Table 1 is basically the same as that illustrated in Ascoli 1988a (Fig. 2) and Williams et al. (1990). However, the names of three individual zone marker species have been changed, having been referred to another genus and, in one case, also to another species. Thus *Favusella* aff. *F. washitensis* is now *Ascoliella scotiensis*, *Globuligerina hoterivica* is now *Favusella hoterivica*, and *Macrodentina* sp. 1 is now *?Neochthere* sp. 1.

In the alphanumeric codes for the inorganic-walled microfossil zones, "PF" represents planktonic foraminifera, "CF" represents calcareous benthic foraminifera, "OS" represents ostracods, "CP" represents calpionellids, "J" represents Jurassic, "C" represents Cretaceous, and "T" represents Tertiary. Apart from the calpionellid zones, which are numbered CP1 to CP5 upward through the Jurassic-Cretaceous boundary beds, the zones are numbered from bottom to top within each period.

TABLE 6. Type and reference sections and biostratigraphic age of lithostratigraphic units, offshore eastern Canada

Lithostratigraphic Unit	Type (T) or Reference (R) Section:	Age
Arlonon Member [6] (Abenaki Formation)	Shell Demascota G-32 (T) 43° 41' 27.20" N 60° 56' 54.00" W 11,157-11,532 ft (3401-3515 m)	Tithonian to Berriasian-Valanginian (Ascoli, 1988a); Berriasian-Valanginian (R. A. Fensome, personal communication, 1985)
Baccaro Member [7] (Abenaki Formation)	Shell Oneida O-25 (T) 43° 14' 57.49" N 61° 33' 36.38" W 800-1620 ft (274 - 494 m)	Oxfordian-Early Kimmeridgian to Berriasian-Valanginian (Barss et al., 1979); Oxfordian to Berriasian (Ascoli, 1988a)
Misaine Member [7] (Abenaki Formation)	Shell Oneida O-25 (T) 43° 14' 57.49" N 61° 33' 36.38" W -11,955 to -12,192 ft (-3644 to -3716 m)	Callovian to Oxfordian-Early Kimmeridgian (Barss et al., 1979); Callovian-Oxfordian to Oxfordian (Ascoli, 1988a)
Scatarie Member [7] (Abenaki Formation)	Shell Oneida O-25 (T) 43° 14' 57.49" N 61° 33' 36.38" W -12,192 to -12,535 ft (-3716 to -3821 m)	Callovian (Barss et al., 1979); E. H. Davies, personal communication, 1990); Callovian (Ascoli, 1988a)
Mohican Formation [7]	Shell Oneida O-25 (T) 43° 14' 57.49" N 61° 33' 36.38" W -12,595 to -13,398 ft (-3840 to -4090 m)	Callovian (Barss et al., 1979); Callovian (Ascoli, 1988a)
Iroquois Formation [7]	Shell Iroquois J-17 (T) 44° 26' 31.31" N 59° 51' 01.26" W -5619 to -6004 ft (-1774 to -2013 m)	Late Sinemurian-Early Pliensbachian (G. L. Williams, personal communication, 1990)
Argo Formation [8]	Shell Argo F-38 (T) 45° 27' 23.02" N 58° 50' 24.35" W 7562 - 10,122 ft (2305 - 3085 m)	Rhaetian to Early Jurassic (Barss et al., 1979)
Eurydice Formation [3]	Shell Eurydice P-36 (T) 45° 25' 47.30" N 60° 04' 46.97" W 7650 - 9728 ft (2393 - 2965 m)	Rhaetian-Early Sinemurian (Barss et al., 1979)
Naskapi Member [1] (Logan Canyon Formation)	Shell Cree E-35 (T) 43° 44' 20.71" N 60° 35' 55.90" W -6370 to -6709 ft (-2074 to -2251 m)	Aptian (Barss et al., 1979); Aptian-Early Albian (Ascoli, 1988a)
Verrill Canyon Formation [1]	Shell Oneida O-25 (T) 43° 14' 57.49" N 61° 33' 36.38" W -8195 to -9375 ft (-2498 to -2858 m)	Berriasian to Barremian (Barss et al., 1979); Hauterivian to Aptian (Barss et al., 1979)
Mississauga Formation [1]	The upotp tactics of the type section is: Shell Mississauga H-54 (T) 44° 23' 19.78" N 59° 22' 27.60" W 8990 - 11,805 ft (2740 - 3597 m)	The upotp and downdip type section intervals are dated as Berriasian-Valanginian to Barremian and Berriasian-Valanginian to Aptian respectively (Barss et al., 1979); downdip type-section interval dated Barremian to Valanginian to Aptian (Ascoli, 1988a).
lower member [1] (Mississauga Formation)	Mobil et al. Venture H-22 (T) 44° 01' 24.13" N 59° 33' 06.14" W 4149 - 5100 m	The type sections of the upper and middle members of the Mississauga Formation are included in the type section of the upotp facies in the Mississauga H-54 well.
Roseway unit [9]	Shell Mohawk B-93 (R) 43° 42' 10.72" N 64° 43' 53.04" W 4396 - 5280 ft (1340 - 1609 m)	Berriasian-Aptian (Barss et al., 1979); Tithonian-Aptian (Ascoli, 1988a)
Mohawk Formation [1]	Shell Mohawk B-93 (T) 43° 42' 10.72" N 64° 43' 53.04" W -5177 to -6807 ft (-1578 to -2081 m)	Bathonian to Berriasian-Valanginian (Barss et al., 1979); Bathonian to Berriasian-Valanginian (Ascoli, 1988a)
Mic Mac Formation [1]	Shell Mic Mac H-86 (T) 44° 35' 28.87" N 59° 27' 02.47" W -10,125 to -14,375 ft (-3086 to -4382 m)	Bathonian-Callovian to Kimmeridgian-Tithonian (Ascoli, 1988a); Callovian to Kimmeridgian (Barss et al., 1979)
Abenaki Formation [1]	Shell Oneida O-25 (T) 43° 14' 57.49" N 61° 33' 36.38" W -9375 to -12,535 ft (-2858 to -3821 m)	Callovian to Berriasian-Valanginian (Barss et al., 1979); Callovian to Berriasian (Ascoli, 1988a)
Banquereau Formation [1]	Mobil Sable Island C-67 (T) 43° 56' 04.91" N 59° 50' 01.26" W 540 to -4445 ft (-165 to -1355 m)	Campanian to Pliocene (Barss et al., 1979); Campanian to Pliocene (Ascoli, 1988a)
Esperanto beds [2] (Banquereau Formation)	Shell Oneida O-25 (R) 43° 14' 57.49" N 61° 33' 36.38" W (274 - 494 m)	Middle-Late Oligocene to Middle-Late Miocene (Barss et al., 1979); Middle-Late Oligocene to Middle-Late Miocene (Ascoli, 1988a)
Manhasset beds [2] (Banquereau Formation)	Mobil Sable Island C-67 (R) 43° 56' 04.91" N 59° 50' 01.26" W (533 - 736 m)	Early Oligocene to Middle-Late Oligocene (Barss et al., 1979); Early Oligocene to Middle Oligocene (Ascoli, 1988a)
Nashwaak beds [2] (Banquereau Formation)	Mobil-Tetco Esperanto K-78 (R) 44° 47' 31.26" N 58° 11' 19.24" W 1620 - 2360 ft (494 - 719 m)	Late Paleocene to Middle Eocene (Barss et al., 1979)
Maskonomet beds [2] (Banquereau Formation)	Shell Oneida O-25 (R) 43° 14' 57.49" N 61° 33' 36.38" W 2325 - 4000 ft (709 - 1219 m)	Campanian to Early Paleocene (Barss et al., 1979); Late Santonian to Middle Eocene (Ascoli, 1988a)
Wyandot Formation [1]	Shell Mic Mac H-86 (T) 44° 35' 28.87" N 59° 27' 02.47" W -2055 to -2995 ft (-718 to -906 m)	Campanian to Maastrichtian (Barss et al., 1979); Santonian to Maastrichtian (Doeven, 1983); Campanian (Ascoli, 1988a)
	Mobil-Tetco Dauntless D-35 (T) 44° 44' 06.28" N 57° 47' 20" 46.62" W 4700 - 6002 ft (1433 - 1830 m)	Campanian to Maastrichtian (Barss et al., 1979); Santonian to Maastrichtian (Ascoli, 1988a)
Dawson Canyon Formation [1]	Shell Mississauga H-54 (T) 44° 23' 20.39" N 59° 22' 47.56" W -3335 to -4928 ft (-1017 to -1288 m)	Cenomanian to Santonian (Barss et al., 1979); Early Cenomanian to Santonian (Doeven, 1983)
Petrel Member [4] (Dawson Canyon Formation)	No type section designated: Amoco-Imperial Gannet O-54 (R) 45° 03' 54.55" N 52° 38' 09.72" W 5202 - 5462 ft (1585 - 1665 m)	Cenomanian to Coniacian (Barss et al., 1979)
Logan Canyon Formation [1]	Shell Cree E-35 (T) 43° 44' 20.71" N 60° 35' 55.90" W -4730 to -7600 ft (-1442 to -2377 m)	Aptian to Early Cenomanian (Barss et al., 1979); Early Albian to Late Cenomanian (Ascoli, 1988a)
Marmora Member [1] (Logan Canyon Formation)	Shell Cree E-35 (T) 43° 44' 20.71" N 60° 35' 55.90" W -6370 to -7600 ft (1442 - 2377 m)	Early Albian to Late Cenomanian (Ascoli, 1988a); Late Albian to Early Cenomanian (Barss et al., 1979)
Sable Member [1] (Logan Canyon Formation)	Shell Cree E-35 (T) 43° 44' 20.71" N 60° 35' 55.90" W -5492 to -5755 ft (-1674 to -1746 m)	Late Albian (Barss et al., 1979); Late Albian (Ascoli, 1988a)
Cree Member [5] (Logan Canyon Formation)	Shell Cree E-35 (T) 43° 44' 20.71" N 60° 35' 55.90" W 5922 - 7900 ft (1805 - 2408 m)	Late Aptian to Late Albian (Barss et al., 1979); Early Albian to Late Albian (Ascoli, 1988a)

[1] McIver (1972), who designated type sections for many of the formations in the Scotian Basin, used "to indicate a sea level stratum. That system is followed here when referring to the type sections of McIver. Other depths used are drilling depths which are read directly from well logs.
[2] Hardy (1975)
[3] Jansa and Wade (1975)
[4] Amoco Canada Petroleum Company Limited and Imperial Oil Limited (1973)
[5] Wade and MacLean (1990)
[6] Eliuk (1978)
[7] Given (1977)
[8] McIver (1972); redefined by Jansa and Wade (1975); revised by Wade (1981).

[continued on the next map sheet]

Nantais (1983) a fourni une synthèse majeure des données de maturation de la plate-forme Néo-Écossaise. Il a proposé un modèle de formation des hydrocarbures basé sur la quantité, la qualité et la maturation de la matière organique ainsi que sur les découvertes d'hydrocarbures. La prédominance du gaz et des condensats dans les puits a été attribuée à l'origine terrestre du kérogène dans la zone mature. L'IAT est apparu plus sensible que la réflectance de la vitrinite comme indicateur de maturation à des taux de chauffage élevés. Parmi les autres paramètres qui ont été déterminés mentionnons l'indice de temps-température (ITT), des analyses des gaz des déblais de forage et des températures seuils.

Des analyses visuelles du kérogène de quatre puits (Alma F-67, Chebucto K-90, Evangeline H-98 et Sambro 1-29) ont récemment été entreprises par la Lentin International Biostratigraphic Limited (1988). Le kérogène de source terrestre prédominait dans les intervalles plus profonds de chacun des quatre puits. Toutefois, seulement trois des puits ont recoupé la fenêtre de maturation du pétrole: Alma F-67, Chebucto K-90 et Evangeline H-98.

CARTE DE LOCALISATION ET ZONATIONS

La figure 1 indique l'emplacement de tous les puits extracôtiers mentionnés dans la section Biostratigraphie et données de maturation du présent atlas.

La zonation de Doeven (1983) basée sur le nannoplancton (coccolithes et discoasters) est la seule zonation publiée de ce groupe de fossiles pour la région extracôtière de l'Est du Canada (voir le tableau 2). Doeven a utilisé quatorze zones, toutes précédemment décrites dans d'autres régions, pour l'intervalle de l'Albien au Maastrichtien. Il a également analysé des échantillons du Tertiaire, auxquels il a appliqué la zonation de Martini (1971). Lorsque les renseignements sont disponibles, les profondeurs en mètres depuis la table de rotation jusqu'aux échantillons du sommet et de la base de chaque zone sont indiquées pour chaque puits. Dans certains cas, Doeven (fig. 18, 1983) donnait les profondeurs des échantillons pour les limites d'étages plutôt que pour les limites de zones; à remarquer par exemple la limite entre les échantillons à 720 m et à 762 m dans le puits Mohawk B-93. Lorsqu'une zone est représentée par un seul échantillon, c'est la profondeur de cet échantillon qui est indiquée plutôt que les profondeurs du sommet et de la base (par ex. la zone à *Eiffellithus eximius* dans le puits Triumph P-50).

Les codes alphanumériques des zones de Doeven ont les significations suivantes: «D» pour Doeven, «NP» pour nannoplancton et «C» pour Crétacé. Les zones sont numérotées de la base au sommet (DNPC1 à DNPC14). Des sous-zones informelles sont indiquées par la subdivision de DNPC2 en DNPC2A et DNPC2B ainsi que de DNPC3 en DNPC3A et DNPC3B. Les désignations alphanumériques pour le Tertiaire (c.-à-d. NP4, NP5, etc.) sont des codes largement utilisés pour les zones «standard» de Martini (1971).

Le tableau 4 présente la zonation palynologique de la Commission géologique du Canada (CGC) pour les couches du Mésozoïque et du Cénozoïque du bassin Néo-Écossais telle qu'élaborée par Williams (1975), Williams et Bujak (1977), Bujak et Williams (1977, 1978) et Barss et al. (1979). L'calonnage des zones du Jurassique précoce et moyen d'après l'échelle géochronologique internationale des âges a été révisé par Williams et al. (1990). Les noms d'âges sont ceux utilisés par Harland et al. (fig. 5.2 et 5.4, 1982) sauf dans le cas du Portlandien, qui est utilisé dans le tableau 4 comme le plus jeune âge du Jurassique. L'âge du Portlandien est utilisé parce que la meilleure corrélation des palynomorphes du Jurassique terminal du bassin Néo-Écossais est obtenue avec ceux du sud de l'Angleterre où le Portlandien est défini.

La zonation présentée dans le tableau 4 est la même que celle illustrée par Barss et al. (tableau 1, 1979), exception faite de la révision des âges mentionnée ci-haut. Les noms d'un grand nombre de zones individuelles ont changé, dans certains cas parce que le nom spécifique a été recombiné à un nom générique différent; ainsi *Hystrichosphaeridium choanophorum* devient *Melitasphaeridium choanophorum*, *Adnatosphaeridium reticulense* devient *Nematosphaeropsis reticulensis*; *Ceratiopsis speciosa* devient *Cerodinium speciosum*, *Cordosphaeridium truncigerum* devient *Pervosphaeridium truncigerum*, *Spinidinium* cf. *S. vestitum* est ici appelé *Chichaouadinium* cf. *vestitum*, *Systemasphaera schindewolfii* devient *Hystrichosphaerina schindewolfii*, *Aptea attadalica* devient *Circulodinium attadalicum*, *Doidyx anaphrissa* devient *Pseudoceratium anaphrissum*, *Ctenidodinium panneum* devient *Dichadogonyaulax pannea*, *Gonyaulacysta cladophora* devient *Rhynchodiniopsis cladophora*, *Gonyaulacysta filapicata* devient *Dichadogonyaulax filapicata* et *Classopollis meyeriana* devient *Corollina meyeriana*. Dans d'autres cas, une espèce nommée antérieurement de façon informelle est maintenant nommée de façon formelle; ainsi *Apteodinium* sp. *A* est maintenant *Apteodinium spiridoides* et *Carnosphaeropsis* sp. *A* est maintenant *Reticulatosphaera actinocoronata*. Dans une troisième situation, le nom spécifique original de l'espèce est désynonymisé de celui d'une autre espèce dont le nom est prioritaire dans la nomenclature; ainsi *Chiropteridium dispersum* est maintenant considéré circonscrit par *Chiropteridium mespilanum* et *Compositosphaeridium costatum* par *Compositosphaeridium polonicum*. Finalement, des spécimens recueillis au large de la côte Est du Canada qui étaient à l'origine assignés à l'espèce australasienne *Cleistosphaeridium* (maintenant *Kioskansium*) *polypes* ont maintenant été réassignés à *Kioskansium williamsii*.

La zonation détaillée de E.H. Davies (Bujak Davies Group) de l'intervalle du Trias tardif au Jurassique tardif dans la partie méridionale du bassin Néo-Écossais est présentée au tableau 5. Cette zonation a été établie d'après les puits suivants, ou appliquée à ces puits: Acadia K-62, Albatross B-13, Bluenose 2G-47, Bonnet P-23, Glosscap C-36, Moheida P-15, Mohican I-100, Penobscot L-30, Uniacke G-72 et West Olympia O-51 (à remarquer que dans les tableaux 4 et 6 de la carte Biostratigraphie et données de maturation 2 du présent volume, les zonations de la CGC et de Bujak Davies ont été appliquées aux puits Mohican I-100 et Acadia K-62. Tous les puits analysés autres que ceux énumérés ci-haut ont été zonés uniquement d'après la zonation de la CGC). La zonation présentée au tableau 5 a d'abord été définie dans ses grandes lignes par Williams et al. (1990) et a été légèrement modifiée pour être présentée dans le présent ouvrage. Une description détaillée de cette zonation est en préparation.

La zonation des miospores du Paléozoïque tardif de la zone extracôtière de l'Est du Canada telle qu'elle est présentée dans Williams et al. (1990) et basée sur des travaux antérieurs par Barss et Hacquebard (1967), Hacquebard (1972) et Utting (1980) est présentée à la tableau 3. Cette zonation a été établie principalement pour le bassin de Sydney. Un seul puits extracôtier du bassin de Sydney dans la région principale traitée par le rapport (North Sydney P-05) a fait l'objet d'une analyse palynologique, bien que la présence de roches du Paléozoïque supérieur ait également été démontrée dans le puits Hermine E-94 à l'aide d'études palynologiques.

Dans les codes alphanumériques des zones palynologiques, «S» représente la plate-forme Néo-Écossaise, «CB» le Cap-Breton (bassin de Sydney), «P» représente la palynologie, «Z» le Paléozoïque tardif, «J» le Jurassique (bien que la première zone «jurassique» indiquée au tableau 4 se prolonge sous la limite Trias-Jurassique), «C» le Crétacé, «T» le Tertiaire et «E» les zones proposées par E.H. Davies (Bujak Davies Group). Les zones sont numérotées de la base au sommet à l'intérieur de chaque période géologique. Les sous-zones sont indiquées par une lettre supplémentaire comme suffixe.

Les zonations des divers groupes de microfossiles à parois inorganiques sont présentées au tableau 1. Cette figure, tirée d'Ascoli (1990), présente avec un minimum de modifications les versions les plus récentes des zonations, telles que rapportées par Williams et al. (1990) qui sont basées sur les zonations d'Ascoli (1976, 1981, 1984, 1988a, b), d'Ascoli et al. (1984) et de Jansa et

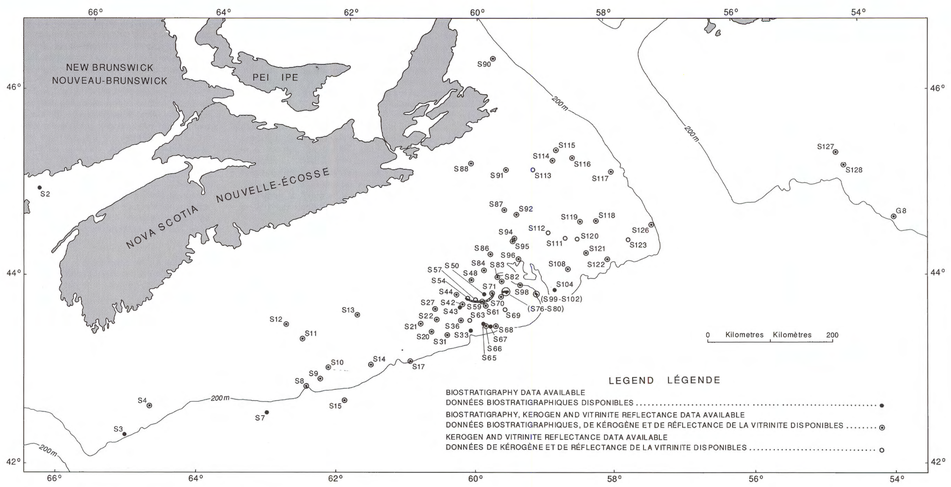


FIGURE 1. Well location map

FIGURE 1. Carte de localisation des puits

ABENAKI J-56 (S84)
ACADIA K-62 (S15)
ADVENTURE F-80 (S117)
ALBATROSS B-13 (S7)
ALMA F-67 (S20)
ARGO F-38 (S114)
BLUENOSE G-47 (S97)
BLUENOSE 2G-47 (S98)
BONNET P-23 (S3)
CHEBUCTO K-90 (S68)
CHINAMPAS N-37 (S2)
CHIPPEWA G-67 (S111)
CITNALTA I-59 (S82)
COHASSET D-42 (S27)
CREE E-35 (S22)
CROW F-52 (S113)
DAUNTLESS D-35 (S126)
DEMASCOTA O-32 (S21)
EAGLE D-21 (S69)
EMERILLON C-56 (S128)
ERIE D-26 (S87)
ESPERANTO K-78 (S118)
EURYDICE P-36 (S88)
EVANGELINE H-98 (S17)
FOX I-22 (S91)
GLENELG J-48 (S33)
GLOOSCAP C-63 (S10)
HERCULES G-15 (S115)
HERMINE E-94 (S127)
HURON P-96 (S120)
INTREPID L-80 (S61)
IROQUOIS J-17 (S86)
JASON C-90 (S116)
LOUISBOURG J-47 (S121)
MARMORA C-34 (S63)
MIC MAC H-86 (S95)
MIC MAC J-77 (S94)
MIGRANT N-20 (S44)
MISSISAUGA H-54 (S96)
MOHAWK B-93 (S4)
MOHEIDA P-15 (S9)
MOHICAN I-100 (S8)
NASKAPI N-30 (S11)
NORTH SYDNEY P-05 (S90)
NORTH TRIUMPH B-52 (S65)
OJIBWA E-07 (S13)
OLYMPIA A-12 (S71)
ONEIDA O-25 (S14)
ONONDAGA E-84 (S36)
PENOBSCOT L-30 (S48)
PRIMROSE A-41 (S101)
PRIMROSE 1aA-41 (S102)
PRIMROSE F-41 (S99)
PRIMROSE N-50 (S100)
PUFFIN B-90 (G8 – Well located beyond limit of Scotian Shelf Basin Atlas base map / Puits situé au-delà de la limite de l'atlas du bassin de la plate-forme Néo-Écossaise)
SABLE ISLAND C-67 (S59)
SABLE ISLAND E-48 (S57)
SABLE ISLAND 4H-58 (S54)
SACHAM D-76 (S123)
SAMBRO I-29 (S12)
SAUK A-57 (S108)
SOUTH GRIFFIN J-13 (S122)
SOUTH VENTURE O-59 (S70)
SOUTHWEST BANQUEREAU F-34 (S104)
THEBAUD I-94 (S43)
THEBAUD P-84 (S42)
TRIUMPH P-50 (S66)
TUSCARORA D-61 (S112)
UNIACKE G-72 (S83)
VENTURE B-13 (S80)
VENTURE B-43 (S76)
VENTURE B-52 (S76)
VENTURE D-23 (S78)
VENTURE H-22 (S79)
WENONAH J-75 (S31)
WEST CHEBUCTO K-20 (S67)
WEST ESPERANTO B-78 (S119)
WEST OLYMPIA O-51 (S50)
WYANDOT E-53 (S92)

S2 CHINAMPAS N-37
S3 BONNET P-23
S4 MOHAWK B-93
S7 ALBATROSS B-13
S8 MOHICAN I-100
S9 MOHEIDA P-15
S10 GLOOSCAP C-63
S11 NASKAPI N-30
S12 SAMBRO I-29
S13 OJIBWA E-07
S14 ONEIDA O-25
S15 ACADIA K-62
S17 EVANGELINE H-98
S20 ALMA F-67
S21 DEMASCOTA G-32
S22 CREE E-35
S27 COHASSET D-42
S31 WENONAH J-75
S33 GLENELG J-48
S36 ONONDAGA E-84
S42 THEBAUD P-84
S43 THEBAUD I-94
S44 MIGRANT N-20
S48 PENOBSCOT L-30
S54 WEST OLYMPIA O-51
S57 WEST CHEBUCTO K-20
S59 EAGLE D-21
S61 INTREPID L-80
S63 MARMORA C-34
S65 NORTH TRIUMPH B-52
S66 TRIUMPH P-50
S67 WEST CHEBUCTO K-20
S68 CHEBUCTO K-90
S69 EAGLE D-21
S70 SOUTH VENTURE O-59
S71 OLYMPIA A-12
S76 VENTURE B-52
S77 VENTURE B-43
S78 VENTURE D-23
S79 VENTURE H-22
S80 VENTURE B-13
S82 CITNALTA I-59
S83 UNIACKE G-72
S84 ABENAKI J-56
S86 IROQUOIS J-17
S87 ERIE D-26
S88 EURYDICE P-36
S90 NORTH SYDNEY P-05
S91 FOX I-22
S92 WYANDOT E-53
S94 MIC MAC J-77
S95 MIC MAC H-86
S96 MISSISAUGA H-54
S97 BLUENOSE G-47
S98 BLUENOSE 2G-47
S99 PRIMROSE F-41
S100 PRIMROSE N-50
S101 PRIMROSE A-41
S102 PRIMROSE 1aA-41
S104 SOUTHWEST BANQUEREAU F-34
S108 SAUK A-57
S111 CHIPPEWA G-67
S112 TUSCARORA D-61
S113 CROW F-52
S114 ARGO F-38
S115 HERCULES G-15
S116 JASON C-20
S117 ADVENTURE F-80
S118 ESPERANTO K-78
S119 WEST ESPERANTO B-78
S120 HURON P-96
S121 LOUISBOURG J-47
S122 SOUTH GRIFFIN J-13
S123 SACHAM D-76
S126 DAUNTLESS D-35
S127 HERMINE E-94
S128 EMERILLON C-56
G8 PUFFIN B-90 (Well located beyond limit of Scotian Shelf Basin Atlas base map / Puits situé au-delà de la limite de l'atlas du bassin de la plate-forme Néo-Écossaise)

Well location map index

Index de la carte de localisation des puits

TABLE 1. Foraminiferal, ostracode and calpionellid zonation

TABLEAU 1. Zonation des foraminifères, des ostracodes et des calpionelles

GEOCHRONOLOGIC UNIT / UNITÉ GÉOCHRONOLOGIQUE			FORAMINIFERA FORAMINIFÈRES: PLANKTIC PLANCTONIQUES	ZONE CODE CODE DE ZONE	CALCAREOUS BENTHIC BENTHIQUES CALCAIRES	ZONE CODE CODE DE ZONE	ARENACEOUS BENTHIC BENTHIQUES ARÉNACÉS	ZONE CODE CODE DE ZONE	OSTRACODA OSTRACODES	ZONE CODE CODE DE ZONE	CALPIONELLIDS CALPIONELLES	ZONE CODE CODE DE ZONE
E-M TERTIARY TERTIAIRE I-M	Miocene Miocène	L S	*Globorotalia gr. margaritae*	PFT 11	*Lenticulina americana*	CFT 5						
		M M	*Globorotalia praemenardii*	PFT 10								
		E I			*Siphogenerina transversa*	CFT 4						
	Oligocene Oligocène	L S	*Catapsydrax dissimilis*	PFT 9	*Uvigerina gallowayi* / *Siphonina advena*	CFT 3						
		M M	*Globorotalia opima opima*	PFT 8								
		E I	*Globigerina ampliapertura*	PFT 7								
	Eocene Éocène	L S	*Turborotalia cerroazulensis*	PFT 6	*Ceratobulimina* aff. *eximia*	CFT 2						
		M M	*Acarinina bullbrooki*	PFT 5								
		E I	*Morozovella subbotinae*	PFT 4								
	Paleocene Paléocène	L S	*Morozovella velascoensis*	PFT 3	*Anomalinoides midwayensis* / ** Gavelinella danica*	CFT 1	*Spiroplectammina spectabilis* / *Textilina plummerae*	AFT 1				
		M M	*Planorotalites pseudomenardii*	PFT 2								
		E I	*Morozovella pseudobulloides*	PFT 1								
CRETACEOUS CRÉTACÉ	Maastrichtian Maastrichtien		*Rosita contusa* / ** Globotruncana arca*	PFC 12	*Stensioina pommerana* / ** Globorotalites michelinianus*	CFC 14	*Tritaxia* gr. *trilatera*	AFC 9	*Veenia multipora* / ** Phacorhabdotus simplex*	OSC 13		
	Campanian Campanien		*Archaeoglobigerina cretacea* / ** Globotruncanita elevata*	PFC 11	*Stensioina exsculpta* / ** Neoflabellina rugosa leptodisca*	CFC 13	*Arenobulimina americana* / *Gaudryina austinana*	AFC 8	*Brachycythere crenulata* / ** Physocythere annulospinata*	OSC 12		
	Santonian Santonien		*Marginotruncana coronata* / ** Dicarinella concavata*	PFC 10	*Epistomina stelligera alveolata* / *Globorotalites multiseptus*	CFC 12			*Mosaeleberis* aff. *sagena*	OSC 11		
	Coniacian Coniacien		*Marginotruncana renzi* / ** Dicarinella imbricata*	PFC 9	*Epistomina stelligera stelligera* / *Epistomina* aff. *simplex*	CFC 11	*"Coarse arenaceous foraminifera"* / *<<Foraminifères arénacés grossiers>>* / *Dorothia trochus*	AFC 7	*Schuleridea s.l.*	OSC 10		
	Turonian Turonien	L S	*Hedbergella planispira*	PFC 8	*Epistomina reticulata* / *Gavelinopsis tourainensis*	CFC 10			*Veenia* aff. *spoori*	OSC 9		
		E-M I-M	*Helvetoglobotruncana helvetica* / *Praeglobotruncana stephani*	PFC 7	*Gavelinopsis cenomanica* / *Lingulogavelinella asterigerinoides*	CFC 9	*Dorothia* aff. *filiformis* / *Ammobaculites comprimatus*	AFC 6				
	Cenomanian Cénomanien	L S	*Rotalipora cushmani* / ** Praeglobotruncana delrioensis*	PFC 6	*Epistomina chapmani* / *Epistomina coloni*	CFC 8	*Trochammina wetteri*	AFC 5	*"Cythereis" aff. eagletfordensis* / *Rehacythereis reticulata*	OSC 8		
		E-M I-M	*Rotalipora appenninica* / ** Favusella washitensis*	PFC 5	*Gavelinella intermedia* / *Gavelinopsis berthelini*	CFC 7			*Neocythere vanveeni* / *Schuleridea jonesiana*	OSC 7		
	Albian Albien	L S	*Planomalina buxtori* / **Ticinella primula*	PFC 4	*Epistomina spinulifera s.l.* / *Epistomina cretosa* / ** Lenticulina subgaultina*	CFC 6	*Verneuilinoides subfiliformis*	AFC 4	*Protocythere* aff. *aptensis* / *"Veenia" compressa* / ** Rehacythereis lamplughi*	OSC 6		
		E-M I-M	*Ticinella praeticinensis*	PFC 3								
	Aptian Aptien		*Hedbergella trocoidea* / *Ascoliella scotiensis*	PFC 2	*Lenticulina nodosa* / ** Gavelinella barremiana*	CFC 5	*Neotrocholina* gr. *infragranulata* / ** Chotfatella decipiens*	AFC 3	*Neocythere* gr. *mertensi* / ** Asciocythere* gr. *bravis*	OSC 5		
	Barremian Barrémien		*Favusella hoterivica*	PFC 1	*Epistomina caracolla* / *Epistomina hechti* / ** Epistomina ornata*	CFC 4	*Verneuilinoides neocomiensis* / ** Dorothia kummi*	AFC 2	*Protocythere triplicata* / *Hutsonia* sp. 3 Ascoli 1976	OSC 4		
	Hauterivian Hauterivien				*Planularia crepidularis* / ** Epistomina tenuicostata*	CFC 3			*Hechticythere hechti* / *?Neocythere* sp. 1	OSC 3		
	Valanginian Valanginien	M M L S E I			*Lenticulina busnardoi* / *Lenticulina saxonica bifurcilla*	CFC 2	*"Everticyclammina virguliana"* plexus	AFC 1	*Schuleridea* aff. *praethoerenensis* / *Asciocythere* sp. 1 Ascoli 1976	OSC 2	?E *? Calpionellites*	CP 5
	Berriasian Berriasien	M M L S E I			*Epistomina* aff. *minutereticulata* / *Epistomina* sp. 2 Ascoli 1984	CFC 1	*Haplophragmoides concavus*		*Schuleridea juddi*	OSC 1	D *Calpionellopsis*	CP 4
M-L JURASSIC JURASSIQUE M-S	Tithonian Tithonien	L S M M E I			*Epistomina* gr. *parastelligera-ventriosa* / *Epistomina stellicostata*	CFJ 5	*Archispirocyclina lusitanica* / *"Ammobaculites coprolithiformis*	AFJ 5	*Schuleridea* sp. 1 Ascoli 1976 / *Galliaecytheridea postrotunda* / ** Hutsonia* gr. *collinsensis*	OSJ 5	C *Calpionella* / B *Calp. alpina* / "acme zone" <<zone d'apogée>>	CP 3 / CP 2
	Kimmeridgian Kimméridgien				*Epistomina mosquensis* / *Planularia tricarinella*	CFJ 4	*Neotrocholina solecensis*	AFJ 4	*Schuleridea triebeli* / *Cytherelloidea weberi* / ** Eocytheropteron decoratum*	OSJ 4	A *Crassicollaria*	CP 1
							Alveosepta jaccardi	AFJ 3				
	Oxfordian Oxfordien				*Conorboides paraspis* / ** Epistomina soldanii*	CFJ 3	*Alveosepta jaccardi* "acme zone" <<zone d'apogée>>	AFJ 2	*"Procytheridea" gublerae* / ** Galliaecytheridea* sp. 3	OSJ 3		
	Callovian Callovien		*Globuligerina* gr. *oxfordiana*	PFJ 2	*Epistomina omniroreticulata* / *Epistomina regularis* / ** Epistomina coronata*	CFJ 2	*Trocholina conica*	AFJ 1	*Lophocythere interrupta* / *Lophocythere caesa*	OSJ 2		
	Bathonian Bathonien		*Conoglobigerina bathoniana*	PFJ 1	*Epistomina bireticulata*	CFJ 1			*Microporeumatocythere s.l.* / *Fabanella bathonica*	OSJ 1		

Intervals not zoned Les intervalles n'ont pas été divisés en zones

Highest stratigraphic occurrence in lower part of zone Niveau de présence stratigraphique le plus élevé dans la partie inférieure de la zone *

TABLE 2. Nannoplankton zonation

TABLEAU 2. Zonation du nannoplancton

GEO. UNIT / UNITÉ GÉO.	ZONE ZONE	ZONE CODE CODE DE ZONE	MOHAWK B-93	TRIUMPH P-50	ONONDAGA E-84	PRIMROSE A-41	MISSISAUGA H-54	MIC MAC H-86	WYANDOT E-53
Tert. / Tert.			2040-2060 NP 4	5500 M-L Paloecene Paléoc. sup.-m.	3675 NP 11	4432 NP 5	3004 NP 4	2220 Paloecene Paléocène	
Maastrichtian / Maastrichtien	*Nephrolithus frequens*	DNPC 14			1212 1231		922 931	683 684	
	Lithraphidites quadratus	DNPC 13			1256 1288				?
	Arkhangelskiella cymbiformis	DNPC 12			1311 1350	1426 1462			
Campanian / Campanien	*Quadrum trifidum*	DNPC 11		1700 1714		1465 1487	940 950	696 704	331
	Quadrum gothicum	DNPC 10		1718 1736 1753		1493 1533	955 971 974 1005	712 724 739	?
	Ceratolithoides aculeus	DNPC 9			1353	1536	1025		
	Broinsonia parca	DNPC 8		1763	1369	1539	1053	792	381
Santonian / Santonien	*Rucinolithus hayii*	DNPC 7	640	1769	1372	1542	1069	796	415
	NO ZONE DESIGNATED / AUCUNE DÉSIGNATION DE ZONE			1813	1414	1572	1091	826	?
Con. / Con.	*(Marthasterites furcatus)*	DNPC 6	720 762		1433	1603 1616 1617 1622	1097 1135 1139	832 908	417
Turonian / Turonien	*Eiffellithus eximius*	DNPC 5	914 919	1842	1454 1460		1169 1177	914 945	503 518
	Quadrum gartneri	DNPC 4	1067 ?	1859	1481 1497		1189 1214	966 969	555 556
Cenomanian / Cénomanien	*Lithraphidites acutum*	DNPC 3b	1116	1890 1923	1521		1227 1231		576 579
		DNPC 3a	1127 1161	1940 1961		1622	1242 1250		BAR. STÉR. 617
	Eiffellithus turriseiffelii	DNPC 2b	1295	1981 2233 2236 BARREN 2527 STERILE	BARREN STÉRILE	1687		BARREN STÉRILE	628
		DNPC 2a		2544 2595					
Albian / Albien	*Prediscosphaera columnata*	DNPC 1	BARREN STÉRILE	BARREN STÉRILE	BARREN STÉRILE	BARREN STÉRILE	BARREN STÉRILE	BARREN STÉRILE	BARREN STÉRILE

TABLE 3. Palynological zonation for the late Paleozoic of Eastern Canada

TABLEAU 3. Zonation palynologique du Paléozoïque supérieur de l'Est du Canada

GEOCHRONOLOGIC UNIT / UNITÉ GÉOCHRONOLOGIQUE				LITHOSTRAT. UNIT / UNITÉ LITHOSTRAT.	SPORE ZONE After Barss and Hacquebard (1967) and Hacquebard (1972) and Williams et al. (1990) / ZONE DE SPORES D'après Barss et Hacquebard (1967) et Hacquebard (1972) et Williams et coll. (1990)	1990 UTTING	ZONE CODE CODE DE ZONE
PERMIAN PERMIEN	EARLY INFÉRIEUR		Kungurian Kungurien	PICTOU GROUP			
			Artinskian Artinskien				
			Sakmarian Sakmarien				
			Asselian Asselien		*Vittatina*	E	CBPZ 18
CARBONIFEROUS CARBONIFÈRE	PENNSYLVANIAN PENNSYLVANIEN	LATE SUPÉRIEUR	Stephanian Stéphanien	GROUPE DE PICTOU	*Potonieisporites*	D	CBPZ17
			Westphalian Westphalien D	CUMBERLAND GROUP	*Thymospora*	C	CBPZ16
			Westphalian Westphalien C	GROUPE DE CUMBERLAND	*Torispora*	B	CBPZ15
			Westphalian Westphalien B		*Vestispora*	A	CBPZ14
			Westphalian Westphalien A		*Vestispora cancellata*	G	CBPZ13
					Lycospora acne	F	CBPZ12
			Namurian Namurien	CANSO GROUP / GROUPE DE CANSO	*Reticulatisporites polygonalis*	E	CBPZ11
					Potonieisporites elegans	D	CBPZ10
					Vallatisporites ciliaris	B/C	III CBPZ 9
	MISSISSIPPIAN MISSISSIPPIEN	EARLY INFÉRIEUR	Visean Viséen	WINDSOR GROUP / GROUPE DE WINDSOR	*Rugospora spp.*	A	II CBPZ 8B / I CBPZ 8A
			Tournaisian Tournaisien	HORTON GROUP / GROUPE DE HORTON	*Vallatisporites vallatus*	G	CBPZ 7
					Tumalispora malevkensis	F	CBPZ 6
					Hymenozonotriletes explanatus	E	CBPZ 5
					H.explanatus-Hystrichosporites sp.	D	CBPZ 4
					Retispora lepidophyta	C	CBPZ 3
DEVONIAN DÉVONIEN		LATE SUPÉRIEUR	Famennian Famennien	?	*Hystrichosporites multifurcatus*	B	CBPZ 2
			Frasnian Frasnien				
		MIDDLE MOYEN	Givetian Givétien		*Emphanisporites annulatus*	A	CBPZ 1
			Eifelian Eifélien				
		EARLY INFÉRIEUR	Emsian Emsien				

TABLE 4. Mesozoic-Cenozoic palynological zonations

TABLEAU 4. Zonations palynologiques du Mésozoïque-Cénozoïque

GEOCHRONOLOGIC UNIT / UNITÉ GÉOCHRONOLOGIQUE			ZONE CODE CODE DE ZONE	ZONE NAME NOM DE ZONE	TYPE SECTION STRATOTYPE: WELL PUITS	DEPTH (m) PROFONDEUR (m)	SUBZONE CODE CODE DE SOUS-ZONE	SUBZONE NAME NOM DE SOUS-ZONE	TYPE SECTION STRATOTYPE
Quaternary Quaternaire	Pleistocene Pléistocène		SPT 11	*Artemesia-Taraxacum*	Puffin B-90	314 - 552	SPT 11B	*Spiniferites scabratus*	Mohican I-100 389 - 1441
TERTIARY TERTIAIRE NEOGENE NÉOGÈNE	Pliocene Pliocène						SPT 11A	*Melitasphaeridium choanophorum*	Puffin B-90 350 - 552
	Miocene Miocène	L S	SPT 10	*Reticulatosphaera actinocoronata*	Puffin B-90	570 - 1100			
		M M	SPT 9	*Pentadinium laticinctum*	Puffin B-90	1118 - 1567			
		E I	SPT 8	*Apteodinium spiridoides*	Oneida O-25	393 - 471			
PALEOGENE PALÉOGÈNE	Oligocene Oligocène	L S	SPT 7	*Chiropteridium mespilanum*	Sable Island C-67	478 - 699			
		E I	SPT 6	*Deflandrea heterophlycta*	Puffin B-90	1713 - 1995	SPT 6B	*Cordosphaeridium funiculatum*	
							SPT 6A	*Areosphaeridium arcuatum*	
	Eocene Eocène	L S	SPT 5	*Diphyes colligerum*	Puffin B-90	2026 - 2175			
		M M	SPT 4	*Nematosphaeropsis reticulensis*	Pan Am CH 8-6	82.6 - 104.9			
		E I	SPT 3	*Areligera* cf. *senonensis*	Sable Island C-67	971 - 1088			
	Paleocene Paléocène	L S	SPT 2	*Cerodinium speciosum*	Sable Island C-67	1111 - 1160			
		E I	SPT 1	*Palaeoperidinium pyrophorum*	Oneida O-25	696 - 732			
CRETACEOUS CRÉTACÉ LATE SUPÉRIEUR	Maastrichtian Maastrichtien		SPC 11	*Dinogymnium euclaense*	Naskapi N-30	358 - 469			
	Campanian Campanien		SPC 10	*Odontochitina operculata*	Puffin B-90	2292 - 2408	SPC 10A	*Trichodinium castanea*	
	Santonian Santonien		SPC 9	*Pervosphaeridium? truncigerum*	Puffin B-90	2423 - 2618			
	Coniacian Coniacien		SPC 8	*Oligosphaeridium pulcherrimum*	Naskapi N-30	821 - 858			
	Turonian Turonien		SPC 7	*Surculosphaeridium longifurcatum*	Oneida O-25	1387 - 1408			
	Cenomanian Cénomanien		SPC 6	*Kiokansium williamsii*	Sable Island C-67	1562 - 1750			
CRETACEOUS CRÉTACÉ EARLY INFÉRIEUR	Albian Albien		SPC 5	*Chichaouadinium cf. vestitum/ eucommiidites minor*	Sable Island C-67	1781 - 2476	SPC 5B	*Rugubivesiculites rugosus*	Sable Island C-67 1781 - 1949
	Aptian Aptien		SPC 4	*Subtilisphaera perlucida / Hystrichosphaerina schindewolfi*	Sable Island C-67	2476 - 2798	SPC 4A	*Circulodinium attadalicum*	Naskapi N-30 1324 - 1436
	Barremian Barrémien		SPC 3	*Pseudoceratium anaphrissum*	Naskapi N-30	1455 - 1471			
	Hauterivian Hauterivien		SPC 2	*Ctenidodinium elegantulum*	Sable Island C-67	3220 - 3700			
	Valanginian Valanginien		SPC 1	*Phoberocysta neocomica*	Puffin B-90	3706 - 4702			
	Berriasian Berriasien								
JURASSIC JURASSIQUE LATE SUPÉRIEUR	Portlandian Portlandien		SPJ 10	*Dichadogonyaulax pannea*	Mohawk B-93	1620 - 1644			
	Kimmeridgian Kimméridgien		SPJ 9	*Rhynchodiniopsis cladophora*	Oneida O-25	3049 - 3353			
	Oxfordian Oxfordien		SPJ 8	*Gonyaulacysta jurassica*	Naskapi N-30	1948 - 2009	SPJ 8A	*Compositosphaeridium polonicum*	
JURASSIC JURASSIQUE MIDDLE MOYEN	Callovian Callovien		SPJ 7	*Valensiella vermiculata*	Naskapi N-30	2009 - 2131	SPJ 7B	*Stephanelytron scarburghense*	
							SPJ 7A	*Cleistosphaeridium? tribuliferum*	
	Bathonian Bathonien		SPJ 6	*Dichadogonyaulax filapicata*	Bittern M-62	2012 - 2509			
	Bajocian Bajocien		SPJ 5	*Mancodinium semitabulatum*	Eider M-75	2605 - 3121			
	Aalenian Aalénien				Murre G-67	1966 - 2399			
JURASSIC JURASSIQUE EARLY INFÉRIEUR	Toarcian Toarcien		SPJ 4	*Nannoceratopsis gracilis*					
	Pliensbachian Pliensbachien		SPJ 3	*Echinitosporites* cf. *iliacoides*	Eurydice P-36	538 - 785			
	Sinemurian Sinémurien		SPJ 2	*Cycadopites subgranulosus*	Eurydice P-36	805 - 2687			
	Hettangian Hettangien		SPJ 1	*Corrollina meyeriana*	Eurydice P-36	2719 - 2957			
L. TRIASSIC TRIAS sup.	Rhaetian Rhétien								

TABLE 5. Detailed palynological zonation for the late Triassic-Jurassic

TABLEAU 5. Zonation palynologique détaillée du Trias supérieur-Jurassique

GEOCHRONOLOGIC UNIT / UNITÉ GÉOCHRONOLOGIQUE			G.S.C. ZONE ZONE C.G.C.	ZONE CODE CODE DE ZONE	ZONE NAME NOM DE ZONE	SUBZONE CODE CODE DE SOUS-ZONE	SUBZONE NAME NOM DE SOUS-ZONE
JURASSIC JURASSIQUE	LATE SUPÉRIEUR	Portlandian Portlandien	SPJ 10	SPJE 11	*Ctenidodinium panneum*		
		Kimmeridgian Kimméridgien	SPJ 9	SPJE 10	*Rhynchodiniopsis cladophora*	SPJE 10C	*Rhynchodiniopsis cladophora*
						SPJE 10B	*Ctenidodinium? chondrum*
		Oxfordian Oxfordien	SPJ 8			SPJE 10A	*Cribroperidinium aceras*
	MIDDLE MOYEN			SPJE 9	*Adnatosphaeridium caulleryi*	SPJE 9D	*"Hystrichogonyaulax* sp. EA"
						SPJE 9C	*Gonyaulacysta jurassica*
		Callovian Callovien	SPJ 7			SPJE 9B	*Tubotuberella egemenii*
						SPJE 9A	*Gonyaulacysta pectinigera*
				SPJE 8	*Dichadogonyaulax sellwoodii*	SPJE 8D	*Dichadogonyaulax sellwoodii*
		Bathonian Bathonien				SPJE 8C	*Ctenidodinium combazii*
			SPJ 6			SPJE 8B	*Nummus* sp. EX
						SPJE 8A	*Nummus* sp. EZ
		Bajocian Bajocien	SPJ 5	SPJE 7	*Gongylodinium erymnoteichos/ Nummus* spp. *(peak climax)*	SPJE 7D	*Rhynchodiniopsis? regalis*
						SPJE 7C	*Rhynchodiniopsis* sp. EA
						SPJE 7B	*Korystocysta* sp. EE
						SPJE 7A	*Bradleyella?* sp. EA
		Aalenian Aalénien		SPJE 6	*Mancodinium semitabulatum*	SPJE 6C	*Rosswangia holotabulata*
			SPJ 4			SPJE 6B	*Convolutispora* sp. EA
	EARLY INFÉRIEUR	Toarcian Toarcien				SPJE 6A	*Noricysta* sp. EA
			SPJ 3	SPJE 5	*Echinitosporites* sp. A	SPJE 5B	*Kraeuselisporites reissingeri*
		Pliensbachian Pliensbachien				SPJE 5A	*Scriniocassis weberi*
			SPJ 2	SPJE 4	*Liasidium variabile*	SPJE 4B	*Liasidium variabile*
		Sinemurian Sinémurien				SPJE 4A	*Dapcodinium priscum*
		Hettangian Hettangien	SPJ 1	SPJE 3	*Cycadopites subgranulosus*	NO SUBZONES / AUCUNE SOUS-ZONE	
LATE TRIASSIC TRIAS SUPÉRIEUR		Rhaetian Rhétien		SPJE 2	*Corollina meyeriana*		
		Norian Norien		SPJE 1	*Patinaspories densus*		
		Carnian Carnien					

SCOTIAN SHELF BIOSTRATIGRAPHY AND MATURATION DATA 1 LOCATION MAP AND ZONATIONS

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE BIOSTRATIGRAPHIE ET DONNÉES DE MATURATION CARTE DE LOCALISATION ET ZONATIONS

Canada

Geological Survey of Canada | Commission géologique du Canada

Geological Survey of Canada

Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF BIOSTRATIGRAPHY AND MATURATION DATA 2

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE BIOSTRATIGRAPHIE ET DONNÉES DE MATURATION

PALYNOLOGICAL AND MICROPALEONTOLOGICAL DATA

DONNÉES PALYNOLOGIQUES ET MICROPALÉONTOLOGIQUES

P. Ascoli, M. S. Barss, J. P. Bujak, E. H. Davies, F. M. Gradstein, R. A. Fensome, J. K. Lentin, G. L. Williams, and W. C. MacMillan

Recommended citation: Ascoli, P., Barss, M. S., Bujak, J. P., Davies, E. H., Gradstein, F. M., Fensome, R. A., Lentin, J. K., Williams, G. L., and MacMillan, W. C., 1991: Biostratigraphy and maturation data 2: palynological and micropaleontological data; in East Coast Basin Atlas Series: Scotian Shelf; Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p. 29.

Additional copies of this map may be obtained from the Geological Survey of Canada, Atlantic Geoscience Centre, P. O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2 Canada (Ph: 902-426-2773; FAX: 902-426-4266).

Notation bibliographique conseillée: Ascoli, P., Barss, M. S., Bujak, J. P., Davies, E. H., Gradstein, F. M., Fensome, R. A., Lentin, J. K., Williams, G. L., et MacMillan, W. C., 1991: Biostratigraphie et données de maturation 2: données palynologiques et micropaléontologiques; dans Série des atlas des bassins de la côte Est: plate-forme Néo-Écossaise; Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada, p. 29.

Des copies supplémentaires de la carte peuvent être obtenues auprès de la Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de l'Atlantique, case postale 1006, Dartmouth (Nouvelle-Écosse) B2Y 4A2 Canada tél (902) 426-2773, facsimilé (902) 426-4266.

[continued from the previous map sheet]

PALYNOLOGICAL AND MICROPALEONTOLOGICAL DATA

The ages of all strata interpreted biostratigraphically are indicated for all wells in the Basin Atlas area (Table 1). Ages interpreted palynologically are indicated in red on the left side of each column; ages interpreted micropaleontologically are indicated in blue on the right side of each column. In cases where only part of a well was analyzed and older or younger strata may be present, the top and bottom of the analyzed interval is indicated by an arrow. A straight line across the top or bottom of a section line indicates that no samples beyond these horizons were available or no assemblages were yielded. Wavy lines indicate the positions of unconformities. A dashed line indicates an interval dated on the basis of inferred data, poor undiagnostic assemblages or other reasons, for which the age is uncertain. Wells which penetrate non-fossiliferous strata at their base are indicated by an asterisk; the rock types are indicated in the key.

As it is not practical to present all palynological zone and age determinations in the form of cross-sections and single-well columns, all the palynological picks are presented as tables (Tables 3, 4, and 6).

Tables 3 and 4 provide depths from the rotary table to palynological zone tops for all wells for which zonal analyses are available. Table 3 shows data for wells in which the GSC zonation (Table 4, map sheet Biostratigraphy and Maturation Data 1, this volume) was used. Table 4 shows data for wells in which the Bujak Davies zonation (Table 5, map sheet Biostratigraphy and Maturation Data 1, this volume) was used. Table 6 shows the depths from the rotary table to tops of geochronologic units, as determined from the palynological zonation or in cases where the assemblages were not sufficiently definitive for recognition of zones.

These tables are compiled from information in Barss et al. (1979), Bujak Davies Group (1988), Lentin International Biostratigraphic Limited (1988), and unpublished data. The zone codes or age determinations are indicated to the left on each table.

As it is not practical to present all micropaleontological zone and age determinations in the form of cross-sections and single-well columns, all the micropaleontological picks are presented as tables (Tables 2, 5 and 7).

Table 5 shows the depths from the rotary table to foraminiferal and ostracod zone tops for all wells for which zonal analyses are available. Table 7 shows the depths to tops of geochronologic units in cases where the foraminiferal and ostracod assemblages were not sufficiently definitive to allow for the application of a zonation scheme. In compiling these tables, information was accumulated from Ascoli (1988a).

Table 2 shows some Cenozoic correlations of a number of offshore wells based on quantitative stratigraphic analyses of planktonic foraminiferal assemblages by Gradstein and Agterberg (Fig. 11, 1982, see for an explanation). Each box contains a "stratigraphically successive cluster" with taxa within each cluster ordered according to significance.

▷

[suite de la carte précédente]

pour établir avec précision la limite Jurassique-Crétacé (Tithonique-Berriasien) aux deux marges de la région étudiée, et pour étalonner l'extension stratigraphique des espèces de foraminifères et d'ostracodes à cette limite et à ses environs (Jansa et al., 1980; Ascoli et al., 1984). Puisque les calpionelles ne sont pas présentes dans le «faciès du Portlandien» d'eau peu profonde, mais seulement dans le «faciès du Tithonique» d'eau profonde, le terme «Tithonique» a été utilisé pour caractériser le dernier étage du Jurassique. Les relations entre le Tithonique et le Portlandien sont illustrées de façon graphique au tableau 1. Les âges qui ont servi pour l'étalonnage des zonations sont ceux de la «Décennie de la géologie nord-américaine» (DGNA) (Palmer, 1983).

La zonation présentée au tableau 1 est fondamentalement identique à celle illustrée dans Ascoli 1988a (fig. 2) et dans Williams et al. (1990). Cependant, les noms de trois des espèces repères de zones individuelles ont été modifiés, ces espèces ayant été assignées à d'autres genres et, dans un cas, à une autre espèce. Ainsi, *Favusella* aff. *F. washitttengis* devient *Ascoliella scotiensis*, *Globuligerina hotenrica* devient *Favusella hotenrica* et *Macrodentina* sp. 1 devient *?Neochithere* sp. 1.

Dans les codes alphanumériques des zones de microfossiles à parois inorganiques, «PF» représente les foraminifères planctoniques, «CF» les foraminifères benthiques calcaires, «AF» les foraminifères benthiques agglutinants, «OS» les ostracodes, «CP» les calpionelles, «J» le Jurassique, «C» le Crétacé et «T» le Tertiaire. Exception faite des zones de calpionelles, qui sont numérotées de CP1 à CP5 vers le haut dans les couches limites entre le Jurassique et le Crétacé, les zones sont numérotées de la base vers le sommet à l'intérieur de chaque période.

DONNÉES PALYNOLOGIQUES ET MICROPALÉONTOLOGIQUES

Les âges des couches ayant fait l'objet d'une interprétation biostratigraphique sont indiqués pour tous les puits à l'intérieur de la région couverte par l'atlas du bassin Néo-Écossais (tableau 1). Les âges dérivés de l'interprétation palynologique sont indiqués en rouge du côté gauche de chaque colonne; les âges dérivés de l'interprétation micropaléontologique sont indiqués en bleu du côté droit de chaque colonne. Lorsqu'une partie du puits seulement a été analysée et que des couches plus jeunes ou plus vieilles peuvent être présentes, le sommet et la base de l'intervalle analysé sont indiqués par des pointes de flèche. Une barre droite perpendiculaire au sommet ou à la base de la ligne représentant l'intervalle étudié indique qu'aucun échantillon n'était disponible au-delà de ces horizons ou qu'aucune association n'a été récupérée. Les lignes ondulées indiquent la position des discordances. Une ligne interrompue représente un intervalle dont l'âge, fondé sur des données inférées, des associations de mauvaise qualité ou non caractéristiques, ou pour d'autres raisons, est incertain. Les puits pénétrant à leur base des couches non fossilifères sont indiqués par un astérisque; les unités lithologiques en cause sont mentionnées dans la légende.

Puisqu'il n'est pas possible de présenter toutes les zones palynologiques et les déterminations d'âges sous forme de coupes transversales et de colonnes pour chacun des puits, toutes les données palynologiques recueillies sont présentées sous forme de tableaux (tableaux 3, 4 et 6).

Les profondeurs sous la table de rotation auxquelles se situent les sommets des zones palynologiques dans tous les puits pour lesquels des analyses zonales sont disponibles sont présentées aux tableaux 3 et 4. Les données pour les puits où a été appliquée la zonation de la CGC (tableau 4 de la carte Biostratigraphie et données de maturation 1 du présent volume) sont présentées au tableau 3 et celles pour les puits où la zonation de Bujak Davies (tableau 5, de la carte Biostratigraphie et données de maturation 1 du présent volume) a été utilisée le sont au tableau 4. Au tableau 6, sont indiquées les profondeurs sous la table de rotation des sommets des unités géochronologiques, déterminées d'après la zonation palynologique ou établis dans les cas où les associations n'étaient pas suffisamment définitives pour permettre la reconnaissance des zones.

Ces tableaux ont été compilés d'après les données de Barss et al. (1979), du Bujak Davies Group (1988) et de la Lentin International Biostratigraphic Limited (1988) ainsi que d'après des données inédites. Les codes des zones ou les déterminations d'âges sont indiqués à la gauche de chaque tableau.

Puisqu'il n'est pas possible de présenter toutes les zones micropaléontologiques et les déterminations d'âges sous forme de coupes transversales et de colonnes pour chacun des puits, toutes les données micropaléontologiques recueillies sont présentées sous forme de tableaux (tableaux 2, 5 et 7).

Les profondeurs sous la table de rotation auxquelles se situent les sommets des zones de foraminifères et d'ostracodes dans tous les puits pour lesquels des analyses zonales sont disponibles sont présentées au tableau 5. Au tableau 7, sont indiquées les profondeurs sous la table de rotation des sommets des unités géochronologiques dans les cas où les associations de foraminifères et d'ostracodes n'étaient pas suffisamment définitives pour permettre l'application d'une zonation. Lors de la compilation de ces tableaux, l'information a été tirée d'Ascoli (1988).

Certaines corrélations pour le Cénozoïque, basées sur des analyses stratigraphiques quantitatives d'associations de foraminifères planctoniques effectuées par Gradstein et Agterberg (1982, voir l'explication à la fig. 11), entre un certain nombre de puits extracôtiers sont indiquées au tableau 2. Chaque encadré renferme un «groupe stratigraphiquement consécutif» et les taxons à l'intérieur de chaque groupe sont ordonnés suivant leur importance.

TABLE 6. Depths to tops of geochronologic units

TABLEAU 6. Profondeurs jusqu'aux sommets des unités géochronologiques

CHRONOSTRATIGRAPHIC UNIT / UNITÉ CHRONOSTRATIGRAPHIQUE		ARCADIA K-82	ASYMTOTE F-89	ALBATROSS B-13	ALMA F-87	ARGO F-38	BLUEROSE G-47	BLUEROSE SG-47	BONNET P-23	CHEBUCTO K-09	CHINAPIN N-37	COHASSET C-42	CREE E-58	DAUNTLESS D-35	EMERILLON C-86	ESPERANTO K-78	EURYDICE P-36	EVANGELINE H-98	FOX I-92	GLOOSCAP C-60	HERCULES G-16	HERMINE E-94	IROQUOIS J-17	LOUISBOURG J-47	MIC MAC J-77	MISSISAUGA H-54	MOHAWK B-93	MOHICAN P-15	MONCTON L-100	NASKAPI N-30	NORTH SYDNEY P-05	NORTH TRIUMPH B-92	OLDMAN E-07	OMEGA O-25	ONONDAGA E-84	PENOBSCOT L-30	PINNIPEDE I-44	PINNIPEDE I-44A	TUFTEN B-92	SABLE ISLAND C-97	SAMBRO I-29	SAUK A-57	SOUTH GRIFFIN J-13	SW. RANGEREAU I-34	THEMBO F-84	TRIUMPH P-50	UPACHE D-72	VENTURE B-13	VENTURE D-23	WEST CHEBUCTO K-20	WEST OLYMPIA O-81	WYANDOT E-53
TERTIARY / TERTIAIRE	Pleistocene Pléistocène																																																				
	Pliocene – Pleistocene Pliocène – Pléistocène																																																			
	Pliocene Pliocène																																																			
	Late Miocene Miocène supérieur								440					314								335			326			375		369																								
	Middle Miocene Miocène moyen				1875		302		690					401								454			425			759		1441 1607																								
	Miocene Miocène									440								995											1632																								
	Early Miocene Miocène inférieur						384															509						814																								
	Late Oligocene Oligocène supérieur																												841																								
	Middle-Late Oligocene Oligocène moyen-supérieur																																																		
	Oligocene Oligocène						604			570			436	621								536																														
	Early Oligocene Oligocène inférieur						713		1560	990		329	540	648		308		1315		320		564			335	363		1015						649	857		841	1713	750												
	Late Eocene Éocène supérieur								1700	1760		364				466				400		464			450			1375						949	365	549	2026	823												
	Middle Eocene Éocène moyen				2025				1740	1140						490				480		783			494	390	924							1127	503	1119	2197												
	Eocene Éocène	2430					905						604	963									315											687					608	860	1010	1301										
	Early Eocene Éocène inférieur				2295				1360							521				510		866		900	515	536		1395							1174	1163	2209	971												
	Late Paleocene Paléocène supérieur		311				933		1650				812	1018		549				540					515	573																										
	Paleocene Paléocène																						366																												
	Early Paleocene Paléocène inférieur						1160			1740		466	646	1292		732		1520					1140	512	761											1575		696		695	1347	1426	2252	1189		1265	1250		1588	925		1240		1095	
CRETACEOUS / CRÉTACÉ	Late Cretaceous Crétacé supérieur																																																			
	Maastrichtian Maastrichtien	2532		2415		840	1314					521	893	1471		951		1590		570		921	396		622			1061		358			1595	296	748	1325	722	1402		2293	1251		1418	1460	1655		1535	956		1330		1185	
	Campanian – Maastrichtian Campanien – Maastrichtien	2620											1207	1567		966		1795		840		1093	487	1350	634	946	612			482		433	1155	1311	914	1472		2293	1362		1474	1615			1718	1075		1430		1270	331
	Campanian Campanien		393			870				1795														507																												
	Santonian – Campanian Santonien – Campanien											1042								900			518		799	1069																								
	Santonian Santonien		476	2445	960	288	1442			1915			1274	1841		1030																																		
	Coniacian – Santonian Coniacien – Santonien					905						1097			1585																			1024	1515	1520	2403	1413												
	Coniacian Coniacien		640		1350								1302			1286				1080		1198			872	1114		753	1342	1433		1201		1571		2640	1501	518	1644		1735		1753		1535	1520		1400			434
	Turonian – Coniacian Turonien – Coniacien							1977					1125	1329									581																												
	Turonian Turonien		704		1410	451	1551									1350				1140		1253		1560	901	1169	975	1231		872				1387	1490	1052				1505		1863	1855	1920	1375	1959		1255		1565	1560		1560		533
	Cenomanian – Turonian Cénomanien – Turonien		799	2505	1460	479	1606			1945		1244	1393	2056		1408		1945	252	1170		1283	637	1650	971	1242	1052	1329	1668	943		1665	890	1408	1526	1134	1670	1547		1562	644	1695	1885		1660	1465	594	
	Cenomanian Cénomanien												1433																																						
	Aptian – Cenomanian Aptien – Cénomanien									1820																																								
	Late Albian Albien supérieur	2766			1750	649	1865			2005		1509	1634	2276		1561		2815	299	1360		1314		1562	1251	1507		1526		1782	1191		1786	1027	1957	1555	1189	1801	1939	2726		1781		1919	1915	2010	1524	2438	1315		1625	3285	2170	1515	838
	Albian Albien													1967																1957																						
	Middle Albian Albien moyen												1942	2373		1666							1050			1812				2018																						
	Early Albian Albien inférieur																																																		
	Late Aptian Aptien supérieur				2230	1033	2399					2006	2295	2752	1805	1867			551	1860	354	1585	1251	2280	1670	2283	1337	2112	2149				2620	1302	2134	3294	1766	2822	2883	2475	747	2412	2405	2520	2225	3231	1970		2500				
	Aptian Aptien						2795													1920		1597			1867			2254	2256	1342			1423		2597	1847		3156			2739	2750		2317	3353	2160	2560	2796		2360	1411
	Early Aptian Aptien inférieur								3370																																									
	Barremian – Early Aptian Barrémien – Aptien inférieur	2869																																																
	Late Barremian Barrémien supérieur																																																	
	Barremian Barrémien				2940		2917		1850	3430		2249	2806	3016	1948	2173		3145		2100	406		1408	2910	1978	2453			2326	2310	1455		2860	1637	2563	2618	2121		3509	3002	2829	1062	2950	3055	2940	2591	3530	2405		3970		2390	1499
	Early Barremian Barrémien inférieur																																																	
	Neocomian – Barremian Néocomien – Barrémien					1119												406																																
	Hauterivian – Barremian Hauterivien – Barrémien																									1362			2387																					
	Late Hauterivian Hauterivien supérieur				3270		3283		2000	3200		2460	2896	3302		2356				2310	600		1514		2313	2676	1472	2387	2411	1519		3460		2710	3441	2274		3280	3220		3167	3355	3605	2835	3719	2900		2885		3455		1750
	Early Hauterivian Hauterivien inférieur																																																	
	Late Valanginian Valanginien supérieur																																																	
	Valanginian Valanginien																							4280																											
	Early Valanginian Valanginien inférieur																																																	
	Berriasian – Valanginian Berriasien – Valanginien				3510		3709	3400	2060			2551	3063	3624		2961				2340	628		1694		2545	3103	1573	2539	2642	1602		3700		2674		2579		3706	3725		3451	3675	4205	3045	3962	3020		3370		3815		2660	
	Late Berriasian Berriasien supérieur																							4528																											
	Early Berriasian Berriasien inférieur																																																	
	Neocomian Néocomien	2968																	655																																
	Late Tithonian – Early Berriasian Tithonique supérieur – Berriasien inférieur																																																	
	Portlandian – Early Berriasian Portlandien – Berriasien inférieur																																																
	Early Cretaceous Crétacé inférieur																		3910						4875																4346										
	Late Jurassic – Early Cretaceous Jurassique supérieur – Crétacé inférieur				3225																																			1231								2500			
JURASSIC / JURASSIQUE	Jurassic Jurassique																																																	
	Late Portlandian Portlandien supérieur																																																	
	Portlandian Portlandien					1506		4380	2210			2567	3795			2783				2580	777		1774		2932	3570	1620	2749	2694	1713		1820	2926								3005		4264	4455				3850		3655		4700		3700	2000
	Early Portlandian Portlandien inférieur					4471									4228																																4365					
	Kimmeridgian – Portlandian Kimméridgien – Portlandien																																																	
	Middle Kimmeridgian Kimméridgien moyen				3615																																													
	Kimmeridgian Kimméridgien					1580		5370	2330			3039								2670	639				2938	3720	1888		2826	1765		1891	3050		3280						4319	4515				4010		4695				4200	2178
	Early Kimmeridgian Kimméridgien inférieur					1649			3190			3466		4723		3149					899				3358	4064	1833		3048	1948		2125	3635																4610	
	Oxfordian – Kimmeridgian Oxfordien – Kimméridgien inférieur																																																	
	Oxfordian Oxfordien	3394		3825																2700									2780													5475										2310
	Late Oxfordian Oxfordien supérieur								3200											2790																															
	Late Bathonian – Early Oxfordian Bathonien supérieur – Oxfordien inférieur								3262																																										
	Late Jurassic Jurassique supérieur																																																	
	Callovian – Oxfordian Callovien – Oxfordien																			701					5403																										
	Middle-Late Jurassic Jurassique moyen-supérieur																																																	
	Middle Jurassic Jurassique moyen																																																	
	Callovian Callovien	4327		3855								3692			2132	3514				2820					3643		1907	2932	3336	2012		2277	3697		4048																2915
	Late Bathonian – Early Callovian Bathonien Supérieur – Callovien inférieur			3945											2196																				4058																2877
	Bathonian – Callovian Bathonien – Callovien																																																	
	Bathonian – Early Callovian Bathonien – Callovien inférieur	4519				1832														3300								2963																			4645					
	Bathonian Bathonien											4197			2365												1996		3555																						
	Early Bathonian Bathonien inférieur	4717													2855														3266																						
	Bajocian – Bathonian Bajocien – Bathonien																																																	
	Late Bajocian Bajocien supérieur	4822																		3330									3461																						
	Bajocian Bajocien					1964																																												
	Early Bajocian Bajocien inférieur	4990																		3510									3633																						
	Aalenian – Bajocian Aalénien – Bajocien								3750																				3767																						
	Aalenian Aalénien	5188																		3630									3894																						
	Toarcian – Aalenian Toarcien – Aalénien																																																	
	Early Jurassic Jurassique inférieur					2179																																												
	late Early Jurassic – Fin du Jurassique inférieur																													3944																				
	Toarcian Toarcien																			3690									3841																						
	Pliensbachian – Toarcian Pliensbachien – Toarcien														3602																																				
	Late Sinemurian – Early Pliensbachian Sinémurien supérieur – Pliensbachien inférieur			981			2300									538					1021		1804						3968																						
	Late Sinemurian Sinémurien supérieur																																																	
	Hettangian – Sinemurian Hettangien – Sinémurien										266																																						
	Late Hettangian – Early Sinemurian Hettangien supérieur – Sinémurien inférieur			1735			2493									805							1853						4339																						
	Rhaetian – Early Hettangian Rhétien – Hettangien inférieur						3062									2719																																			
TRIASSIC / TRIAS	Rhaetian Rhétien																														516																			
	Carnian – Norian Carnien – Norien										335									4255											729																			
PALEOZOIC / PALÉOZOÏQUE	Stephanian Stéphanien																														1947																			
	Westphalian D Westphalien D																																																	
	Late Westphalian C Westphalien C Supérieur																					1646																												
	Westphalian Westphalien																					1766																												
	Late Westphalian B – Early Westphalian C Westphalien B supérieur – Westphalien C inférieur																														1274																		
	Late Visean – Early Namurian Viséen supérieur – Namurien inférieur																					1777									1375																		
	Late Visean – Namurian Viséen supérieur – Namurien																					2328																												
	Early Paleozoic Paléozoïque inférieur																																																	
TOTAL DEPTH PROFONDEUR TOTALE		5287	1999	4049	5054	3388	4587	5797	4336	5235	3662	4427	3984	4741	3277	3540	2965	5044	830	4542	1081	3088	2088	6043	3886	4202	2126	4096	4263	1946	1861	3960	2320	4110	3998	4267	1838	3615	4703	4604	3070	4575	5911	6309	4115	4596	5795	5368	4945	5389	4816	3950

REFERENCES

Allemann, F., Catalano, R., Fares, F., and Remane, J.
1971: Standard calpionellid zonation (Upper Tithonian-Valanginian) of the Western Mediterranean Province; in Proceedings of the II Planktonic Conference, (ed.) A. Farinacci, Roma, 1970, v. 2, p. 1337-1340.

Amoco Canada Petroleum Company Limited and Imperial Oil Limited
1973: Regional geology of the Grand Banks; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 21, p. 479-503.

Ascoli, P.
1976: Foraminiferal and ostracod biostratigraphy of the Mesozoic-Cenozoic, Scotian Shelf, Atlantic Canada; in First International Symposium on Benthonic Foraminifera of Continental Margins, Part

TABLE 1. Ages of well sections as determined from palynology and micropaleontology

TABLEAU 1. Âge des sections de puits tel que déterminé d'après la palynologie et la micropaléontologie

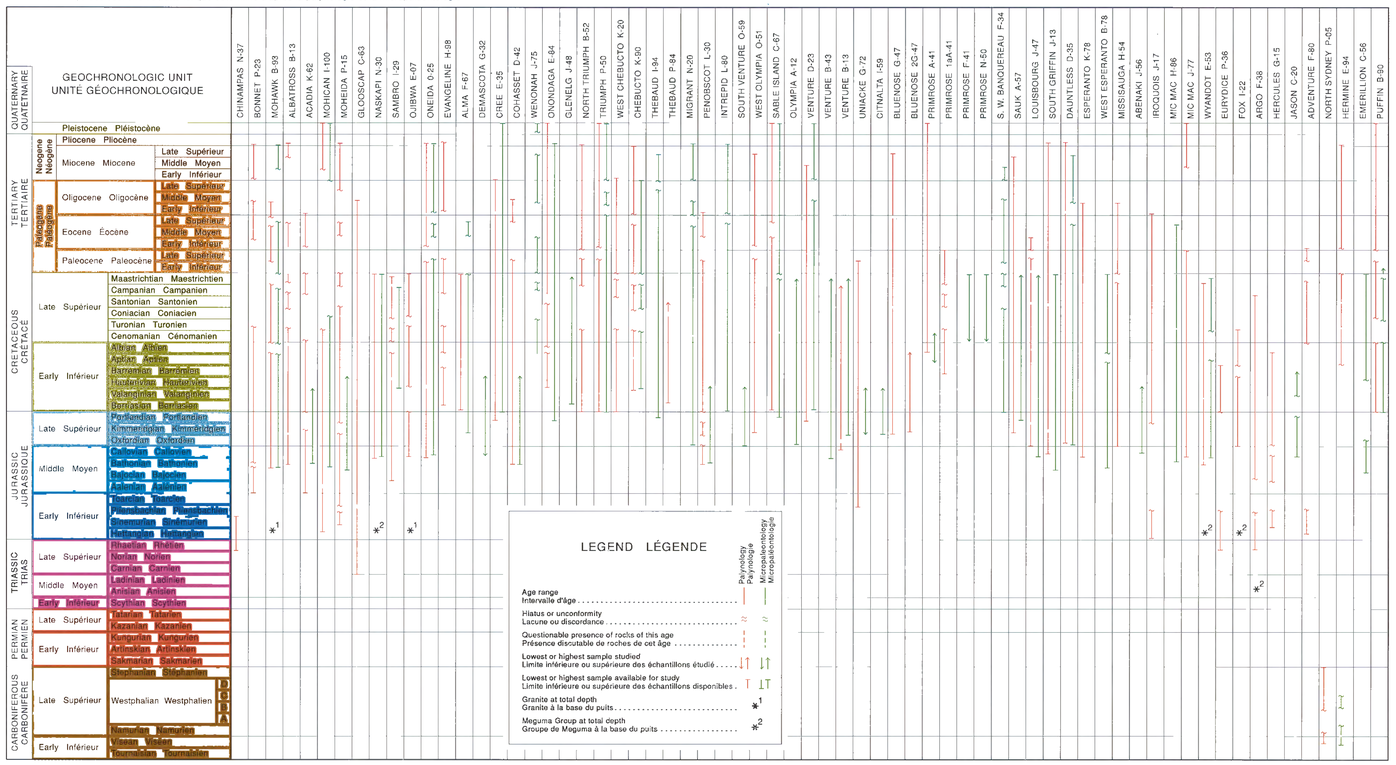


TABLE 2. Stratigraphic distribution of planktonic foraminifera (after Gradstein and Agterberg, 1982)

TABLEAU 2. Répartition stratigraphique des foraminifères planctoniques (d'après Gradstein et Agterberg, 1982)

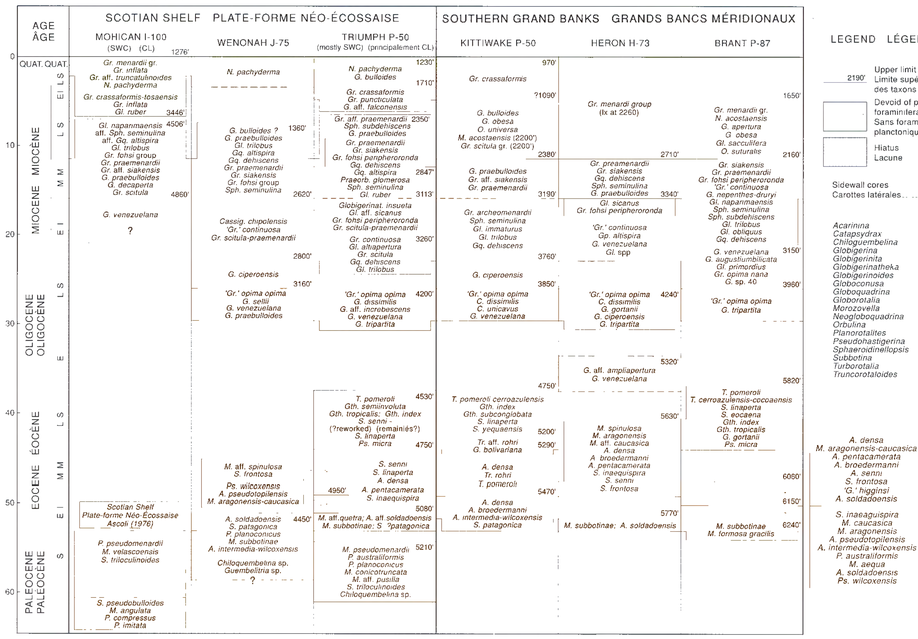


TABLE 3. Depths to tops of palynological zones

TABLEAU 3. Profondeurs jusqu'aux sommets des zones palynologiques

ZONE CODE (GSC) / CODE DE ZONE (CGC)	ADVENTURE F-80	ALMA F-67	ARGO F-38	BLUENOSE G-47	CHEBUCTO K-90	COHASSET D-42	CREE E-35	DAUNTLESS D-35	EMERILLON C-56	ESPERANTO K-78	EURYDICE P-36	EVANGELINE H-98	FOX I-22	HERCULES G-15	HERMINE E-94	IROQUOIS J-17	MIC MAC J-77	MISSISAUGA H-54	MOHAWK B-23	MOHICAN I-100	NASKAPI N-30	NORTH SYDNEY P-05	OJIBWA E-97	ONEIDA O-25	ONONDAGA E-84	PRIMROSE F-41	PRIMROSE 3A-41	PUFFIN B-90	SABLE ISLAND C-67	SAMBRO I-29	SAUK A-57	THEBAUD P-84	TRIUMPH P-50	VENTURE D-23	WEST CHEBUCTO K-20	WYANDOT E-53
SPT 11B																				389																	
SPT 11																	279																				
SPT 11A																				1441					267	375		351		54							
SPT 10								314							335		326			1607					362	512	570	272						641			
SPT 9				302											454		425			1632					494	649	1119	395		341							
SPT 8				384											509										393	637	732	1585	412		568			300			
SPT 7				604			436	621							536										491	694	830	1695	478		690		882	540			
SPT 6B																												1713					1248				
SPT 6				713			329	540	848		308				564			335	363						649	857	841		750		751			720			
SPT 6A																												1636					1311				
SPT 5						384					488				646			450							949	949	2026	823		909		1381	870			
SPT 4					1140						490				783			494	390						1127	1118	2197			981		1471	900			
SPT 3					1380						521				866			515	536						1174	1163	2209	971		1051		1548	930			
SPT 2	311			933		612	1018				549					457	550	573							1198	1375	1043			1160			1055			
SPT 1				1180	1740	468	646	1282			732		1520			512	761							696	1347	1426	2252	1189		1265		1588	1240			
SPC 11				1314		521	693	1471			951		1560		921	396	622				358			296	748	1225	1402			1418		1635	1330			
SPC 10		870			1795		1207	1567			966		1795		1003	457	634	946	612		482			433	1155	1311	1472			1474		1718	1420		331	
SPC 10A	393															507												2368					1450			
SPC 9	476	960			1915		1274	1841			1030				518	799	1069			698		698	1231		1515	1520	2423	1413		1530			1480		434	
SPC 8	640	1350				1097	1302				1286				1198	872	1114			821		753	1342	1433	1571		2840	1501	516	1644			1520		458	
SPC 7	704	1410	451	1551		1125	1329				1359					901	1169	975		872			1387	1490				1505		1693	1375	1859	1560		533	
SPC 6	799	1480	479	1606	1945	1244	1393	2058			1408		1945	253		637	971	1242	1052	1688	943		890	1408	1535	1670	1847		1562	664	1695	1484	1940	1590	1860	594	
SPC 5B							1634	2276			1561					831		1507		1782	1191		1957					1781		1919				2170			
SPC 5		1750	649	1865	2605	1509			1716				2815	299	1314	1251						1027		1555	1801	1939	2728			1524	2436	2285	2380	838		
SPC 4		2230	1033	2399		2006	2295	2752	1805	1887				551	354	1565	1670	2283	1337	2149		1302	2134	2294		2822	2883	2475	747	2412	2225	3231	2490		1201	
SPC 4A				2795										408	1597	1887				2256	1342	1423		2597		3158				2739	2317	3353	2790		1411	
SPC 3	2940			2917	3430	2249	2606	3018	1948	2173		3145		408		1406	1978	2453		2310	1455	1637	2563	2618		3509	3002	2829		2950	2591	3536	2970		1469	
SPC 2	3270			3293	5200	2460	2890	3322		2356				600		1514	2313	2676	1472	2411	1519		2710	3441			3080	3220		3167	2835	3719	2455		1750	
SPC 1	3510			3709		2551	3063	3624		2661						1694	2545	3103	1573	2642	1602						3706	3725		3451	3045	3952	3815			
SPJ 10			1506			2887	3795			2783						1774	2632	3570	1620	2604	1713		1820	2926						3264			4720		2009	
SPJ 9			1580			3039				2905				838			2908	3720	1888	2826	1765		1981	3650						4319					2128	
SPJ 8			1649			3466		4723		3149				899			3258	4054	1833	3048	1946		2125	3636											2310	
SPJ 7						3862			2132	3514							3643		1907	3336	2012		2277	3697											2615	
SPJ 7B																																				
SPJ 6				4197				2365											1996	3555																
SPJ 5																				3767																
SPJ 3	981		2300								538			1021		1804																				
SPJ 2	1725		2493								805					1853				4335																
SPJ 1			3082								2719																									
CBPZ 17																					518															
CBPZ 16																					729															
CBPZ 15																					1067															
CBPZ 14															1768						1274															

TABLE 4. Depths to tops of palynological zones as analyzed by the Bujak Davies Group

TABLEAU 4. Profondeurs jusqu'aux sommets des zones palynologiques telles qu'analysées par le groupe Bujak Davies

ZONE CODE (Bujak Davies) / CODE DE ZONE (Bujak Davies)	ACADIA K-62	ALBATROSS B-13	BLUENOSE 2G-47	BONNET P-23	GLOOSCAP C-63	LOUISBOURG J-47	MOHEIDA P-15	MOHICAN I-100	NORTH TRIUMPH B-52	PENOBSCOT L-30	SOUTH GRIFFIN J-13	S.W. BANQUEREAU F-34	UNIACKE G-72	VENTURE B-13	WEST OLYMPIA O-51
SPT 10		1875		440			375	625	440						314
SPT 9				650			759	715	715						200
SPT 8				890			814	935	935	625					250
SPT 7							841	975	975						500
SPT 6B				1580											
SPT 6					320			1015	740	950					530
SPT 5				1700	400			1155	366	900	1010				560
SPT 4		2025		1760	480		924	1375	503	860	1265				620
SPT 3		2295			510	900		1395		890	1325				935
SPT 2					540					1160	1385				
SPT 1						1140		1575	695	1250			925		1095
SPC 11	2532	2415			570		1051	1595	722	1480	1655		955		1185
SPC 10					840	1350			914	1615			1075	1510	1270
SPC 9		2445			900				1024				1165		
SPC 8					1080		1201			1735	1775		1225	1535	
SPC 7					1140	1560	2131		1052	1855	1920		1255	1565	1455
SPC 6		2505			1170	1650	1325	1665	1134	1885	1980			1595	1485
SPC 5					1360	1860	1509	1785	1189	1915	2010		1315	1625	1515
SPC 4	2766				1890	2280	2112	2620	1786	2425	2520		1970	2500	2055
SPC 4A					1920		2265		1847	2750			2190		2300
SPC 3				1850	2100	2910	2326	2860	2121	3055	2940		2405	2800	2390
SPC 2				2000	2316		2387	3460	2974	3355	3905		2900	2985	2780
SPC 1		3400		2060	2340		2539	3720	2579	3675	4205		3020	3225	2860
SPJE 11		4380		2210	2580		2749			4455			3650	3855	3720
SPJE 10		5370		2330	2670				3289	4515			4010	4683	4200
SPJE 10C		3615													
SPJE 10B				3190											
SPJE 9													4130		
SPJE 9D	3394	3825			2700		2780	3347							
SPJE 9C	4231				2790			3399							4610
SPJE 9A		3155													
SPJE 8D	4327	3945		3220	2820		2932	3414		4048			4645		
SPJE 8C	4519			3250	3300		2963	3464		4058					
SPJE 8B	4717						3268	3468					5135		
SPJE 8A															
SPJE 7	4822				3330		3481	3514							
SPJE 7A	4990				3510		3633	3597							
SPJE 6	5188				3630		3694	3634							
SPJE 5A					3890		3841								
SPJE 4B				3750			3908						5275		
SPJE 1					4380										

TABLE 5. Depths to tops of foraminiferal and ostracod zones

TABLEAU 5. Profondeurs jusqu'aux sommets des zones à foraminifères et à ostracodes

FOSSIL TYPE / TYPES DE FOSSILES	ZONE CODE (GSC) / CODE DE ZONE (CGC)	ABENAKI J-56	ACADIA K-62	CITNALTA I-59	COHASSET D-42	CREE E-35	DAUNTLESS D-35	DEMASCOTA G-32	EMERILLON C-56	GLENELG J-48	INTREPID L-80	JASON C-20	LOUISBOURG J-47	MIC MAC H-86	MIGRANT N-26	MOHAWK B-23	MOHEIDA P-15	MOHICAN I-100	NASKAPI N-30	OLYMPIA A-12	ONEIDA O-25	ONONDAGA E-84	PENOBSCOT L-30	PRIMROSE F-41	PRIMROSE N-50	PUFFIN B-90	SABLE ISLAND C-67	SAUK A-57	SOUTH GRIFFIN J-13	SOUTH VENTURE O-59	THEBAUD I-94	UNIACKE G-72	VENTURE B-13	VENTURE B-43	WEST ESPERANTO B-78	WYANDOT E-53
PLANKTIC FORAMINIFERA FORAMINIFÈRES PLANCTONIQUES	PF-T11																																			
	PF-T10																																			
	PF-T9																																			
	PF-T8																																			
	PF-T7																																			
	PF-T6																																			
	PF-T5																																			
	PF-T4																																			
	PF-T3																																			
	PF-T2																																			
	PF-T1																																			
	PF-C12																																			
	PF-C11																																			
	PF-C10																																			
	PF-C9																																			
	PF-C8																																			
	PF-C7																																			
	PF-C6																																			
	PF-C5																																			
	PF-C4																																			
	PF-C3																																			
	PF-C2																																			
	PF-C1																																			
	PF-J2																																			
	PF-J1		4360																																	
CALCAREOUS BENTHIC BENTHIQUES CALCAIRES	CF-T5						311	375											290			393				274						305				
	CF-T4							579																													
	CF-T3						445																													
	CF-T1																		331																	
	CF-C13																																			
	CF-C10																																			
	CF-C9								1499										1194																	
	CF-C8																	1650																		
	CF-C7																		1314																	
	CF-C6						2222											1710		1164																	
	CF-C5						2606	2768										1980			1996	1274															
	CF-C4							2838		1743	2460	2133						2820		1337	2134	1454	1985	2111	2405													
	CF-C3						2911	3292	2758	1957	2890	2377						2940		2822	2246			2447	2512													
	CF-C2		2766				3052	3524	3155	3470	3680	3414						3570		1403	2539	2454	1524	3245	2676													
	CF-C1									4070	3901										2627	2541			3408												
	CF-J5		3221		3886								4045	2953	3618				2683	2725	1696	4285	2902	3956	3439	3341			4313	4242	4455	4440	4010	4600	4695			
	CF-J4				4313	3157							4408		3874				2849			5325	3145		3722							5410		4910	5140			
	CF-J3		4171		3466		4572						5295		4038							5875			4105									5560	4565		
	CF-J2		3920	4261		4289			4560		2451	5865	3657						3389	3414	2010		3726										5610	4745	2646		
	CF-J1					4401														3551														5375			
ARENACEOUS BENTHIC BENTHIQUES ARÉNACÉS	AF-T1																																			
	AF-C7																	914				899														
	AF-C6																	1650																		
	AF-C5									1890	1606											1520														
	AF-C3												2225	2624																						
	AF-C2									3470	3170		3570																							
	AF-C1		2555	2766	3639	2734		3109						3222	1573					1627	4040			3249												
	AF-J5				3886			3624							1600																						
	AF-J4			3397											4242																						
	AF-J3													3566		1676	3054		1725					3737												
	AF-J2																	3220																		
OSTRACODA OSTRACODES	OS-C10																																			
	OS-C9																																			
	OS-C8									1673																										
	OS-C7						1500			1890	1606											953	1520		1551												
	OS-C6						1615			1980	1673		1710	1643											1847												
	OS-C5									1838				1280	2039							1710			2060												
	OS-C4							2758	1987													1985															
	OS-C3						2911							2822								2715															
	OS-C2		2555				3052	3155		3901		2085	2940						2539																		
	OS-C1																																			
	OS-J5		3221							2148	4045	2953										2902															
	OS-J4			3397		3157		3615											2749			3145															
	OS-J3								2109											3220																	
	OS-J2															1910																					
	OS-J1			4360		4401			2475							1957			3551						4243												

Geological Survey of Canada

Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF BIOSTRATIGRAPHY AND MATURATION DATA 3 PALYNOSTRATIGRAPHIC CROSS-SECTIONS

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE BIOSTRATIGRAPHIE ET DONNÉES DE MATURATION 3 COUPES PALYNOSTRATIGRAPHIQUES

R. A. Fensome, G. L. Williams, J. P. Bujak, E. H. Davies, and W. C. MacMillan

Recommended citation: Fensome, R. A., Williams, G. L., Bujak, J. P., Davies, E. H., and MacMillan, W. C., 1991: Biostratigraphy and maturation data 3: palynostratigraphic cross-sections; in East Coast Basin Atlas Series: Scotian Shelf, Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p. 31.

Additional copies of this map may be obtained from the Geological Survey of Canada, Atlantic Geoscience Centre, P. O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2 Canada (Ph: 902-426-2773; FAX: 902-426-4266).

R. A. Fensome, G. L. Williams, J. P. Bujak, E. H. Davies, et W. C. MacMillan

Notation bibliographique conseillée: Fensome, R. A., Williams, G. L., Bujak, J. P., Davies, E. H., et MacMillan, W. C., 1991: Biostratigraphie et données de maturation 3: coupes palynostratigraphiques; dans Série des atlas des bassins de la côte Est: plate-forme Néo-Écossaise; Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada, p. 31.

Des copies supplémentaires de la carte peuvent être obtenues auprès de la Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de l'Atlantique, case postale 1006, Dartmouth (Nouvelle-Écosse) B2Y 4A2 Canada tél (902) 426-2773, facsimilé (902) 426-4266.

Cross-section A-A' (Fig. 1) displays the stratigraphy (based on the palynological zones) from the LaHave Platform (Bonnet P-23, Mohawk B-93, Moheida P-15 and Oneida O-25 wells), across the Sable Subbasin (Onondaga E-84, Sable Island C-67, Venture D-23, Sauk A-57, South Griffin J-13 and Dauntless D-35 wells) to the South Whale Subbasin (Puffin B-90 well). See the index map for the location of the section. For an explanation of the zone codes, see Tables 4 and 5 on map sheet Biostratigraphy and Maturation Data 1 (this volume). Depths from the rotary table are indicated to the extreme left of the section. The colours differentiate Lower, Middle and Upper Jurassic, Lower and Upper Cretaceous, Paleogene, Neogene and Pleistocene rocks.

In the wells of this cross-section, Lower Jurassic strata were confirmed only in Moheida P-15. Middle Jurassic strata occur in three wells on the LaHave Platform; this part of the section is relatively thick in Bonnet P-23 and Moheida P-15, and relatively thin in Mohawk B-93. Elsewhere Middle Jurassic rocks occur only in South Griffin J-13, the deepest well. All the wells except Onondaga E-84 and Puffin B-90 penetrate Upper Jurassic strata though rocks of this series, like those from the Middle Jurassic, are best represented on the LaHave Platform, especially in Bonnet P-23 and Oneida O-25.

There is a general thickening of Lower Cretaceous rocks from the LaHave Platform to the Sable Subbasin. From there, the Lower Cretaceous strata are of approximately consistent thickness along the strike of the Sable Subbasin from Onondaga E-84 to Dauntless D-35 and also into the South Whale Subbasin (Puffin B-90). The thinning of the Lower Cretaceous over the LaHave Platform is partly accounted for by the absence of the latest Early Cretaceous zone (the *Eucommiidites minor - Chichaouadinium* cf. *vestitum* Zone) in Bonnet P-23 and Mohawk B-93. In Bonnet P-23, the Late Cretaceous is also essentially absent. However, to the northeast along the section the Late Cretaceous is consistently represented, although variable in thickness. A notable unconformity occurs within the Upper Cretaceous section of Moheida P-15.

Like the Lower Cretaceous section, the Paleogene sequence is thinner on the LaHave Platform than in the Sable and South Whale subbasins. The Miocene is thickest in Bonnet P-23 and Puffin B-90; elsewhere it is thinner or, in the case of Mohawk B-93, absent. Samples were not available for the top several hundred metres of most wells; consequently, in cross-section A-A', Plio-Pleistocene deposits were confirmed palynologically only in Onondaga E-84, Sable Island C-67 and Puffin B-90.

Three lithostratigraphic horizons are shown: the top of the Missisauga Formation, the top of the Logan Canyon Formation and the top of the Wyandot Formation. The palynological data indicate that the top of the Missisauga Formation is time transgressive in the vicinity of the Venture D-23, Sauk A-57, South Griffin J-13 and Dauntless D-35 wells.

Cross-section B-B' (Fig. 2) shows the stratigraphy (based on the palynological zones) from the Abenaki Subbasin (Iroquois J-17 and Uniacke G-72 wells) into the Sable Subbasin (Venture D-23 well). See the index map for the location of the section. For an explanation of the zone codes, see Tables 4 and 5 on map sheet Biostratigraphy and Maturation Data 1 (this volume). Depths from the rotary table are indicated to the extreme left of the section. The colours differentiate Lower, Middle and Upper Jurassic, Lower and Upper Cretaceous, Paleogene and Neogene rocks.

Iroquois J-17 contains a relatively thin sequence of Jurassic-Cretaceous strata in which the top of the Lower Jurassic occurs at about 1800 m, in contrast to about 5600 m in Uniacke G-72. This difference is due primarily to a major unconformity between zones SPJ3 and SPJ10 in Iroquois J-17, although the Cretaceous sequence is also relatively thin compared to the same interval in Uniacke G-72 and Venture D-23.

In the three wells in this section, the Cretaceous is thickest in Venture D-23, which has a much thicker Upper Cretaceous section than Iroquois J-17 and Uniacke G-72. A significant Cenozoic sequence was confirmed palynologically only in Venture D-23.

Three lithostratigraphic horizons are shown on the section, namely the top of the Missisauga Formation, the top of the Logan Canyon Formation and the top of the Wyandot Formation.

□

La coupe A-A' (fig. 1) représente la stratigraphie (établie d'après les zones palynologiques) depuis la plate-forme de LaHave (puits Bonnet P-23, Mohawk B-93, Moheida P-15 et Oneida O-25) jusqu'au sous-bassin de la Baleine Sud (puits Puffin B-90) en passant par le sous-bassin de Sable (puits Onondaga E-84, Sable Island C-67, Venture D-23, Sauk A-57, South Griffin J-13 et Dauntless D-35). La position de la coupe est indiquée sur la carte de localisation. Les codes des zones sont expliqués aux tableaux 4 et 5 de la carte Biostratigraphie et données de maturation 1 (dans le présent volume). Les profondeurs sous la table de rotation sont indiquées à l'extrémité gauche de la coupe. Les diverses couleurs figurent les roches du Jurassique inférieur, moyen et supérieur, du Crétacé inférieur et supérieur, du Paléogène, du Néogène et du Pléistocène.

Parmi les puits apparaissant sur cette coupe, la présence de couches du Jurassique inférieur n'a été confirmée que dans le puits Moheida P-15. Des couches du Jurassique moyen ont été recoupées dans les trois puits de la plate-forme de LaHave; cette partie de la coupe stratigraphique est relativement épaisse aux puits Bonnet P-23 et Moheida P-15, et relativement mince au puits Mohawk B-93. Les roches du Jurassique moyen ne sont présentes ailleurs qu'au puits South Griffin J-13, le puits le plus profond. Tous les puits, sauf Onondaga E-84 et Puffin B-90, pénètrent les couches du Jurassique supérieur, bien que les roches de cette série, comme celles du Jurassique moyen, soient les mieux représentées sur la plate-forme de LaHave particulièrement dans les puits Bonnet P-23 et Oneida O-25.

Il y a épaississement général des roches du Crétacé inférieur depuis la plate-forme de LaHave jusqu'au sous-bassin de Sable. De là, les couches du Crétacé inférieur sont d'une épaisseur approximativement uniforme le long de l'axe du sous-bassin de Sable, du puits Onondaga E-84 jusqu'au puits Dauntless D-35, et également jusqu'au sous-bassin de la Baleine Sud (Puffin B-90). L'amincissement des couches du Crétacé inférieur sur la plate-forme de LaHave est en partie expliqué par l'absence de la zone terminale du Crétacé précoce (la zone à *Eucommiidites minor - Chichaouadinium* cf. *vestitum*) aux puits Bonnet P-23 et Mohawk B-93. Dans le puits Bonnet P-23 également, les indications du Crétacé tardif sont essentiellement absentes. Toutefois, au nord-est le long de la coupe, le Crétacé tardif est constamment représenté, bien que ses couches soient d'épaisseur variable. Il y a une discordance signicative à l'intérieur de la tranche du Crétacé supérieur du puits Moheida P-15.

Comme dans le cas de la tranche du Crétacé inférieur, la séquence du Paléogène est plus mince sur la plate-forme de LaHave que dans les sous-bassins de Sable et de la Baleine Sud. Les couches du Miocène sont les plus épaisses aux puits Bonnet P-23 et Puffin B-90; ailleurs elles sont plus minces ou, comme au puits Mohawk B-93, absentes. Aucun échantillon n'était disponible sur plusieurs centaines de mètres au sommet de la plupart des puits; en conséquence, sur la coupe A-A', la présence de dépôts du Plio-Pléistocène n'a été confirmée, d'après les données palynologiques, que dans les puits Onondaga E-84, Sable Island C-67 et Puffin B-90.

Trois horizons lithostratigraphiques sont représentés: le sommet de la Formation de Missisauga, le sommet de la Formation de Logan Canyon et le sommet de la Formation de Wyandot. Les données palynologiques indiquent que le sommet de la Formation de Missisauga est diachrone aux environs des puits Venture D-23, Sauk A-57, South Griffin J-13 et Dauntless D-35.

La coupe B-B' (fig. 2) représente la stratigraphie (établie d'après les zones palynologiques) depuis le sous-bassin d'Abenaki (puits Iroquois J-17 et Uniacke G-72) jusque dans le sous-bassin de Sable (puits Venture D-23). La position de la coupe est indiquée sur la carte de localisation. Les codes des zones sont expliqués aux tableaux 4 et 5 de la carte Biostratigraphie et données de maturation 1 (dans le présent volume). Les profondeurs sous la table de rotation sont indiquées à l'extrémité gauche de la coupe. Les diverses couleurs figurent les roches du Jurassique inférieur, moyen et supérieur, du Crétacé inférieur et supérieur, du Paléogène et du Néogène.

Dans le puits Iroquois J-17, on a observé une mince séquence de couches du Jurassique et du Crétacé dans laquelle le sommet du Jurassique inférieur se trouve à environ 1 800 m alors qu'il se situe à environ 5 600 m dans le puits Uniacke G-72. Cette différence est principalement attribuable à une discordance majeure entre les zones SPJ3 et SPJ10 dans le puits Iroquois J-17, bien que la séquence du Crétacé soit également relativement mince comparativement au même intervalle dans les puits Uniacke G-72 et Venture D-23.

Parmi les trois puits de la présente coupe, c'est dans le puits Venture D-23 que les couches du Crétacé sont les plus épaisses et la tranche du Crétacé supérieur y est également beaucoup plus épaisse qu'aux puits Iroquois J-17 et Uniacke G-72. La présence d'une importante séquence cénozoïque n'a été confirmée, d'après les données palynologiques, qu'au puits Venture D-23.

Trois horizons lithostratigraphiques sont représentés sur cette coupe, soient le sommet de la Formation de Missisauga, le sommet de la Formation de Logan Canyon et le sommet de la Formation de Wyandot.

□

Energy, Mines and Resources Canada
Energie, Mines et Ressources Canada

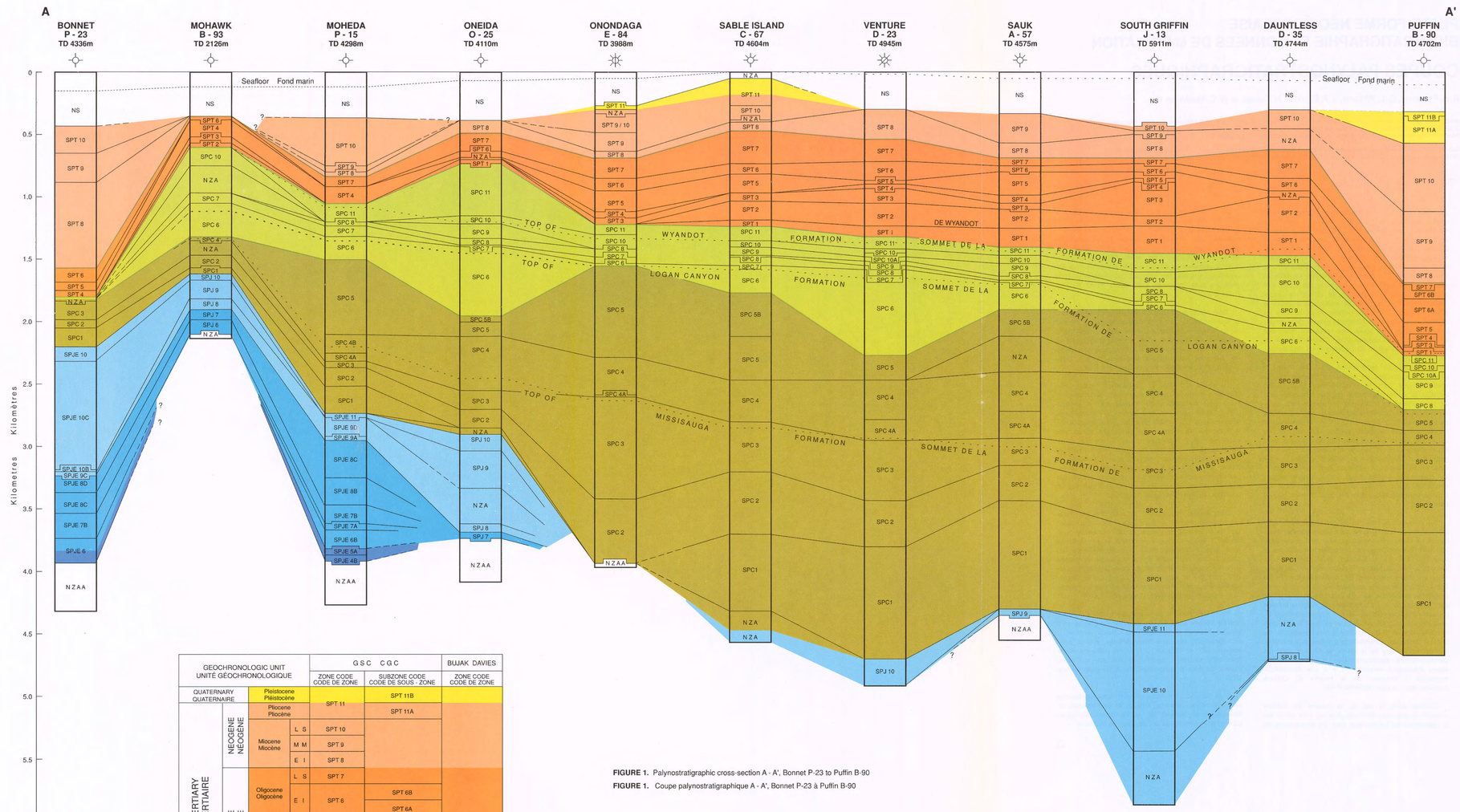
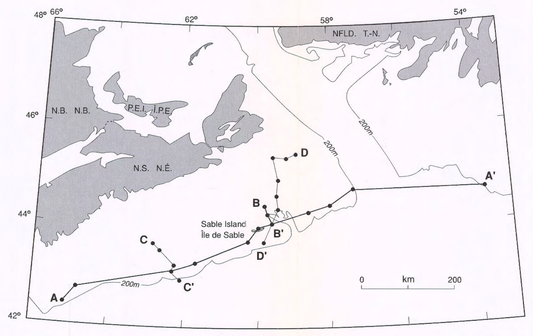


FIGURE 1. Palynostratigraphic cross-section A - A', Bonnet P-23 to Puffin B-90
FIGURE 1. Coupe palynostratigraphique A - A', Bonnet P-23 à Puffin B-90

FIGURE 2. Palynostratigraphic cross-section B - B', Iroquois J-17 to Venture D-23
FIGURE 2. Coupe palynostratigraphique B - B', Iroquois J-17 à Venture D-23

GEOCHRONOLOGIC UNIT / UNITÉ GÉOCHRONOLOGIQUE			GSC CGC: ZONE CODE / CODE DE ZONE	GSC CGC: SUBZONE CODE / CODE DE SOUS - ZONE	BUJAK DAVIES: ZONE CODE / CODE DE ZONE
QUATERNARY QUATERNAIRE	Pleistocene Pléistocène		SPT 11	SPT 11B	
TERTIARY TERTIAIRE / NEOGENE NÉOGÈNE	Pliocene Pliocène			SPT 11A	
	Miocene Miocène	L S	SPT 10		
		M M	SPT 9		
		E I	SPT 8		
PALEOGENE PALÉOGÈNE	Oligocene Oligocène	L S	SPT 7		
		E I	SPT 6	SPT 6B	
				SPT 6A	
	Eocene Eocène	L S	SPT 5		
		M M	SPT 4		
		E I	SPT 3		
	Paleocene Paléocène	L S	SPT 2		
		E I	SPT 1		
CRETACEOUS CRÉTACÉ / LATE SUPÉRIEUR	Maastrichtian Maastrichtien		SPC 11		
	Campanian Campanien		SPC 10	SPT 10A	
	Santonian Santonien		SPC 9		
	Coniacian Coniacien		SPC 8		
	Turonian Turonien		SPC 7		
	Cenomanian Cénomanien		SPC 6		
EARLY INFÉRIEUR	Albian Albien		SPC 5	SPC 5B	
	Aptian Aptien		SPC 4		
				SPC 4A	
	Barremian Barrémien		SPC 3		
	Hauterivian Hauterivien		SPC 2		
	Valanginian Valanginien		SPC 1		
	Berriasian Berriasien				
JURASSIC JURASSIQUE / LATE SUPÉRIEUR	Portlandian Portlandien		SPJ 10		SPJE 11
	Kimmeridgian Kimméridgien		SPJ 9		SPJE 10
	Oxfordian Oxfordien		SPJ 8		SPJE 9
				SPJ 8A	
MIDDLE MOYEN	Callovian Callovien		SPJ 7	SPJ 7B	SPJE 8
				SPJ 7A	
	Bathonian Bathonien		SPJ 6		SPJE 7
	Bajocian Bajocien				
	Aalenian Aalénien		SPJ 5		SPJE 6
EARLY INFÉRIEUR	Toarcian Toarcien		SPJ 4		SPJE 5
	Pliensbachian Pliensbachien		SPJ 3		
	Sinemurian Sinémurien		SPJ 2		SPJE 4
	Hettangian Hettangien		SPJ 1		SPJE 3
L. TRIASSIC TRIAS SUP.	Rhaetian Rhétien				SPJE 2
	Norian Norien				SPJE 1
	Carnian Carnien				

Generalized stratigraphy Stratigraphie généralisée



Index map Carte de localisation

LEGEND LÉGENDE

Oil show Indice de pétrole	⊕
Gas well Puits de gaz	☼
Abandoned Abandonné	☼
Suspended En suspens	☼
Gas show Indice de gaz	☼
Dry and abandoned Sec et abandonné	☼
Total depth Profondeur totale	TD
No zonal assignment Aucune répartition zonale	NZA
No zonal or age assignment Aucune répartition zonale ou chronologique	NZAA
No samples Aucun échantillon	NS

SCOTIAN SHELF BIOSTRATIGRAPHY AND MATURATION DATA 3 PALYNOSTRATIGRAPHIC CROSS-SECTIONS

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE BIOSTRATIGRAPHIE ET DONNÉES DE MATURATION COUPES PALYNOSTRATIGRAPHIQUES

Canada
Geological Survey of Canada
Commission géologique du Canada

Geological Survey of Canada

Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF BIOSTRATIGRAPHY AND MATURATION DATA 4 PALYNOSTRATIGRAPHIC CROSS-SECTIONS

R. A. Fensome, G. L. Williams, J. P. Bujak, E. H. Davies, and W. C. MacMillan

Recommended citation: Fensome, R. A., Williams, G. L., Bujak, J. P., Davies, E. H., and MacMillan, W. C., 1991: Biostratigraphy and maturation data 4: palynostratigraphic cross-sections; in East Coast Basin Atlas Series: Scotian Shelf; Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p. 33.

Additional copies of this map may be obtained from the Geological Survey of Canada, Atlantic Geoscience Centre, P. O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2 Canada (Ph: 902-426-2773; FAX: 902-426-4266).

Cross-section C-C' (Fig. 1) shows the stratigraphy (based on the palynological zones) across the LaHave Platform from the Sambro I-29 through the Naskapi N-30 wells and from the Moheida P-15 well to the Acadia K-62 well; the section also includes the Glooscap C-63 well between the Naskapi N-30 and Moheida P-15 wells, which is in the Mohican Graben. See the index map for the location of the section. For an explanation of the zone codes, see Tables 4 and 5 on map sheet Biostratigraphy and Maturation Data 1 (this volume). Depths from the rotary table are indicated to the extreme left of the section. The colours differentiate Lower, Middle and Upper Jurassic, Lower and Upper Cretaceous, Paleogene, Neogene and Pleistocene rocks.

The oldest strata are encountered in Glooscap C-63, in the Mohican Graben, where Triassic-Jurassic boundary beds are penetrated. Lower Jurassic strata also occur in Moheida P-15. Relatively thick sequences of Middle Jurassic strata were confirmed in the three most southerly wells of the section (Glooscap C-63, Moheida P-15 and Acadia K-62) and a thin sequence of Middle Jurassic strata constitute the lowest palynologically datable rocks in Naskapi N-30. There is a moderate and consistent thickness of Upper Jurassic strata in Naskapi N-30, Glooscap C-63 and Moheida P-15, but this part of the sequence is significantly thicker in Acadia K-62.

The biostratigraphy in Sambro I-29 is problematic since the lower half of the well is composed predominantly of red arenaceous deposits which yielded no palynological residues. Below 3000 m some undifferentiated Jurassic assemblages were obtained, and strata between about 1230 m and 1760 m yielded some undifferentiated Early Cretaceous assemblages. The oldest zone confidently recognized in Sambro I-29 is SPC4, above which a relatively thin Upper Cretaceous sequence was confirmed.

Rocks of Cretaceous age in this cross-section are thickest in Naskapi N-30, Glooscap C-63 and Moheida P-15; they thin southeastward to Acadia K-62, which was drilled in deep water. Thus, due to water depth and lack of recovery of unconsolidated sediments in the upper part of the well, the first downwell samples available for palynological analysis were at 2400-2500 m. A thin Paleogene sequence in Acadia K-62 overlies the Cretaceous rocks. Thicker, but still highly incomplete Cenozoic sections were encountered in Glooscap C-63 and Moheida P-15.

Three lithostratigraphic horizons are shown in the section, namely the top of the Missisauga Formation, the top of the Logan Canyon Formation and the top of the Wyandot Formation.

Cross-section D-D' (Fig. 2) shows the stratigraphy (based on the palynological zones) from the Orpheus Graben (Argo F-38 well), across the Canso Ridge (Fox I-22 and Wyandot E-53 wells) to the Abenaki Subbasin (Mic Mac J-77 and Missisauga H-54 wells) and, from there, into the Sable Subbasin (Venture D-23 and Triumph P-50 wells). See the index map for the location of the section. For an explanation of the zone codes, see Tables 4 and 5 on map sheet Biostratigraphy and Maturation Data 1 (this volume). Depths from the rotary table are indicated to the extreme left of the section. The colours differentiate Lower, Middle and Upper Jurassic, Lower and Upper Cretaceous, Paleogene, Neogene and Pleistocene rocks.

Triassic-Jurassic boundary beds occur at the bottom of Argo F-38 in the Orpheus Graben; these and coeval strata in nearby Eurydice P-36 (not shown here) constitute the lowest Mesozoic strata encountered on the Scotian Shelf. Lower Jurassic rocks occur in this section only in Argo F-38. Middle Jurassic rocks were penetrated only in the more northerly wells in the section (Argo F-38, Wyandot E-53 and Mic Mac J-77), reflecting the increased thickness of younger strata in the Abenaki and Sable subbasins. However, Middle Jurassic rocks were not confirmed in Fox I-22, a shallow well on the Canso Ridge which reached Upper Jurassic strata at about 700 m. Upper Jurassic rocks were encountered in all wells but Triumph P-50 and, from Fox I-22 to Venture D-23, the top of the Upper Jurassic sequence becomes progressively deeper along the section.

Lower Cretaceous strata are thinnest over the Canso Ridge (Fox I-22), thickening moderately to the northeast into the Orpheus Graben (Argo F-38) and significantly and progressively to Wyandot E-53, and then southward to the Abenaki and Sable subbasins. Upper Cretaceous strata are more or less consistent in thickness from Wyandot E-53 southward, but thin considerably over the Canso Ridge (Fox I-22).

In the wells included in this section, Cenozoic strata occur only in the Abenaki and Sable subbasins. Most of the seven Paleogene zones are present from Missisauga H-54 southward, but in Mic Mac J-77 there is an unconformity between the Paleocene and Middle Miocene. Samples were not available for the top several hundred metres in most wells. Thus Miocene deposits were confirmed palynologically only in Mic Mac J-77, Venture D-23 and Triumph P-50; Plio-Pleistocene deposits were confirmed in Mic Mac J-77 and Triumph P-50.

Three lithostratigraphic horizons are shown on the section, namely the top of the Missisauga Formation, the top of the Logan Canyon Formation and the top of the Wyandot Formation. □

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE BIOSTRATIGRAPHIE ET DONNÉES DE MATURATION 4 COUPES PALYNOSTRATIGRAPHIQUES

R. A. Fensome, G. L. Williams, J. P. Bujak, E. H. Davies, et W. C. MacMillan

Notation bibliographique conseillée: Fensome, R. A., Williams, G. L., Bujak, J. P., Davies, E. H., et MacMillan, W. C., 1991: Biostratigraphie et données de maturation: coupes palynostratigraphiques; dans Série des atlas des bassins de la côte Est: plate-forme Néo-Écossaise; Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada, p. 33.

Des copies supplémentaires de la carte peuvent être obtenues auprès de la Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de l'Atlantique, case postale 1006, Dartmouth (Nouvelle-Écosse) B2Y 4A2 Canada tél (902) 426-2773, facsimilé (902) 426-4266.

La coupe transversale C-C' (fig. 1) représente la stratigraphie (établie d'après les zones palynologiques) à travers la plate-forme de LaHave, du puits Sambro I-29 au puits Naskapi N-30 et du puits Moheida P-15 au puits Acadia K-62; le puits Glosscap C-63, situé dans le graben Mohican, est également représenté sur le plan de coupe entre les puits Naskapi N-30 et Moheida P-15. La position de la coupe est indiquée sur la carte de localisation. Les codes des zones sont expliqués aux tableaux 4 et 5 de la carte Biostratigraphie et données de maturation 1 (dans le présent volume). Les profondeurs sous la table de rotation sont indiquées à l'extrémité gauche de la coupe. Les diverses couleurs figurent les roches du Jurassique inférieur, moyen et supérieur, du Crétacé inférieur et supérieur, du Paléogène, du Néogène et du Pléistocène.

Les couches les plus anciennes ont été traversées par le puits Glooscap C-63 dans le graben Mohican, où les couches limites entre le Trias et le Jurassique ont été pénétrées. On a également recoupé des couches du Jurassique inférieur dans le puits Moheida P-15. Des séquences relativement épaisses de couches du Jurassique moyen ont été recoupées dans les trois puits méridionaux de la coupe (Glooscap C-63, Moheida P-15 et Acadia K-62) et dans le puits Naskapi N-30, une mince séquence de couches du Jurassique moyen constitue l'unité lithologique la plus profonde qui puisse être datée à l'aide des données palynologiques. Il existe des couches du Jurassique supérieur d'une épaisseur moyenne et uniforme aux puits Naskapi N-30, Glooscap C-63 et Moheida P-15, mais cette partie de la séquence est sensiblement plus épaisse au puits Acadia K-62.

Au puits Sambro I-29 la biostratigraphie est problématique puisque la moitié inférieure du puits recoupe principalement des dépôts arénacés rouges qui n'ont fourni aucun reste palynologique. On a obtenu au-dessous de 3 000 m certaines associations jurassiques non différenciées et les couches comprises entre 1 230 et 1 760 m environ ont fourni certaines associations non différenciées du Crétacé précoce. La zone la plus ancienne reconnue avec confiance dans le puits Sambro I-29 est la zone SPC4, au-dessus de laquelle la présence d'une séquence relativement mince du Crétacé supérieur a été confirmée.

Le long de cette coupe, les roches du Crétacé sont les plus épaisses aux puits Naskapi N-30, Glooscap C-63 et Moheida P-15; elles s'amincissent ensuite vers le sud-est en direction du puits Acadia K-62 foré en eau profonde. Ainsi, en raison de la profondeur de l'eau et du fait que les sédiments non consolidés n'ont pu être récupérés dans la partie supérieure du puits, les premiers échantillons qu'il a été possible de soumettre à l'analyse palynologique ont été prélevés entre 2 400 et 2 500 m. Au puits Acadia K-62 une mince séquence du Paléogène recouvre les roches du Crétacé. Des sections du Cénozoïque plus épaisses, mais néanmoins en grande partie incomplètes ont été recoupés dans les puits Glooscap C-63 et Moheida P-15.

Trois horizons lithostratigraphiques sont représentés sur cette coupe, soient le sommet de la Formation de Missisauga, le sommet de la Formation de Logan Canyon et le sommet de la Formation de Wyandot.

La coupe D-D' (fig. 2) représente la stratigraphie (établie d'après les zones palynologiques) depuis le graben Orpheus (puits Argo F-38) jusqu'au sous-bassin d'Abenaki (puits Mic Mac J-77 et Missisauga H-54) en passant par la dorsale Canso (puits Fox I-22 et Wyandot E-53) puis jusqu'au sous-bassin de Sable (puits Venture D-23 et Triumph P-50). La position de la coupe est indiquée sur la carte de localisation. Les codes des zones sont expliqués aux tableaux 4 et 5 de la carte Biostratigraphie et données de maturation 1 (dans le présent volume). Les profondeurs sous la table de rotation sont indiquées à l'extrémité gauche de la coupe. Les diverses couleurs figurent les roches du Jurassique inférieur, moyen et supérieur, du Crétacé inférieur et supérieur, du Paléogène, du Néogène et du Pléistocène.

Des couches de la limite Trias-Jurassique sont présentes à la base du puits Argo F-38 dans le graben Orpheus; ces couches et des couches du même âge dans le puits Eurydice P-36 voisin (non représenté ici) constituent les couches les plus proches de la base du Mésozoïque rencontrées sur la plate-forme Néo-Écossaise. Sur cette coupe, on n'a observé des roches du Jurassique inférieur qu'au puits Argo F-38. Les roches du Jurassique moyen n'ont été recoupées que dans les puits septentrionaux de la coupe (Argo F-38, Wyandot E-53 et Mic Mac J-77), ce qui reflète l'épaisseur accrue des couches plus jeunes dans les sous-bassins d'Abenaki et de Sable. Toutefois, la présence de roches du Jurassique moyen n'a pas été confirmée dans le puits Fox I-22, un puits peu profond sur la dorsale Canso qui a atteint les couches du Jurassique supérieur à environ 700 m. Les roches du Jurassique supérieur ont été recoupées par tous les puits sauf Triumph P-50 et, du puits Fox I-22 au puits Venture D-23, le sommet de la séquence du Jurassique supérieur devient progressivement plus profond le long de la coupe.

Les couches du Crétacé inférieur sont les plus minces sur la dorsale Canso (Fox I-22); elles s'épaississent modérément en direction du nord-est dans le graben Orpheus (Argo F-38); progressivement et de manière importante vers le puits Wyandot E-53 et de là vers le sud jusque dans les sous-bassins d'Abenaki et de Sable. Les couches du Crétacé supérieur sont d'épaisseur plus ou moins uniforme du puits Wyandot E-53 vers le sud, mais s'amincissent considérablement sur la dorsale Canso (Fox I-22).

Parmi les puits représentés sur cette coupe, seuls ceux des sous-bassins d'Abenaki et de Sable recoupent des couches du Cénozoïque. La plupart des sept zones du Paléogène sont présentes du puits Missisauga H-54 vers le sud, mais dans le puits Mic Mac J-77 il y a une discordance entre le Paléocène et le Miocène moyen. Ainsi, la présence de dépôts du Miocène n'a été confirmée, d'après les données palynologiques, qu'aux puits Mic Mac J-77, Venture D-23 et Triumph P-50; la présence de dépôts du Plio-Pléistocène a été confirmée aux puits Mic Mac J-77 et Triumph P-50.

Trois horizons lithostratigraphiques sont représentés sur cette coupe, soient le sommet de la Formation de Missisauga, le sommet de la Formation de Logan Canyon et le sommet de la Formation de Wyandot.

□

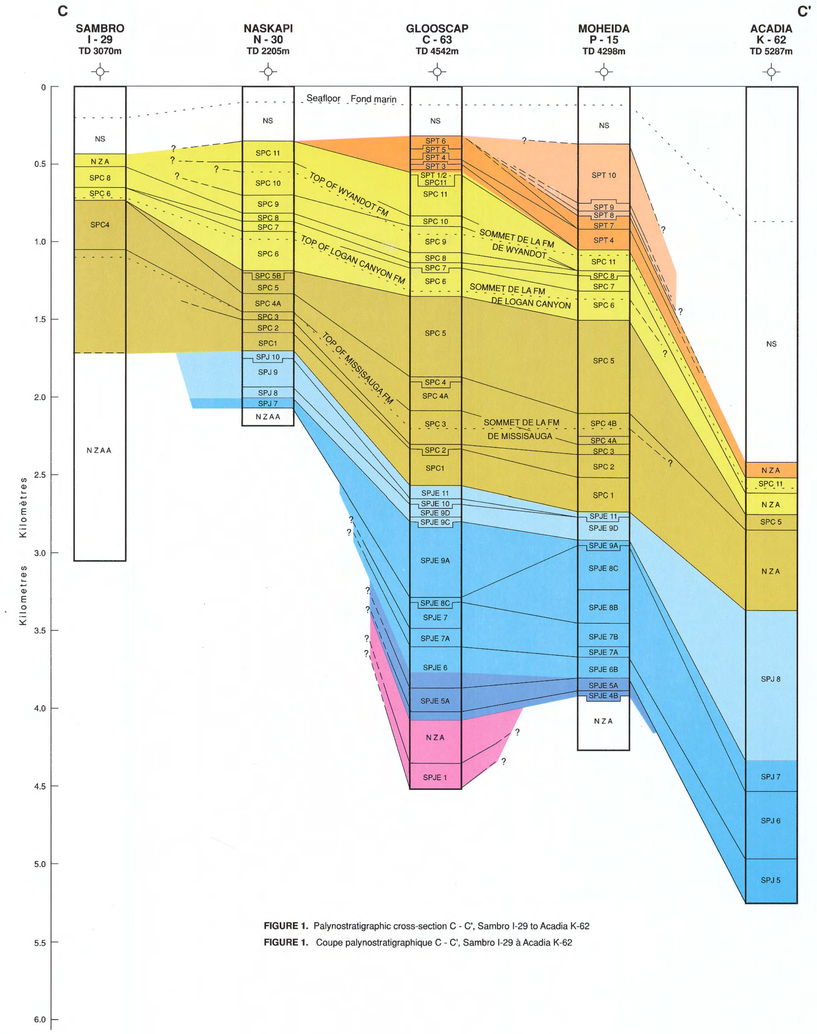
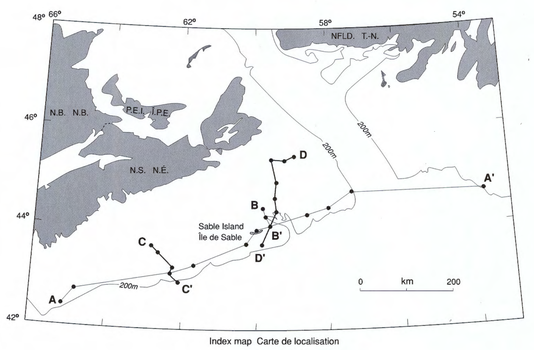


FIGURE 1. Palynostratigraphic cross-section C - C', Sambro I-29 to Acadia K-62
FIGURE 1. Coupe palynostratigraphique C - C', Sambro I-29 à Acadia K-62



Index map Carte de localisation

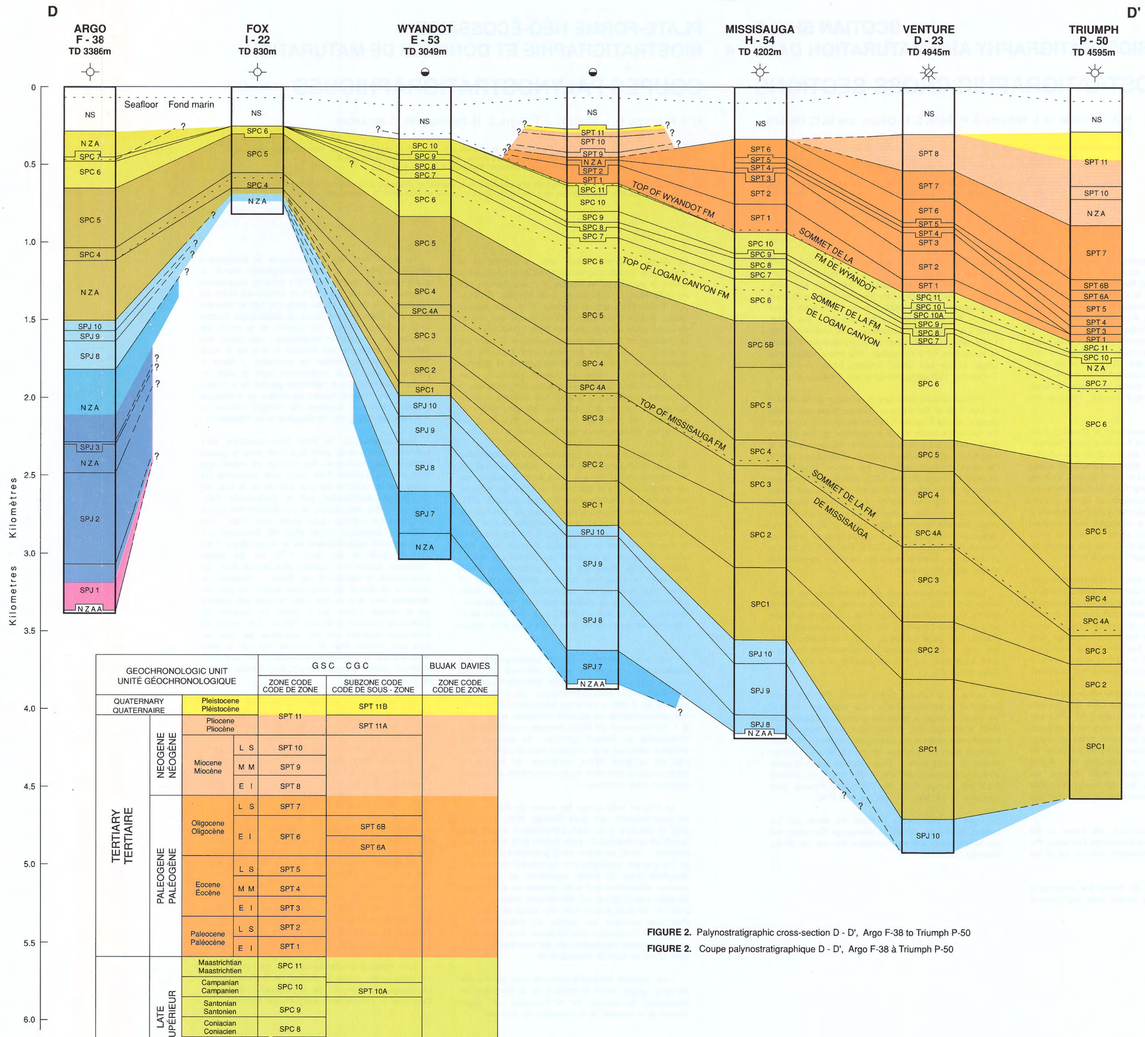


FIGURE 2. Palynostratigraphic cross-section D - D', Argo F-38 to Triumph P-50
FIGURE 2. Coupe palynostratigraphique D - D', Argo F-38 à Triumph P-50

GEOCHRONOLOGIC UNIT / UNITÉ GÉOCHRONOLOGIQUE				GSC CGC ZONE CODE / CODE DE ZONE	GSC CGC SUBZONE CODE / CODE DE SOUS - ZONE	BUJAK DAVIES ZONE CODE / CODE DE ZONE
QUATERNARY / QUATERNAIRE	Pleistocene / Pléistocène			SPT 11	SPT 11B	
	Pliocene / Pliocène				SPT 11A	
TERTIARY / TERTIAIRE — NEOGENE / NÉOGÈNE	Miocene / Miocène	L	S	SPT 10		
		M	M	SPT 9		
		E	I	SPT 8		
PALEOGENE / PALÉOGÈNE	Oligocene / Oligocène	L	S	SPT 7		
		E	I	SPT 6	SPT 6B	
					SPT 6A	
	Eocene / Eocène	L	S	SPT 5		
		M	M	SPT 4		
		E	I	SPT 3		
	Paleocene / Paléocène	L	S	SPT 2		
		E	I	SPT 1		
CRETACEOUS / CRÉTACÉ — LATE / SUPÉRIEUR	Maastrichtian / Maastrichtien			SPC 11		
	Campanian / Campanien			SPC 10	SPT 10A	
	Santonian / Santonien			SPC 9		
	Coniacian / Coniacien			SPC 8		
	Turonian / Turonien			SPC 7		
	Cenomanian / Cénomanien			SPC 6		
EARLY / INFÉRIEUR	Albian / Albien			SPC 5	SPC 5B	
	Aptian / Aptien			SPC 4	SPC 4A	
	Barremian / Barrémien			SPC 3		
	Hauterivian / Hauterivien			SPC 2		
	Valanginian / Valanginien			SPC 1		
	Berriasian / Berriasien					
JURASSIC / JURASSIQUE — LATE / SUPÉRIEUR	Portlandian / Portlandien			SPJ 10		SPJE 11
	Kimmeridgian / Kimméridgien			SPJ 9		SPJE 10
	Oxfordian / Oxfordien			SPJ 8	SPJ 8A	SPJE 9
MIDDLE / MOYEN	Callovian / Callovien			SPJ 7	SPJ 7B	SPJE 8
					SPJ 7A	
	Bathonian / Bathonien			SPJ 6		SPJE 7
	Bajocian / Bajocien			SPJ 5		
	Aalenian / Aalénien					SPJE 6
EARLY / INFÉRIEUR	Toarcian / Toarcien			SPJ 4		SPJE 5
	Pliensbachian / Pliensbachien			SPJ 3		
	Sinemurian / Sinémurien			SPJ 2		SPJE 4
	Hettangian / Hettangien			SPJ 1		SPJE 3
L. TRIASSIC / TRIAS SUP.	Rhaetian / Rhétien					SPJE 2
	Norian / Norien					SPJE 1
	Carnian / Carnien					

Generalized stratigraphy Stratigraphie généralisée

LEGEND LÉGENDE

Oil show Indice de pétrole	⊕
Gas well Puits de gaz	✳
Abandoned Abandonné	✳
Suspended En suspens	✳
Gas show Indice de gaz	✧
Dry and abandoned Sec et abandonné	✧
Total depth Profondeur totale	TD
No zonal assignment Aucune répartition zonale	NZA
No zonal or age assignment Aucune répartition zonale ou chronologique	NZAA
No samples Aucun échantillon	NS

SCOTIAN SHELF
BIOSTRATIGRAPHY AND MATURATION DATA 4
PALYNOSTRATIGRAPHIC CROSS-SECTIONS

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE
BIOSTRATIGRAPHIE ET DONNÉES DE MATURATION
COUPES PALYNOSTRATIGRAPHIQUES

Canada
Geological Survey of Canada | Commission géologique du Canada

Geological Survey of Canada

Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF BIOSTRATIGRAPHY AND MATURATION DATA 5 SELECTED WELLS

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE BIOSTRATIGRAPHIE ET DONNÉES DE MATURATION 5 PUITS SÉLECTIONNÉS

P. Ascoli, M. P. Avery, M. S. Barss, J. P. Bujak, E. H. Davies, R. A. Fensome, P. A. Hacquebard, J. K. Lentin, W. C. MacMillan, J. A. Wade, and G. L. Williams

P. Ascoli, M. P. Avery, M. S. Barss, J. P. Bujak, E. H. Davies, R. A. Fensome, P. A. Hacquebard, J. K. Lentin, W. C. MacMillan, J. A. Wade, et G. L. Williams

Recommended citation: Ascoli, P., Avery, M. P., Barss, M. S., Bujak, J. P., Davies, E. H., Fensome, R. A., Hacquebard, P. A., Lentin, J. K., MacMillan, W. C., Wade, J. A., and Williams, G. L., 1991: Biostratigraphy and maturation data 5: selected wells; in East Coast Basin Atlas Series: Scotian Shelf; Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p. 35.

Additional copies of this map may be obtained from the Geological Survey of Canada, Atlantic Geoscience Centre, P. O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2 Canada (Ph: 902-426-2773; FAX: 902-426-4266).

Notation bibliographique conseillée: Ascoli, P., Avery, M. P., Barss, M. S., Bujak, J. P., Davies, E. H., Fensome, R. A., Hacquebard, P. A., Lentin, J. K., MacMillan, W. C., Wade, J. A., et Williams, G. L., 1991: Biostratigraphie et données de maturation 5: puits sélectionnés; dans Série des atlas des bassins de la côte Est: plate-forme Néo-Écossaise; Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada, p. 35.

Des copies supplémentaires de la carte peuvent être obtenues auprès de la Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de l'Atlantique, case postale 1006, Dartmouth (Nouvelle-Écosse) B2Y 4A2 Canada tél (902) 426-2773, facsimilé (902) 426-4266.

Figures 1-4 show plots of biostratigraphic, paleoenvironmental and maturation data in four wells. These wells are Sambro I-29, Naskapi N-30, Evangeline H-98, and Alma F-67. They are arranged approximately west to east. It is important to note that a full range of data is not available for all wells and all columns may not be present in each plot.

Depths from the rotary table are indicated at the extreme left in each plot. Calibration against the international standard ages, as determined by palynology, is shown in column 1 and, as determined micropaleontologically (i.e. by inorganic-walled micro-fossils), in column 9. The ages shown in column 1 follow the scheme proposed by Harland et al. (1982) except that the Portlandian is used as the youngest Jurassic age since the best comparison for the Scotian Shelf Late Jurassic palynological zones is with coeval British zones for which the Portlandian age is employed. The ages shown in column 9 follow the scheme proposed by Palmer (1983). Columns 2 and 8 show the alphanumeric codes for the palynological and micropalentological zones, respectively; see Tables 1-5 on map sheet Biostratigraphy and Maturation 1 (this volume) for an explanation of these codes.

Lithostratigraphic units are shown in column 3. The downwell variation in proportion of the various kerogen types is shown in column 4 (A = amorphogen, P = phyrogen, H = hylogen and M = melanogen). Column 5 shows the thermal alteration index (TAI). Column 6 shows vitrinite reflectance values. Column 7 shows bathymetry as determined from the micropaleontological assemblages (NM = nonmarine, TR = terrestrial, IN = inner neritic, ON = outer neritic, UB = upper bathyal, MB = middle bathyal, and LB = lower bathyal).

The sources of information are as follows: palynological ages and zones - Barss et al. (1979) and Lentin International Biostratigraphic Limited (1988); lithostratigraphic information - J. A. Wade (unpublished data); kerogen and TAI data - Barss et al. (1980); vitrinite reflectance - M. P. Avery and P. A. Hacquebard (unpublished data); bathymetry and micropaleontological ages and zones (Ascoli, 1988, in press).

Figure 5 shows depositional rate curves for the four wells as assessed from biostratigraphic data. The horizontal age scale follows Palmer (1983); the vertical scale is thickness of accumulated sediment. The slope of each curve is proportional to the rate of sedimentation and compactional effects were not modelled. A horizontal dashed line indicates that no sediment of that age was observed.

Thermal alteration indices (TAI) are shown for 52 Scotian Shelf wells (Table 1). The TAI scale to the left is based on that of Staplin (1969) and Bayliss (personal communication, Organic Maturation Symposium, American Association of Stratigraphic Palynologists, 1975 Annual Meeting, Houston, Texas, U.S.A.). The relationship between kerogen type and TAI, introduced by Bayliss (ibid.), was presented by Bujak et al. (1977a, 1977b). The significant values on the TAI scale are 2, 2*, 3, 3* and above. These values are defined as follows:

TAI scale	Definition
2	Amorphogen forms liquid hydrocarbons, whereas phyrogen produces only minor amounts of thermally derived gas and little or no liquid hydrocarbons; neither hylogen nor melanogen yields thermally derived hydrocarbon products.
2*	All four kerogen types contribute to hydrocarbon formation, although the nature of the generated hydrocarbons varies with organic type.
3	Only amorphogen continues to source oil; this is the upper boundary of the oil window.
3* and above	Only thermally derived methane can be sourced from all the kerogen types.

The depths given for the individual TAI values represent the first determination of that value down the well from the rotary table. Thus, the following values were determined in the Abenaki J-56 well; 356.6-2627.2 m is 1*; 2627.2-4039.3 m is 1* to 2; and 4039.3-4550.4 m is 2.

The thermal alteration index data for the above wells were originally published in Bujak et al. (1977a, 1977b), Barss et al. (1980), and Lentin International Biostratigraphic Limited (1988).

The data in the Table 2 are from Avery (1984-89) and unpublished data, and are organized as a list of depths from the rotary table with the corresponding measured vitrinite reflectance values given in $\%R_o$ (percent reflectance in oil). The value given for each sample is the mean of the population of reflectance values which was interpreted to be representative of the indigenous vitrinite at that depth.

Vitrinite is a constituent of the finely disseminated organic matter preserved as kerogen in most sedimentary rocks. The $\%R_o$ values record the percent of light reflected from the polished surface of vitrinite particles. Measurements are made using a photometer attached to an incident light petrographic microscope equipped with oil immersion objective lens.

A direct relationship has been established between the increase in $\%R_o$ values and the maturation of organic matter for hydrocarbon production (Dow, 1977). Values below 0.5% indicate the sediments are immature for hydrocarbon production, those above 1.35% suggest sediments are overmature for oil production but may still produce gas, and above 3.0%, the sediments are overmature for producing any hydrocarbons.

▷

Des diagrammes de données biostratigraphiques, paléoenvironnementales et sur la maturation recueillies dans 4 puits sont présentés aux figures 1 à 4. Il s'agit des puits Sambro I-29, Naskapi N-30, Evangeline H-98 et Alma F-67. Les puits sont approximativement disposés de l'ouest vers l'est. Il est important de signaler que l'ensemble des données n'est pas disponible dans tous les puits et que certaines colonnes peuvent ne pas être présentes sur chaque diagramme.

Les profondeurs sous la table de rotation sont indiquées à l'extrémité gauche de chaque diagramme. Des corrélations avec les âges internationaux standard d'après les données palynologiques sont présentées à la colonne 1 et d'après les données micropaléontologiques (c'est-à-dire d'après les microfossiles à parois inorganiques) à la colonne 9. Les âges indiqués à la colonne 1 respectent l'ordre proposé par Harland et al. (1982) à l'exception du fait que le Portlandien est utilisé comme le plus jeune âge du Jurassique puisque la meilleure corrélation des zones palynologiques du Jurassique tardif de la plate-forme Néo-Écossaise est obtenue avec les zones britanniques qui leur sont contemporaines et pour lesquelles le Portlandien est utilisé. Les âges indiqués à la colonne 9 respectent l'ordre proposé par Palmer (1983). Les codes alphanumériques des zones palynologiques et micropaléontologiques sont respectivement présentés aux colonnes 2 et 8; ces codes sont expliqués aux tableaux 1 à 5 de la carte Biostratigraphie et données de maturation 1 (dans le présent volume).

Les unités lithostratigraphiques sont indiquées à la colonne 3. La variation de la proportion des divers types de kérogène en fonction de la profondeur dans les puits est indiquée à la colonne 4 (A = amorphogène, P = phyrogène, H = hylogène et M = mélanogène). L'indice d'altération thermique (IAT) est présenté à la colonne 5. Les valeurs de la réflectance de la vitrinite sont indiquées à la colonne 6. La bathymétrie, déterminée d'après les associations micropaléontologiques (NM = non marin, TR = terrestre, IN = néritique interne, ON = néritique externe, UB = bathyal supérieur, MB = mésobathyal et LB = bathyal inférieur), est présentée à la colonne 7.

Les sources d'information sont les suivantes: âges et zones palynologiques - Barss et al. (1979) et Lentin International Biostratigraphic Limited (1988); renseignements lithostratigraphiques - J. A. Wade (données inédites); données sur le kérogène et l'IAT - Barss et al. (1980); réflectance de la vitrinite - M. P. Avery et P. A. Hacquebard (données inédites; bathymétrie ainsi que les âges et zones micropaléontologiques - Ascoli (1988, sous presse).

Des courbes des taux de sédimentation des quatre puits, évalués d'après les données biostratigraphiques, sont présentées à la fig. 5. L'échelle horizontale des âges est celle proposée par Palmer (1983); l'échelle verticale est celle de l'épaisseur des sédiments accumulés. La pente de chaque courbe est proportionnelle au taux de sédimentation et il n'a pas été tenu compte des effets de la compaction. Un trait interrompu horizontal indique qu'aucun sédiment de cet âge n'a été observé.

Des indices d'altération thermique (IAT) sont présentés pour 52 puits de la plate-forme Néo-Écossaise (Tableau 1). L'échelle des IAT présentée à gauche est fondée sur celles de Staplin (1969) et de Bayliss (communication personnelle, Organic Maturation Symposium, American Association of Stratigraphic Palynologists, Réunion annuelle de 1975, Houston, Texas, É.-U.). La relation entre le type de kérogène et l'IAT, d'abord présentée par Bayliss (ibid.), a été rapportée dans Bujak et al. (1977a, 1977b). Les valeurs importantes de l'échelle des IAT sont 2, 2*, 3, 3* et les valeurs supérieures. Ces valeurs sont définies comme suit:

Échelle de l'IAT	Définition
2	L'amorphogène forme des hydrocarbures liquides, alors que le phyrogène ne produit que des quantités mineures de gaz d'origine thermique et peu ou pas du tout d'hydrocarbures liquides; ni l'hylogène, ni le mélanogène ne donne d'hydrocarbures d'origine thermique.
2*	Les quatre types de kérogène contribuent à la formation d'hydrocarbures, mais la nature des hydrocarbures formés varie selon le type organique.
3	Seul l'amorphogène continue à produire du pétrole; Cette valeur correspond à la limite supérieure de la fenêtre du pétrole.
3* et plus	Seulement du méthane d'origine thermique peut être obtenu de tous les types de kérogène.

Les profondeurs indiquées pour des valeurs individuelles de l'IAT représentent la première détermination de ces valeurs dans le puits en fonction de l'augmentation de la profondeur depuis la table de rotation. Ainsi les valeurs suivantes ont été déterminées dans le puits Abenaki J-56: 1* de 356,6 à 2 627,2 m; 1* à 2 de 2 627,2 à 4 039,3 m; et 2 de 4 039,3 à 4 550,4 m.

Les indices d'altération thermique pour les puits ci-haut mentionnés ont été à l'origine publiés par Bujak et al. (1977a, 1977b), par Barss et al. (1980), et par la Lentin International Biostratigraphic Limited (1988).

Les données du tableau 2 sont tirées d'Avery (1984-1989) et de données inédites; elles sont structurées sous forme d'une liste de profondeurs sous la table de rotation et de valeurs mesurées de la réflectance de la vitrinite correspondantes, exprimées sous la forme de R_o en % (pourcentage de réflectance dans l'huile). La valeur fournie pour chaque échantillon est la moyenne d'une population de valeurs de la réflectance et est interprétée comme étant représentative de la vitrinite autochtone à cette profondeur.

La vitrinite est un des composants de la matière organique finement disséminée qui est préservée sous forme de kérogène dans la plupart des roches sédimentaires. Les valeurs de R_o (en %) indiquent le pourcentage de la lumière qui est réfléchie par la surface polie des particules de vitrinite. Les mesures sont effectuées au moyen d'un photomètre fixé à un microscope polarisant à lumière incidente et à objectif à immersion dans l'huile.

Une relation directe a été établie entre l'accroissement des valeurs de R_o et la maturation de la matière organique en ce qui concerne la formation d'hydrocarbures (Dow, 1977). Des valeurs inférieures à 0,5 % indiquent que les sédiments sont immatures pour la formation d'hydrocarbures alors que des valeurs supérieures à 1,35 % indiquent que les sédiments ont atteint le stade de la maturité avancée pour ce qui est de la formation de pétrole, mais peuvent encore produire du gaz. Des valeurs supérieures à 3,0 % indiquent que les sédiments ont atteint le stade de la maturité avancée pour la production de tout hydrocarbure.

▷

TABLE 1. Thermal alteration index values and corresponding depths Scotian Shelf well

TABLEAU 1. Indices d'altération thermique et profondeurs correspondantes, puits de la plate-forme Néo-Écossaise

THERMAL ALTERATION INDEX / D'ALTÉRATION THERMIQUE	ABENAKI J-56	ADVENTURE F-93	ALMA F-67	ARGO F-38	BLUENOSE G-47	CHEBUCTO K-90	CHIPPEWA G-67	CITHALTA I-59	CONASSET D-42	CREE E-35	CROW F-52	DAUNTLESS D-35	DEMASCOTA D-30	EAGLE D-21	EMERILLON C-56	ERIE D-26	ESPERANTO K-78	EURYDICE P-36	EVANGELINE H-98	FOX I-22	HERCULES G-15	HERMINE E-94	HURON P-98	HYTHERGL I-60	HYDDOSN J-17	JASON C-20	MARADDA C-34	MIC MAC J-77	MISSISAUGA H-54	MOHAWK B-93	MOHICAN I-100	NASKAPI N-30	NORTH SYDNEY F-55	OLIMPIA E-97	ONEIDA D-35	ORONDAGA E-84	PRIMROSE A-41	PRIMROSE F-41	PRIMROSE N-56	PRIMROSE MA-41	POINTE B-90	SABLE ISLAND C-67	SABLE ISLAND E-48	SABLE ISLAND 4H-58	SACHEM D-76	SAMBRO I-29	SAUK A-57	THEBAUD P-84	THRUMMPI P-50	TUSCARORA D-21	WYANDOT E-53
1					338		314		366		333	479	521	408		384		1065			274	265	302		372		287	335	399				392		152	1219					317		
1+					914		817	1324			564	1670	755	619		741		1865			579	1079	691		1137		978	1224					415	314	875	1335					613		
1+ 2-	357	329	640	297	1353	820	1411	907	1000	474		1027	1823	988	1874	346	1469	1106	527	363	1271	1363	1326	1570	1410	354	366	1122	1366	1600	402	1926		332	547	796	930	1033	841	500	402	899	1306	442	472
2-	2627		1420	2268	2408	1000	3240	2554	2076	2606		2036	2585	1481	2057		1967	1728	2255	695					1942		1381	1622	3830	1500			1228	2115	703	998	1085	1052	1917	2496	1259	1652	2362	3084	527	1622	1737	2436	1878
2	4039		1630	2293					4413	2194		3274	3042	1375	2819		3036	1902		591		1384	2850	3667	1814		2366	2536						2981		1439	1222	1103		2112	1548	2740	4087	3667	1562	2720	3770	3640	2152
2- 2			2600			1420				3668		3396	4660					2508	2435								3562	3472								1268	2100		4474				4590		3908	4045	3941	
2			2810			2410				3962								2509	3675																				4566								
2 2+			3580			2830				4206								2752	3245			1780																								
2+																			3445																											
2+ 3-			3730			4010													3650			1960																								
3-						4220													3860																											
3 3						5030													4640								1469																			
3						5234													5045																											
3 3+																																					1586									
3+				3600																																										
5																				829																											
Bottom interval / Intervalle de la base du puits.	4550	1948	4480	3362	4578	5234	3670	4566	4427	3734	1503	4743	4660	4614	3276	2368	3533	2956	5045	829	1030	2697	2850	4151	2057	2460	4023	3816	4025	2126	4294	4237	2131	1469	2283	4030	3984	1810	2076	1625	3618	4703	4596	3600	4514	4977	1262	4295	4115	4276	3938	2990

TABLE 2. Depths from the rotary table and corresponding vitrinite reflectance values, Scotian Shelf wells

TABLEAU 2. Profondeurs au-dessous de la table de rotation et valeurs de réflectance de la vitrinite correspondantes, puits de la plate-forme Néo-Écossaise

ANCADIA K-62	CITHALTA I-59	CONASSET D-42	DEMASCOTA G-32	EAGLE D-21	EVANGELINE H-98	GLOSCOAP C-63	JASON C-20	LOUISBOURG J-47	MIC MAC H-86	MIC MAC J-77	MIGRANT N-20	MISSISAUGA I-94	NASKAPI N-30	OLYMPIA A-12	PRIMROSE A-41	PRIMROSE D-41	PRIMROSE F-41	PRIMROSE K-81	SABLE ISLAND 4H-58	SACHEM D-76	SOUTH GRIFFIN J-13	SOUTH VENTURE O-59	UNIACKE G-72	VENTURE A-13	VENTURE B-13	VENTURE B-42	VENTURE B-52	VENTURE C-23	VENTURE H-22	WEBROAH P-77	WEST ESPERANTO K-13	WYANDOT E-53
Depth / Profondeur	Depth / Profondeur	Depth / Profondeur

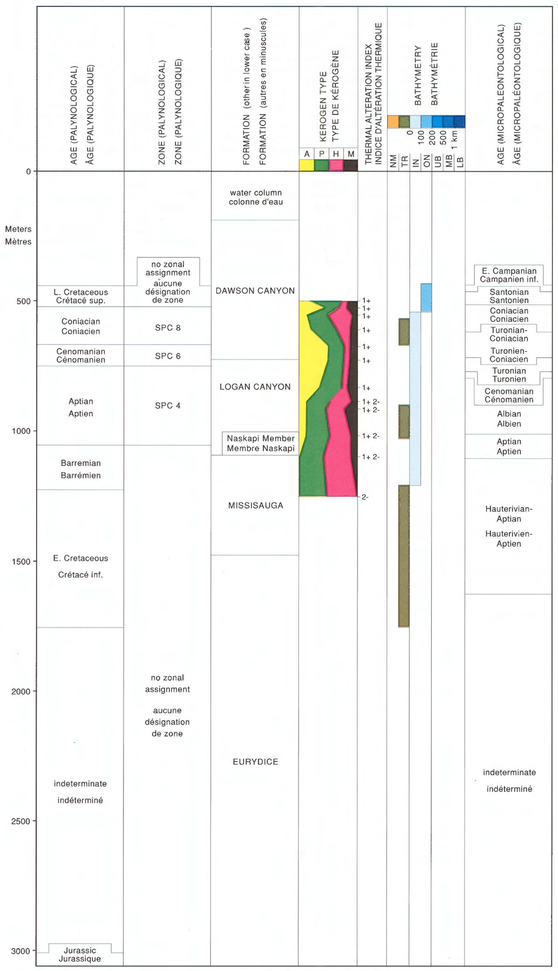


FIGURE 1. Biostratigraphic, paleobathymetric and maturation data for Sambro I-29 well

FIGURE 1. Données sur la biostratigraphie, la paléobathymétrie et la maturation, puits Sambro I-29

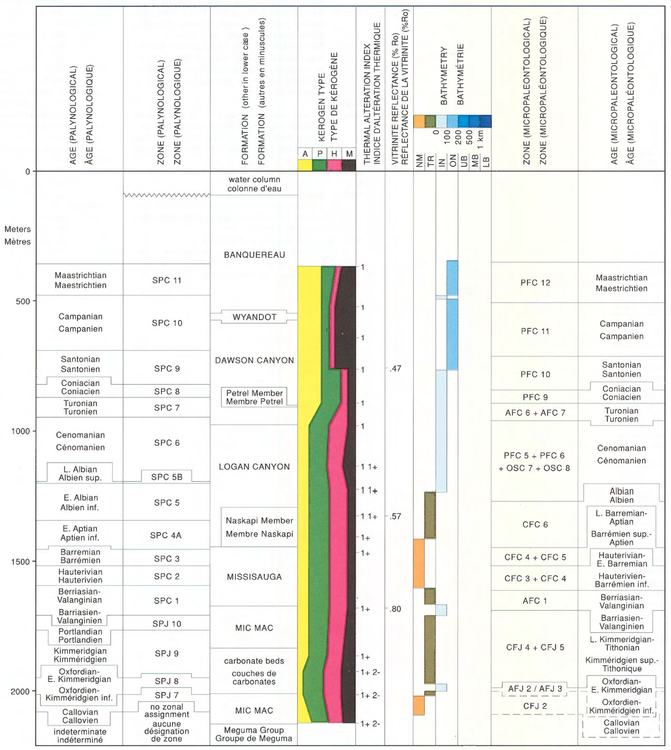


FIGURE 2. Biostratigraphic, paleobathymetric and maturation data for Naskapi N-30 well

FIGURE 2. Données sur la biostratigraphie, la paléobathymétrie et la maturation, puits Naskapi N-30

Location map Carte de localisation

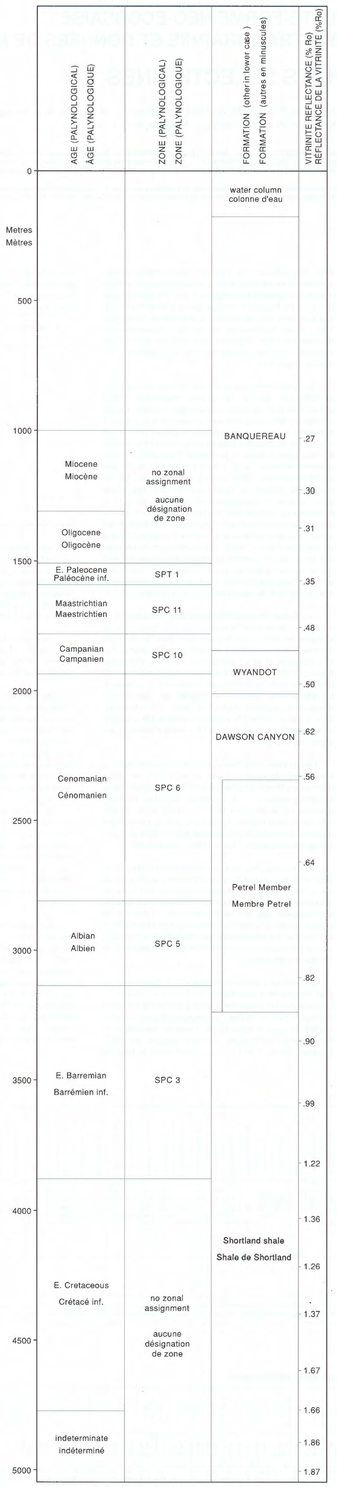


FIGURE 3. Biostratigraphic data for Evangeline H-98 well

FIGURE 3. Données sur la biostratigraphie, puits Evangeline H-98

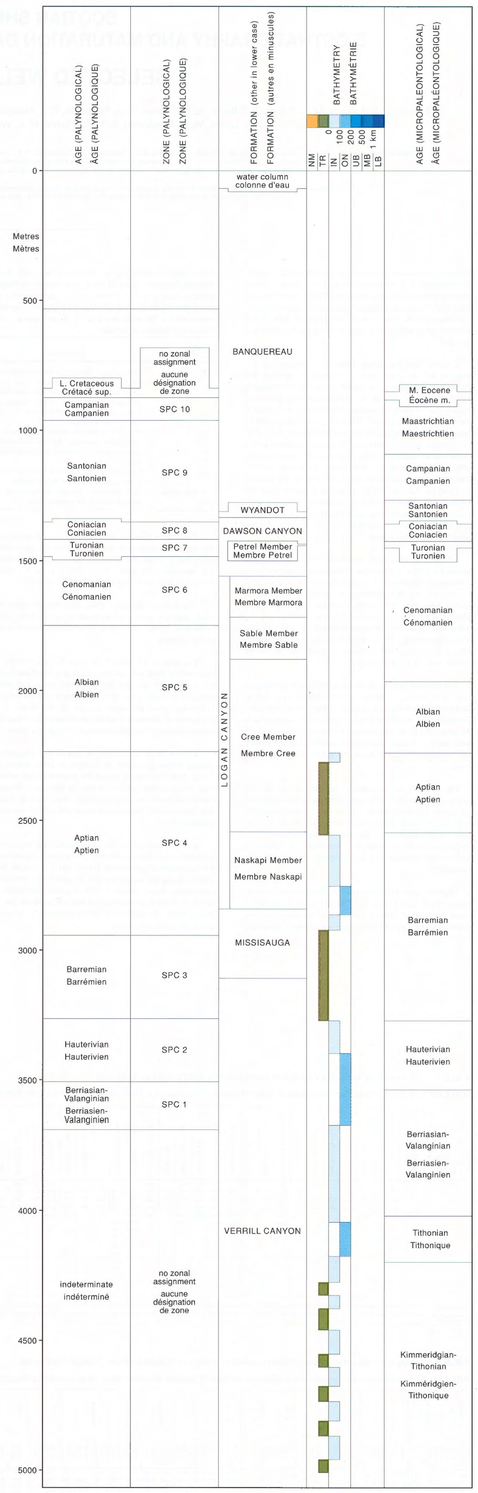


FIGURE 4. Biostratigraphic and paleobathymetric data for Alma F-67 well

FIGURE 4. Données sur la biostratigraphie et la paléobathymétrie, puits Alma F-67

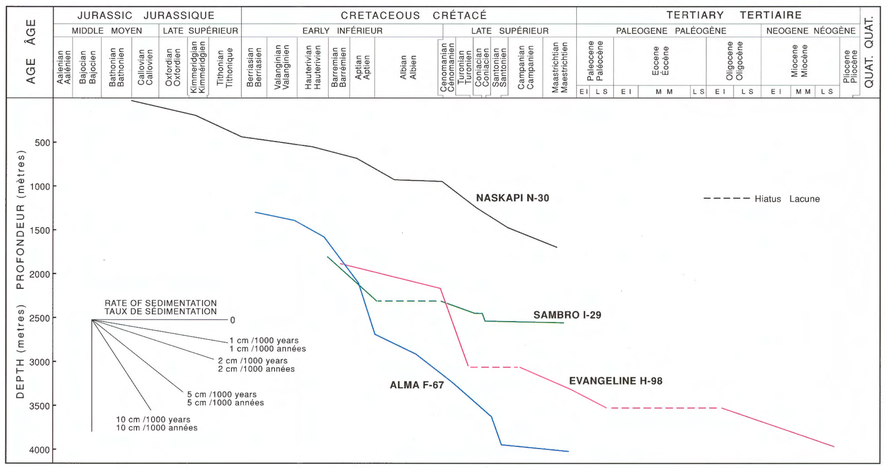


FIGURE 5. Depositional rate curves

FIGURE 5. Courbes du taux de sédimentation

SCOTIAN SHELF BIOSTRATIGRAPHY AND MATURATION DATA 5 SELECTED WELLS

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE BIOSTRATIGRAPHIE ET DONNÉES DE MATURATION 5 PUITS SÉLECTIONNÉS

Geological Survey of Canada

Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF BIOSTRATIGRAPHY AND MATURATION DATA 6 SELECTED WELLS

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE BIOSTRATIGRAPHIE ET DONNÉES DE MATURATION 6 PUITS SÉLECTIONNÉS

P. Ascoli, M. P. Avery, M. S. Barss, J. P. Bujak, E. H. Davies, R. A. Fensome, P. A. Hacquebard, J. K. Lentin, W. C. MacMillan, J. A. Wade, and G. L. Williams

Recommended citation: Ascoli, P., Avery, M. P., Barss, M. S., Bujak, J. P., Davies, E. H., Fensome, R. A., Hacquebard, P. A., Lentin, J. K., MacMillan, W. C., Wade, J. A., and Williams, G. L., 1991: Biostratigraphy and maturation data 6: selected wells; in East Coast Basin Atlas Series: Scotian Shelf, Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p. 37.

Additional copies of this map may be obtained from the Geological Survey of Canada, Atlantic Geoscience Centre, P. O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2 Canada (Ph: 902-426-2773; FAX: 902-426-4266).

P. Ascoli, M. P. Avery, M. S. Barss, J. P. Bujak, E. H. Davies, R. A. Fensome, P. A. Hacquebard, J. K. Lentin, W. C. MacMillan, J. A. Wade, et G. L. Williams

Notation bibliographique conseillée: Ascoli, P., Avery, M. P., Barss, M. S., Bujak, J. P., Davies, E. H., Fensome, R. A., Hacquebard, P. A., Lentin, J. K., MacMillan, W. C., Wade, J. A., et Williams, G. L., 1991: Biostratigraphie et données de maturation 6: puits sélectionnés; dans Série des atlas des bassins de la côte Est: plate-forme Néo-Écossaise; Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada, p. 37.

Des copies supplémentaires de la carte peuvent être obtenues auprès de la Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de l'Atlantique, case postale 1006, Dartmouth (Nouvelle-Écosse) B2Y 4A2 Canada tél (902) 426-2773, facsimilé (902) 426-4266.

Figures 1-3 show plots of biostratigraphic, paleoenvironmental and maturation data in three wells. These wells are Cohasset D-42, Cree E-35, and Onondaga E-84. They are arranged approximately west to east. It is important to note that a full range of data is not available for all wells and all columns may not be present in each plot.

Depths from the rotary table are indicated at the extreme left in each plot. Calibration against the international standard ages, as determined by palynology, is shown in column 1 and, as determined micropaleontologically (i.e. by inorganic-walled microfossils), in column 9. The ages shown in column 1 follow the scheme proposed by Harland et al. (1982) except that the Portlandian is used as the youngest Jurassic age since the best comparison for the Scotian Shelf Late Jurassic palynological zones is with coeval British zones for which the Portlandian age is employed. The ages shown in column 9 follow the scheme proposed by Palmer (1983). Columns 2 and 8 show the alphanumeric codes for the palynological and micropalentological zones, respectively; see Tables 1-5 on map sheet Biostratigraphy and Maturation 1 (this volume) for an explanation of these codes.

Lithostratigraphic units are shown in column 3. The downwell variation in proportion of the various kerogen types is shown in column 4 (A = amorphogen, P = phyrogen, H = hylogen and M = melanogen). Column 5 shows the thermal alteration index (TAI). Column 6 shows vitrinite reflectance values. Column 7 shows bathymetry as determined from the micropaleontological assemblages (NM = nonmarine, TR = terrestrial, IN = inner neritic, ON = outer neritic, UB = upper bathyal, MB = middle bathyal and LB = lower bathyal).

The sources of information are as follows: palynological ages and zones - Barss et al. (1979) and Lentin International Biostratigraphic Limited (1988); lithostratigraphic information - J. A. Wade (unpublished data); kerogen and TAI data - Barss et al. (1980); vitrinite reflectance - M. P. Avery and P. A. Hacquebard (unpublished data); bathymetry and micropaleontological ages and zones (Ascoli, 1988; 1990).

Figure 4 shows depositional rate curves for the three wells as assessed from biostratigraphic data. The horizontal age scale follows Palmer (1983); the vertical scale is thickness of accumulated sediment. The slope of each curve is proportional to the rate of sedimentation and compactional effects were not modelled. A horizontal dashed line indicates that no sediment of that age was observed.

REFERENCES

Ascoli, P.
1988: Mesozoic-Cenozoic foraminiferal, ostracod and calpionellid zonation of the north Atlantic margin of North America: Georges Bank - Scotian basins and northeastern Grand Banks (Jeanne d'Arc, Carson and Flemish Pass basins). Biostratigraphic correlation of 51 wells; Geological Survey of Canada, Open File 1791, 41 p.
1990: Foraminiferal, ostracod and calpionellid zonation and correlation of 42 selected wells from the North Atlantic margin of North America; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 38, no. 4, p. 485-492.

Barss, M. S., Bujak, J. P., Wade, J. A., and Williams, G. L.
1980: Age, stratigraphy, organic matter type and colour, and hydrocarbon occurrences in 47 wells, offshore eastern Canada; Geological Survey of Canada, Open File 714, 58 p.

Barss, M. S., Bujak, J. P., and Williams, G. L.
1979: Palynological zonation and correlation of sixty-seven wells, eastern Canada; Geological Survey of Canada, Paper 78-24, 118 p.

Harland, W. B., Cox, A. V., Llewellyn, P. G., Pickton, C. A. G., Smith, A. G., and Walters, R.
1982: A Geologic Time Scale; Cambridge University Press, Cambridge, England, 131 p.

Lentin International Biostratigraphic Limited
1988: Biostratigraphy and maturation studies of the Scotian Shelf: parts 1-5; Geological Survey of Canada, Open Files 1852 to 1856.

Palmer, A. R.
1983: The Decade of North American Geology 1983 Geologic Time Scale; Geology, v. 11, no. 9, p. 503-504.

□

Des diagrammes de données biostratigraphiques, paléoenvironnementales et sur la maturation recueillies dans 3 puits sont présentés aux figures 1 à 3. Il s'agit des puits Cohasset D-42, Cree E-35 et Onondaga E-84. Les puits sont approximativement disposés de l'ouest vers l'est. Il est important de signaler que l'ensemble des données n'est pas disponible dans tous les puits et que certaines colonnes peuvent ne pas être présentes sur chaque diagramme.

Les profondeurs sous la table de rotation sont indiquées à l'extrémité gauche de chaque diagramme. Des corrélations avec les âges internationaux standard d'après les données palynologiques sont présentées à la colonne 1 et d'après les données micropaléontologiques (c'est-à-dire d'après les microfossiles à parois inorganiques) à la colonne 9. Les âges indiqués à la colonne 1 respectent l'ordre proposé par Harland et al. (1982) à l'exception du fait que le Portlandien est utilisé comme le plus jeune âge du Jurassique puisque la meilleure corrélation des zones palynologiques du Jurassique tardif de la plate-forme Néo-Écossaise est obtenue avec les zones britanniques qui leur sont contemporaines et pour lesquelles le Portlandien est utilisé. Les âges indiqués à la colonne 9 respectent l'ordre proposé par Palmer (1983). Les codes alphanumériques des zones palynologiques et micropaléontologiques sont respectivement présentés aux colonnes 2 et 8; ces codes sont expliqués aux tableaux 1 à 5 de la carte Biostratigraphie et données de maturation 1 (dans le présent volume).

Les unités lithostratigraphiques sont indiquées à la colonne 3. La variation de la proportion des divers types de kérogène en fonction de la profondeur dans les puits est indiquée à la colonne 4 (A = amorphogène, P = phyrogène, H = hylogène et M = mélanogène). L'indice d'altération thermique (IAT) est présenté à la colonne 5. Les valeurs de la réflectance de la vitrinite sont indiquées à la colonne 6. La bathymétrie, déterminée d'après les associations micropaléontologiques (NM = non marin, TR = terrestre, IN = néritique interne, ON = néritique externe, UB = bathyal supérieur, MB = mésobathyal et LB = bathyal inférieur), est présentée à la colonne 7.

Les sources d'information sont les suivantes: âges et zones palynologiques - Barss et al. (1979) et Lentin International Biostratigraphic Limited (1988); renseignements lithostratigraphiques - J. A. Wade (données inédites); données sur le kérogène et l'IAT - Barss et al. (1980); réflectance de la vitrinite - M. P. Avery et P. A. Hacquebard (données inédites; bathymétrie ainsi que les âges et zones micropaléontologiques - Ascoli (1988, 1990).

Des courbes des taux de sédimentation des trois puits, évalués d'après les données biostratigraphiques, sont présentées à la fig. 4. L'échelle horizontale des âges est celle proposée par Palmer (1983); l'échelle verticale est celle de l'épaisseur des sédiments accumulés. La pente de chaque courbe est proportionnelle au taux de sédimentation et il n'a pas été tenu compte des effets de la compaction. Un trait interrompu horizontal indique qu'aucun sédiment de cet âge n'a été observé.

RÉFÉRENCES

Ascoli, P.
1988: Mesozoic-Cenozoic foraminiferal, ostracod and calpionellid zonation of the north Atlantic margin of North America: Georges Bank - Scotian basins and northeastern Grand Banks (Jeanne d'Arc, Carson and Flemish Pass basins). Biostratigraphic correlation of 51 wells; Geological Survey of Canada, Open File 1791, 41 p.
1990: Foraminiferal, ostracod and calpionellid zonation and correlation of 42 selected wells from the North Atlantic margin of North America; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 38, no. 4, p. 485-492.

Barss, M. S., Bujak, J. P., Wade, J. A., et Williams, G. L.
1980: Age, stratigraphy, organic matter type and colour, and hydrocarbon occurrences in 47 wells, offshore eastern Canada; Geological Survey of Canada, Open File 714, 58 p.

Barss, M. S., Bujak, J. P., et Williams, G. L.
1979: Palynological zonation and correlation of sixty-seven wells, eastern Canada; Geological Survey of Canada, Paper 78-24, 118 p.

Harland, W. B., Cox, A. V., Llewellyn, P. G., Pickton, C. A. G., Smith, A. G., et Walters, R.
1982: A Geologic Time Scale; Cambridge University Press, Cambridge, England, 131 p.

Lentin International Biostratigraphic Limited
1988: Biostratigraphy and maturation studies of the Scotian Shelf: parts 1-5; Geological Survey of Canada, Open Files 1852 to 1856.

Palmer, A. R.
1983: The Decade of North American Geology 1983 Geologic Time Scale; Geology, v. 11, no. 9, p. 503-504.

□

COHASSET D-42

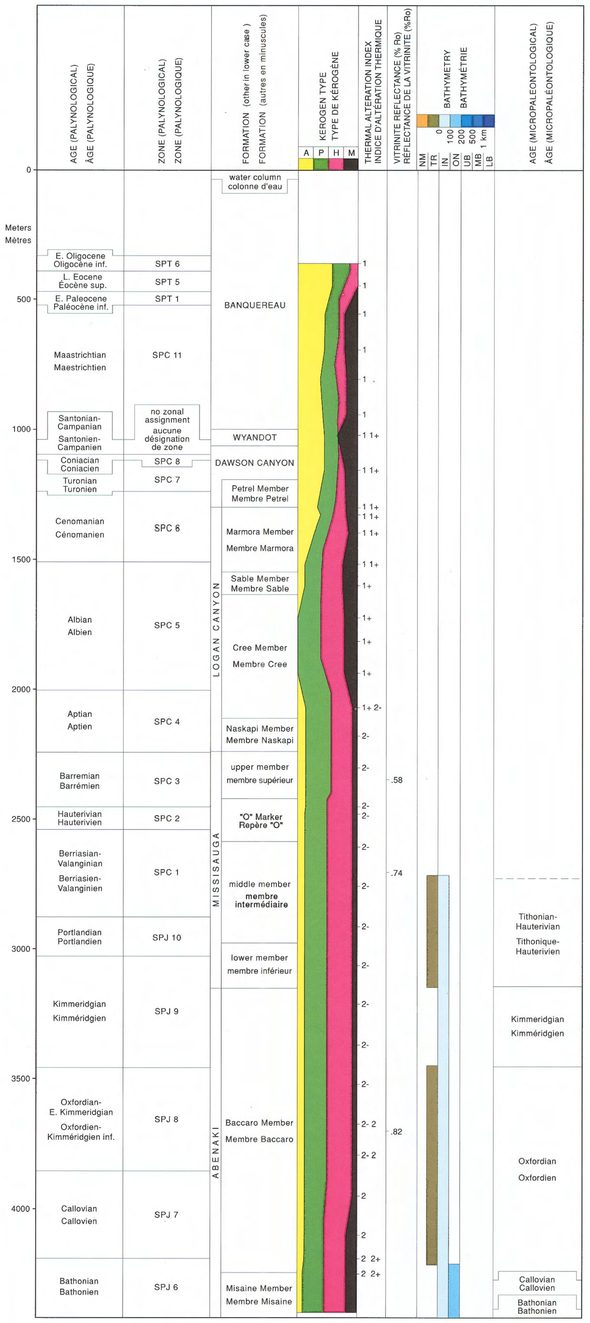


FIGURE 1. Biostratigraphic, paleobathymetric and maturation data for Cohasset D-42 well

FIGURE 1. Données sur la biostratigraphie, la paléobathymétrie et la maturation, puits Cohasset D-42

CREE E-35

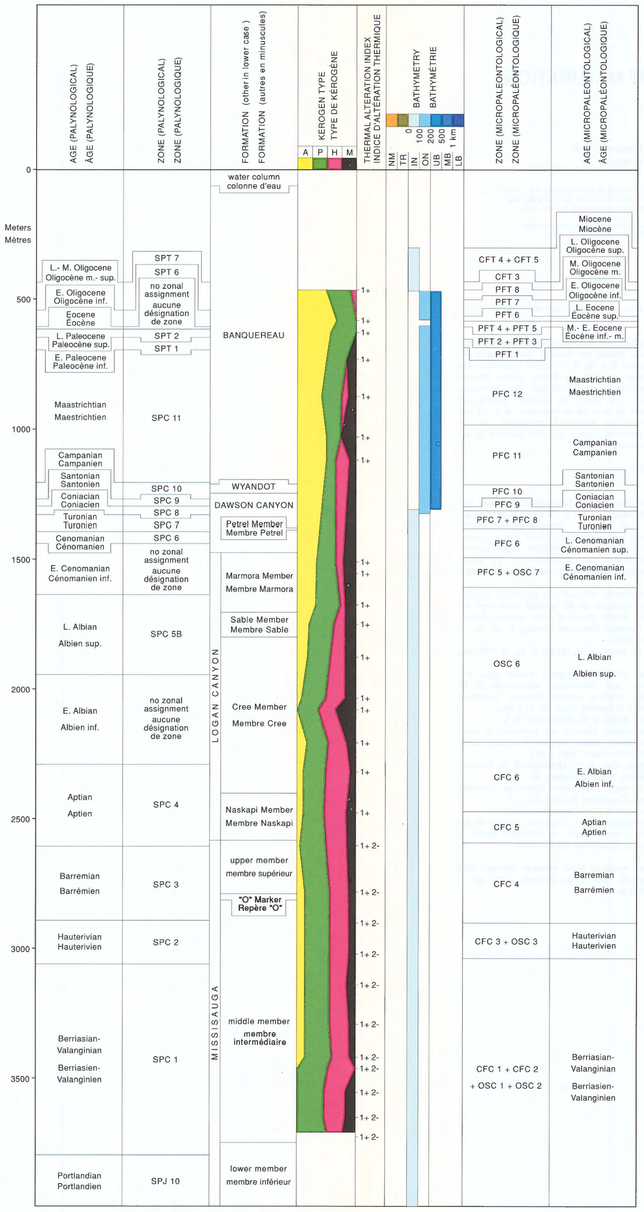


FIGURE 2. Biostratigraphic, paleobathymetric and maturation data for Cree E-35 well

FIGURE 2. Données sur la biostratigraphie, la paléobathymétrie et la maturation, puits Cree E-35

ONONDAGA E-84

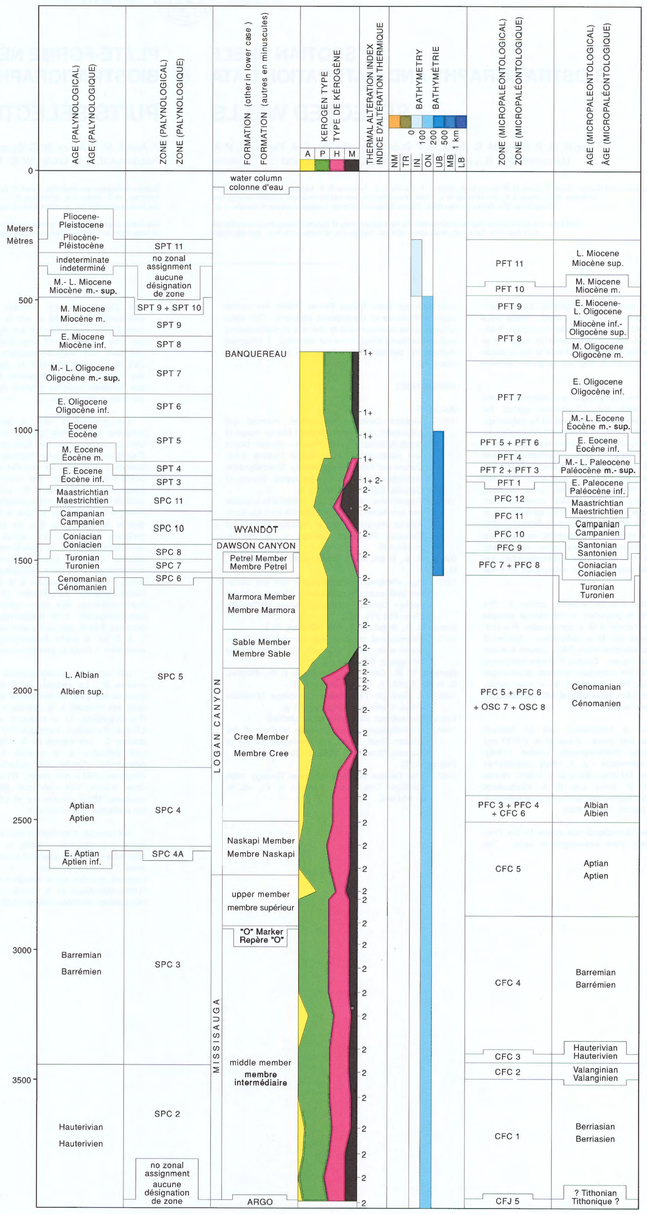


FIGURE 3. Biostratigraphic, paleobathymetric and maturation data for Onondaga E-84 well

FIGURE 3. Données sur la biostratigraphie, la paléobathymétrie et la maturation, puits Onondaga E-84

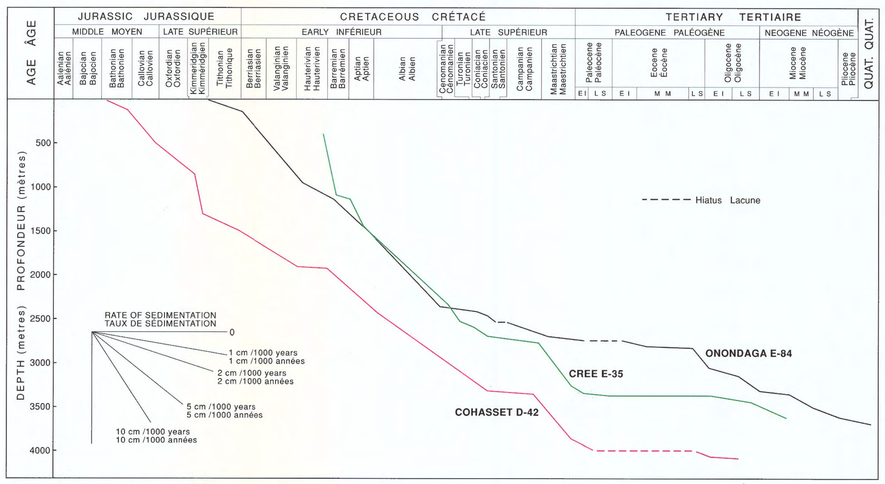
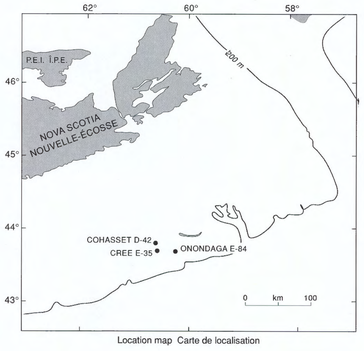


FIGURE 4. Depositional rate curves

FIGURE 4. Courbes du taux de sédimentation



Location map Carte de localisation

SCOTIAN SHELF BIOSTRATIGRAPHY AND MATURATION DATA SELECTED WELLS

6

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE BIOSTRATIGRAPHIE ET DONNÉES DE MATURATION PUITS SÉLECTIONNÉS

Geological Survey of Canada

Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF BIOSTRATIGRAPHY AND MATURATION DATA 7 SELECTED WELLS

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE BIOSTRATIGRAPHIE ET DONNÉES DE MATURATION 7 PUITS SÉLECTIONNÉS

P. Ascoli, M. P. Avery, M. S. Barss, J. P. Bujak, E. H. Davies, R. A. Fensome, P. A. Hacquebard, J. K. Lentin, W. C. MacMillan, J. A. Wade, and G. L. Williams

P. Ascoli, M. P. Avery, M. S. Barss, J. P. Bujak, E. H. Davies, R. A. Fensome, P. A. Hacquebard, J. K. Lentin, W. C. MacMillan, J. A. Wade, et G. L. Williams

Recommended citation: Ascoli, P., Avery, M. P., Barss, M. S., Bujak, J. P., Davies, E. H., Fensome, R. A., Hacquebard, P. A., Lentin, J. K., MacMillan, W. C., Wade, J. A., and Williams, G. L., 1991: Biostratigraphy and maturation data 7: selected wells; in East Coast Basin Atlas Series: Scotian Shelf; Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p. 39.

Additional copies of this map may be obtained from the Geological Survey of Canada, Atlantic Geoscience Centre, P. O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2 Canada (Ph: 902-426-2773; FAX: 902-426-4266).

Notation bibliographique conseillée: Ascoli, P., Avery, M. P., Barss, M. S., Bujak, J. P., Davies, E. H., Fensome, R. A., Hacquebard, P. A., Lentin, J. K., MacMillan, W. C., Wade, J. A., et Williams, G. L., 1991: Biostratigraphie et données de maturation 7: puits sélectionnés; dans Série des atlas des bassins de la côte Est: plate-forme Néo-Écossaise; Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada, p. 39.

Des copies supplémentaires de la carte peuvent être obtenues auprès de la Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de l'Atlantique, case postale 1006, Dartmouth (Nouvelle-Écosse) B2Y 4A2 Canada tél (902) 426-2773, facsimilé (902) 426-4266.

Figures 1-4 show plots of biostratigraphic, paleoenvironmental and maturation data in four wells. These wells are Penobscot L-30, Sable Island C-67, Venture D-23, and Chebucto K-90. They are arranged approximately west to east. It is important to note that a full range of data is not available for all wells and all columns may not be present in each plot.

Depths from the rotary table are indicated at the extreme left in each plot. Calibration against the international standard ages, as determined by palynology, is shown in column 1 and, as determined micropaleontologically (i.e. by inorganic-walled micro-fossils), in column 9. The ages shown in column 1 follow the scheme proposed by Harland et al. (1982) except that the Portlandian is used as the youngest Jurassic age since the best comparison for the Scotian Shelf Late Jurassic palynological zones is with coeval British zones for which the Portlandian age is employed. The ages shown in column 9 follow the scheme proposed by Palmer (1983). Columns 2 and 8 show the alphanumeric codes for the palynological and micropalentological zones, respectively; see Tables 1-5 on map sheet Biostratigraphy and Maturation 1 (this volume) for an explanation of these codes.

Lithostratigraphic units are shown in column 3. The downwell variation in proportion of the various kerogen types is shown in column 4 (A = amorphogen, P = phyrogen, H = hylogen and M = melanogen). Column 5 shows the thermal alteration index (TAI). Column 6 shows vitrinite reflectance values. Column 7 shows bathymetry as determined from the micropaleontological assemblages (NM = nonmarine, TR = terrestrial, IN = inner neritic, ON = outer neritic, UB = upper bathyal, MB = middle bathyal and LB = lower bathyal).

The sources of information are as follows: palynological ages and zones - Barss et al. (1979) and Lentin International Biostratigraphic Limited (1988); lithostratigraphic information - J. A. Wade (unpublished data); kerogen and TAI data - Barss et al. (1980); vitrinite reflectance - M. P. Avery and P. A. Hacquebard (unpublished data); bathymetry and micropaleontological ages and zones (Ascoli, 1988; 1990).

Figure 5 shows depositional rate curves for the four wells as assessed from biostratigraphic data. The horizontal age scale follows Palmer (1983); the vertical scale is thickness of accumulated sediment. The slope of each curve is proportional to the rate of sedimentation and compactional effects were not modelled. A horizontal dashed line indicates that no sediment of that age was observed.

REFERENCES

Ascoli, P.
1988: Mesozoic-Cenozoic foraminiferal, ostracod and calpionellid zonation of the north Atlantic margin of North America: Georges Bank - Scotian basins and northeastern Grand Banks (Jeanne d'Arc, Carson and Flemish Pass basins). Biostratigraphic correlation of 51 wells; Geological Survey of Canada, Open File 1791, 41 p.
1990: Foraminiferal, ostracod and calpionellid zonation and correlation of 42 selected wells from the North Atlantic margin of North America; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 38, no. 4, p. 485-492.

Barss, M. S., Bujak, J. P., Wade, J. A., and Williams, G. L.
1980: Age, stratigraphy, organic matter type and colour, and hydrocarbon occurrences in 47 wells, offshore eastern Canada; Geological Survey of Canada, Open File 714, 58 p.

Barss, M. S., Bujak, J. P., and Williams, G. L.
1979: Palynological zonation and correlation of sixty-seven wells, eastern Canada; Geological Survey of Canada, Paper 78-24, 118 p.

Harland, W. B., Cox, A. V., Llewellyn, P. G., Pickton, C. A. G., Smith, A. G., and Walters, R.
1982: A Geologic Time Scale; Cambridge University Press, Cambridge, England, 131 p.

Lentin International Biostratigraphic Limited
1988: Biostratigraphy and maturation studies of the Scotian Shelf: parts 1-5; Geological Survey of Canada, Open Files 1852 to 1856.

Palmer, A. R.
1983: The Decade of North American Geology 1983 Geologic Time Scale; Geology, v. 11, no. 9, p. 503-504.

□

Des diagrammes de données biostratigraphiques, paléoenvironnementales et sur la maturation recueillies dans 4 puits sont présentés aux figures 1 à 4. Il s'agit des puits Penobscot L-30, Sable Island C-67, Venture D-23 et Chebucto K-90. Les puits sont approximativement disposés de l'ouest vers l'est. Il est important de signaler que l'ensemble des données n'est pas disponible dans tous les puits et que certaines colonnes peuvent ne pas être présentes sur chaque diagramme.

Les profondeurs sous la table de rotation sont indiquées à l'extrémité gauche de chaque diagramme. Des corrélations avec les âges internationaux standard d'après les données palynologiques sont présentées à la colonne 1 et d'après les données micropaléontologiques (c'est-à-dire d'après les microfossiles à parois inorganiques) à la colonne 9. Les âges indiqués à la colonne 1 respectent l'ordre proposé par Harland et al. (1982) à l'exception du fait que le Portlandien est utilisé comme le plus jeune âge du Jurassique puisque la meilleure corrélation des zones palynologiques du Jurassique tardif de la plate-forme Néo-Écossaise est obtenue avec les zones britanniques qui leur sont contemporaines et pour lesquelles le Portlandien est utilisé. Les âges indiqués à la colonne 9 respectent l'ordre proposé par Palmer (1983). Les codes alphanumériques des zones palynologiques et micropaléontologiques sont respectivement présentés aux colonnes 2 et 8; ces codes sont expliqués aux tableaux 1 à 5 de la carte Biostratigraphie et données de maturation 1 (dans le présent volume).

Les unités lithostratigraphiques sont indiquées à la colonne 3. La variation de la proportion des divers types de kérogène en fonction de la profondeur dans les puits est indiquée à la colonne 4 (A = amorphogène, P = phyrogène, H = hylogène et M = mélanogène). L'indice d'altération thermique (IAT) est présenté à la colonne 5. Les valeurs de la réflectance de la vitrinite sont indiquées à la colonne 6. La bathymétrie, déterminée d'après les associations micropaléontologiques (NM = non marin, TR = terrestre, IN = néritique interne, ON = néritique externe, UB = bathyal supérieur, MB = mésobathyal et LB = bathyal inférieur), est présentée à la colonne 7.

Les sources d'information sont les suivantes : âges et zones palynologiques - Barss et al. (1979) et Lentin International Biostratigraphic Limited (1988); renseignements lithostratigraphiques - J. A. Wade (données inédites); données sur le kérogène et l'IAT - Barss et al. (1980); réflectance de la vitrinite - M. P. Avery et P. A. Hacquebard (données inédites; bathymétrie ainsi que les âges et zones micropaléontologiques - Ascoli (1988, 1990).

Des courbes des taux de sédimentation des quatre puits, évalués d'après les données biostratigraphiques, sont présentées à la fig. 5. L'échelle horizontale des âges est celle proposée par Palmer (1983); l'échelle verticale est celle de l'épaisseur des sédiments accumulés. La pente de chaque courbe est proportionnelle au taux de sédimentation et il n'a pas été tenu compte des effets de la compaction. Un trait interrompu horizontal indique qu'aucun sédiment de cet âge n'a été observé.

RÉFÉRENCES

Ascoli, P.
1988: Mesozoic-Cenozoic foraminiferal, ostracod and calpionellid zonation of the north Atlantic margin of North America: Georges Bank - Scotian basins and northeastern Grand Banks (Jeanne d'Arc, Carson and Flemish Pass basins). Biostratigraphic correlation of 51 wells; Geological Survey of Canada, Open File 1791, 41 p.
1990: Foraminiferal, ostracod and calpionellid zonation and correlation of 42 selected wells from the North Atlantic margin of North America; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 38, no. 4, p. 485-492.

Barss, M. S., Bujak, J. P., Wade, J. A., et Williams, G. L.
1980: Age, stratigraphy, organic matter type and colour, and hydrocarbon occurrences in 47 wells, offshore eastern Canada; Geological Survey of Canada, Open File 714, 58 p.

Barss, M. S., Bujak, J. P., et Williams, G. L.
1979: Palynological zonation and correlation of sixty-seven wells, eastern Canada; Geological Survey of Canada, Paper 78-24, 118 p.

Harland, W. B., Cox, A. V., Llewellyn, P. G., Pickton, C. A. G., Smith, A. G., et Walters, R.
1982: A Geologic Time Scale; Cambridge University Press, Cambridge, England, 131 p.

Lentin International Biostratigraphic Limited
1988: Biostratigraphy and maturation studies of the Scotian Shelf: parts 1-5; Geological Survey of Canada, Open Files 1852 to 1856.

Palmer, A. R.
1983: The Decade of North American Geology 1983 Geologic Time Scale; Geology, v. 11, no. 9, p. 503-504.

□

PENOBSCOT L-30

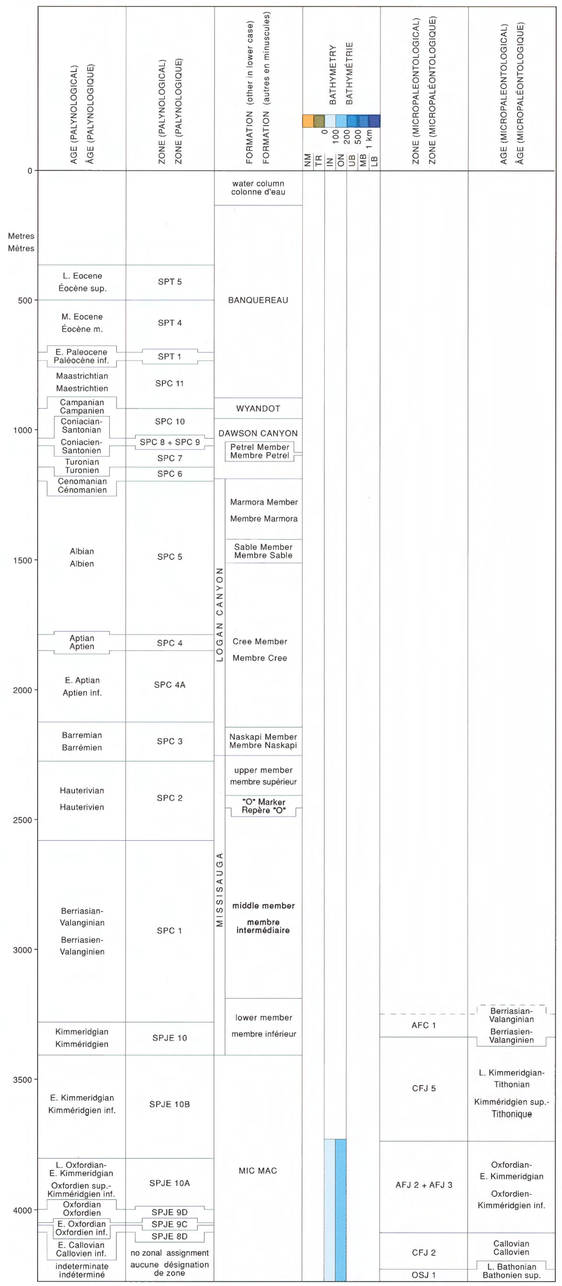
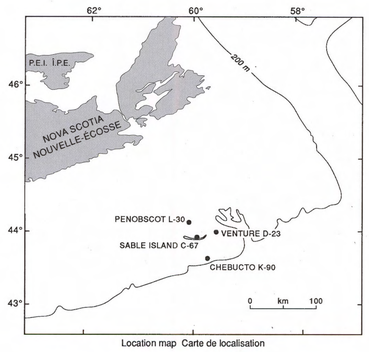


FIGURE 1. Biostratigraphic and paleobathymetric data, Penobscot L-30

FIGURE 1. Données sur la biostratigraphie et la paléobathymétrie, puits Penobscot L-30



Location map Carte de localisation

SABLE ISLAND C-67

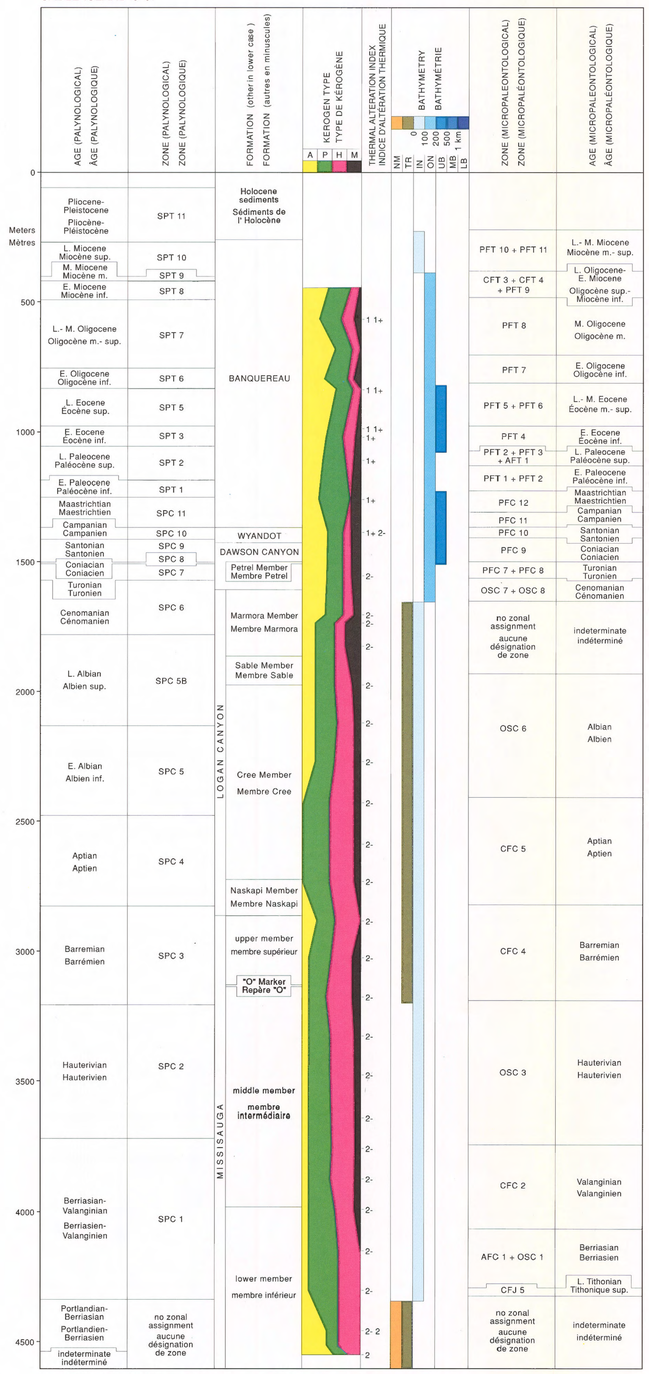


FIGURE 2. Biostratigraphic, paleobathymetric and maturation data, Sable Island C-67

FIGURE 2. Données sur la biostratigraphie, la paléobathymétrie et la maturation, puits Sable Island C-67

VENTURE D-23

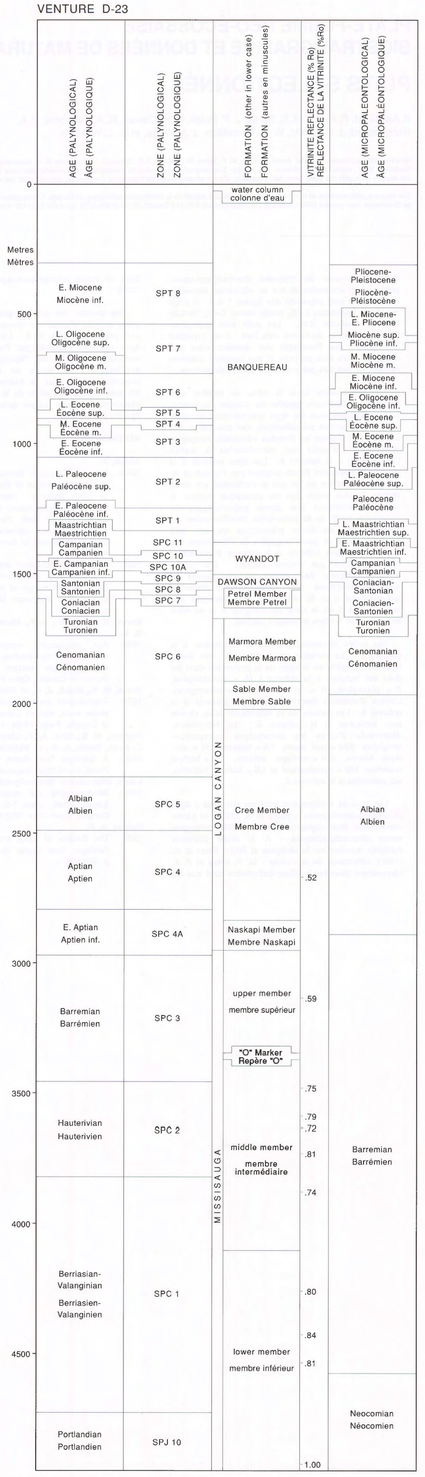


FIGURE 3. Biostratigraphic and maturation data, Venture D-23

FIGURE 3. Données sur la biostratigraphie et la maturation, puits Venture D-23

CHEBUCTO K-90

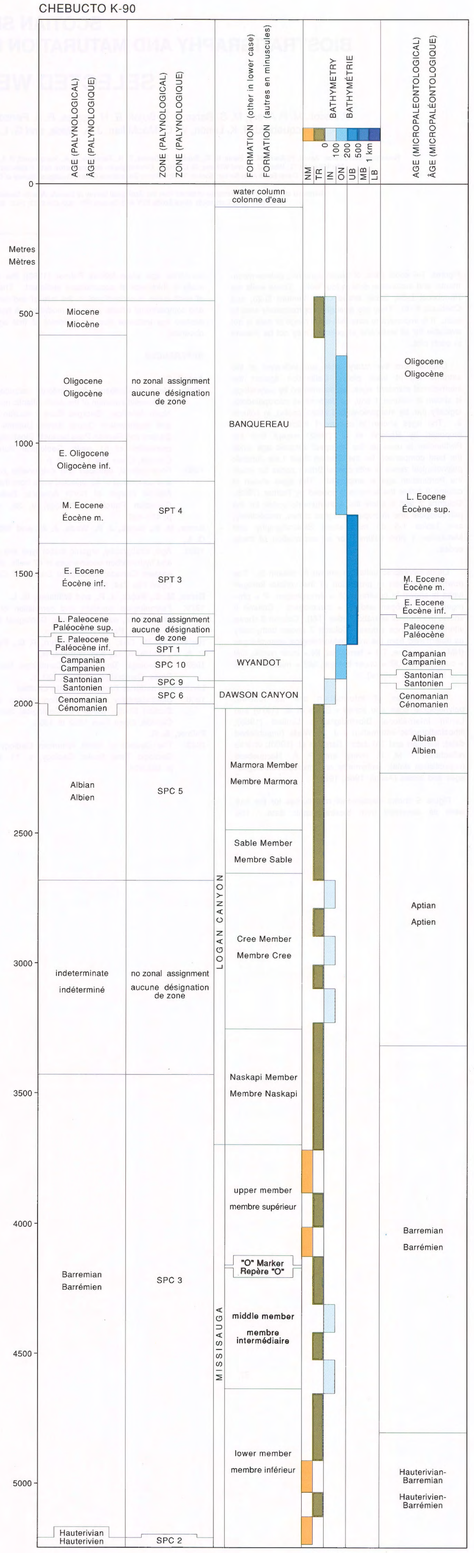


FIGURE 4. Biostratigraphic and paleobathymetric data, Chebucto K-90

FIGURE 4. Données sur la biostratigraphie et la paléobathymétrie, puits Chebucto K-90

SCOTIAN SHELF BIOSTRATIGRAPHY AND MATURATION DATA SELECTED WELLS

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE BIOSTRATIGRAPHIE ET DONNÉES DE MATURATION PUITS SÉLECTIONNÉS

Canada
Geological Survey of Canada
Commission géologique du Canada

Geological Survey of Canada

Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF BIOSTRATIGRAPHY AND MATURATION DATA 8 SELECTED WELLS

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE BIOSTRATIGRAPHIE ET DONNÉES DE MATURATION 8 PUITS SÉLECTIONNÉS

P. Ascoli, M. P. Avery, M. S. Barss, J. P. Bujak, E. H. Davies, R. A. Fensome, P. A. Hacquebard, J. K. Lentin, W. C. MacMillan, J. A. Wade, and G. L. Williams

Recommended citation: Ascoli, P., Avery, M. P., Barss, M. S., Bujak, J. P., Davies, E. H., Fensome, R. A., Hacquebard, P. A., Lentin, J. K., MacMillan, W. C., Wade, J. A., and Williams, G. L., 1991: Biostratigraphy and maturation data 8: selected wells; in East Coast Basin Atlas Series: Scotian Shelf; Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p. 41.

Additional copies of this map may be obtained from the Geological Survey of Canada, Atlantic Geoscience Centre, P. O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2 Canada (Ph: 902-426-2773; FAX: 902-426-4266).

P. Ascoli, M. P. Avery, M. S. Barss, J. P. Bujak, E. H. Davies, R. A. Fensome, P. A. Hacquebard, J. K. Lentin, W. C. MacMillan, J. A. Wade, et G. L. Williams

Notation bibliographique conseillée: Ascoli, P., Avery, M. P., Barss, M. S., Bujak, J. P., Davies, E. H., Fensome, R. A., Hacquebard, P. A., Lentin, J. K., MacMillan, W. C., Wade, J. A., et Williams, G. L., 1991: Biostratigraphie et données de maturation 8: puits sélectionnés; dans Série des atlas des bassins de la côte Est: plate-forme Néo-Écossaise; Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada, p. 41.

Des copies supplémentaires de la carte peuvent être obtenues auprès de la Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de l'Atlantique, case postale 1006, Dartmouth (Nouvelle-Écosse) B2Y 4A2 Canada tél (902) 426-2773, facsimilé (902) 426-4266.

Figures 1-4 show plots of biostratigraphic, paleoenvironmental and maturation data in four wells. These wells are Mic Mac J-77, Sauk A-57, Louisbourg J-47, and South Griffin J-13. They are arranged approximately west to east. It is important to note that a full range of data is not available for all wells and all columns may not be present in each plot.

Depths from the rotary table are indicated at the extreme left in each plot. Calibration against the international standard ages, as determined by palynology, is shown in column 1 and, as determined microplaeontologically (i.e. by inorganic-walled microfossils), in column 9. The ages shown in column 1 follow the scheme proposed by Harland et al. (1982) except that the Portlandian is used as the youngest Jurassic age since the best comparison for the Scotian Shelf Late Jurassic palynological zones is with coeval British zones for which the Portlandian age is employed. The ages shown in column 9 follow the scheme proposed by Palmer (1983). Columns 2 and 8 show the alphanumeric codes for the palynological and micropalentological zones, respectively; see Tables 1-5 on map sheet Biostratigraphy and Maturation 1 (this volume) for an explanation of these codes.

Lithostratigraphic units are shown in column 3. The downwell variation in proportion of the various kerogen types is shown in column 4 (A = amorphogen, P = phyrogen, H = hylogen and M = melanogen). Column 5 shows the thermal alteration index (TAI). Column 6 shows vitrinite reflectance values. Column 7 shows bathymetry as determined from the micropaleontological assemblages (NM = nonmarine, TR = terrestrial, IN = inner neritic, ON = outer neritic, UB = upper bathyal, MB = middle bathyal and LB = lower bathyal).

The sources of information are as follows: palynological ages and zones - Barss et al. (1979) and Lentin International Biostratigraphic Limited (1988); lithostratigraphic information - J. A. Wade (unpublished data); kerogen and TAI data - Barss et al. (1980); vitrinite reflectance - M. P. Avery and P. A. Hacquebard (unpublished data); bathymetry and micropaleontological ages and zones (Ascoli, 1988; 1990).

Figure 5 shows depositional rate curves for the four wells as assessed from biostratigraphic data. The horizontal age scale follows Palmer (1983); the vertical scale is thickness of accumulated sediment. The slope of each curve is proportional to the rate of sedimentation and compactional effects were not modelled. A horizontal dashed line indicates that no sediment of that age was observed.

REFERENCES

Ascoli, P.
1988: Mesozoic-Cenozoic foraminiferal, ostracod and calpionellid zonation of the north Atlantic margin of North America: Georges Bank - Scotian basins and northeastern Grand Banks (Jeanne d'Arc, Carson and Flemish Pass basins). Biostratigraphic correlation of 51 wells; Geological Survey of Canada, Open File 1791, 41 p.
1990: Foraminiferal, ostracod and calpionellid zonation and correlation of 42 selected wells from the North Atlantic margin of North America; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 38, no. 4, p. 485-492.

Barss, M. S., Bujak, J. P., Wade, J. A., and Williams, G. L.
1980: Age, stratigraphy, organic matter type and colour, and hydrocarbon occurrences in 47 wells, offshore eastern Canada; Geological Survey of Canada, Open File 714, 58 p.

Barss, M. S., Bujak, J. P., and Williams, G. L.
1979: Palynological zonation and correlation of sixty-seven wells, eastern Canada; Geological Survey of Canada, Paper 78-24, 118 p.

Harland, W. B., Cox, A. V., Llewellyn, P. G., Pickton, C. A. G., Smith, A. G., and Walters, R.
1982: A Geologic Time Scale; Cambridge University Press, Cambridge, England, 131 p.

Lentin International Biostratigraphic Limited
1988: Biostratigraphy and maturation studies of the Scotian Shelf: parts 1-5; Geological Survey of Canada, Open Files 1852 to 1856.

Palmer, A. R.
1983: The Decade of North American Geology 1983 Geologic Time Scale; Geology, v. 11, no. 9, p. 503-504.

□

Des diagrammes de données biostratigraphiques, paléoenvironnementales et sur la maturation recueillies dans 4 puits sont présentés aux figures 1 à 4. Il s'agit des puits Mic Mac J-77, Sauk A-57, Louisbourg J-47 et South Griffin J-13. Les puits sont approximativement disposés de l'ouest vers l'est. Il est important de signaler que l'ensemble des données n'est pas disponible dans tous les puits et que certaines colonnes peuvent ne pas être présentes sur chaque diagramme.

Les profondeurs sous la table de rotation sont indiquées à l'extrémité gauche de chaque diagramme. Des corrélations avec les âges internationaux standard d'après les données palynologiques sont présentées à la colonne 1 et d'après les données micropaléontologiques (c'est-à-dire d'après les microfossiles à parois inorganiques) à la colonne 9. Les âges indiqués à la colonne 1 respectent l'ordre proposé par Harland et al. (1982) à l'exception du fait que le Portlandien est utilisé comme le plus jeune âge du Jurassique puisque la meilleure corrélation des zones palynologiques du Jurassique tardif de la plate-forme Néo-Écossaise est obtenue avec les zones britanniques qui leur sont contemporaines et pour lesquelles le Portlandien est utilisé. Les âges indiqués à la colonne 9 respectent l'ordre proposé par Palmer (1983). Les codes alphanumériques des zones palynologiques et micropaléontologiques sont respectivement présentés aux colonnes 2 et 8; ces codes sont expliqués aux tableaux 1 à 5 de la carte Biostratigraphie et données de maturation 1 (dans le présent volume).

Les unités lithostratigraphiques sont indiquées à la colonne 3. La variation de la proportion des divers types de kérogène en fonction de la profondeur dans les puits est indiquée à la colonne 4 (A = amorphogène, P = phyrogène, H = hylogène et M = mélanogène). L'indice d'altération thermique (IAT) est présenté à la colonne 5. Les valeurs de la réflectance de la vitrinite sont indiquées à la colonne 6. La bathymétrie, déterminée d'après les associations micropaléontologiques (NM = non marin, TR = terrestre, IN = néritique interne, ON = néritique externe, UB = bathyal supérieur, MB = mésobathyal et LB = bathyal inférieur), est présentée à la colonne 7.

Les sources d'information sont les suivantes: âges et zones palynologiques - Barss et al. (1979) et Lentin International Biostratigraphic Limited (1988); renseignements lithostratigraphiques - J. A. Wade (données inédites); données sur le kérogène et l'IAT - Barss et al. (1980); réflectance de la vitrinite - M. P. Avery et P. A. Hacquebard (données inédites; bathymétrie ainsi que les âges et zones micropaléontologiques - Ascoli (1988, 1990).

Des courbes des taux de sédimentation des quatre puits, évalués d'après les données biostratigraphiques, sont présentées à la fig. 5. L'échelle horizontale des âges est celle proposée par Palmer (1983); l'échelle verticale est celle de l'épaisseur des sédiments accumulés. La pente de chaque courbe est proportionnelle au taux de sédimentation et il n'a pas été tenu compte des effets de la compaction. Un trait interrompu horizontal indique qu'aucun sédiment de cet âge n'a été observé.

RÉFÉRENCES

Ascoli, P.
1988: Mesozoic-Cenozoic foraminiferal, ostracod and calpionellid zonation of the north Atlantic margin of North America: Georges Bank - Scotian basins and northeastern Grand Banks (Jeanne d'Arc, Carson and Flemish Pass basins). Biostratigraphic correlation of 51 wells; Geological Survey of Canada, Open File 1791, 41 p.
1990: Foraminiferal, ostracod and calpionellid zonation and correlation of 42 selected wells from the North Atlantic margin of North America; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 38, no. 4, p. 485-492.

Barss, M. S., Bujak, J. P., Wade, J. A., et Williams, G. L.
1980: Age, stratigraphy, organic matter type and colour, and hydrocarbon occurrences in 47 wells, offshore eastern Canada; Geological Survey of Canada, Open File 714, 58 p.

Barss, M. S., Bujak, J. P., et Williams, G. L.
1979: Palynological zonation and correlation of sixty-seven wells, eastern Canada; Geological Survey of Canada, Paper 78-24, 118 p.

Harland, W. B., Cox, A. V., Llewellyn, P. G., Pickton, C. A. G., Smith, A. G., et Walters, R.
1982: A Geologic Time Scale; Cambridge University Press, Cambridge, England, 131 p.

Lentin International Biostratigraphic Limited
1988: Biostratigraphy and maturation studies of the Scotian Shelf: parts 1-5; Geological Survey of Canada, Open Files 1852 to 1856.

Palmer, A. R.
1983: The Decade of North American Geology 1983 Geologic Time Scale; Geology, v. 11, no. 9, p. 503-504.

□

Energy, Mines and Resources Canada | Energie, Mines et Ressources Canada

SW

NE

GLOOSCAP C-63
TD 4552m
KB 22.9 m

ONEIDA O-25
TD 4110m
KB 25.9m

DEMASCOTA G-32
TD 4672m
KB 29.9m

COHASSET L-97
TD 4872m
KB 32.9m

PENOBSCOT L-30
TD 4267m
KB 29.9m

UNIACKE G-72
TD 5735m
KB 23.4m

CITADEL H-52
TD 5666m
KB 38.3m

S. GRIFFIN J-13
TD 5911m
KB 39.6m

Sea level Niveau de la mer

Seafloor Fond marin

122m | 82m | 54m | 22m | 137m | 153m | 65m | 63m

G.R. 0 125 | Sonic Acoustique 600 0

Metres
Mètres

1000

2000

3000

4000

5000

BANQUEREAU FORMATION
FORMATION DE BANQUEREAU

WYANDOT FORMATION
FORMATION DE WYANDOT

DAWSON CANYON FORMATION
FORMATION DE DAWSON CANYON

Petrel Member
Membre de Petrel

SHORTLAND SHALE
SHALE DE SHORTLAND

MISSISAUGA FORMATION
FORMATION DE MISSISAUGA

ROSEWAY UNIT
UNITÉ ROSEWAY

Baccaro Member
Membre de Baccaro

ABENAKI FORMATION
FORMATION D'ABENAKI

Misaine Member
Membre de Misaine

Scatarie Member
Membre de Scatarie

MOHICAN FORMATION
FORMATION DE MOHICAN

GLOOSCAP VOLCANICS
ROCHES VOLCANIQUES
DE GLOOSCAP

ARGO FORMATION
FORMATION D'ARGO

VERRILL CANYON FORMATION
FORMATION DE VERRILL CANYON

Artimon Member
Membre d'Artimon

LOGAN CANYON FORMATION
FORMATION DE LOGAN CANYON

Marmora Member
Membre de Marmora

Sable Member
Membre de Sable

Cree Member
Membre de Cree

Naskapi Member
Membre de Naskapi

upper member
membre supérieur

middle member
membre moyen

lower member
membre inférieur

"O" Marker
Repère "O"

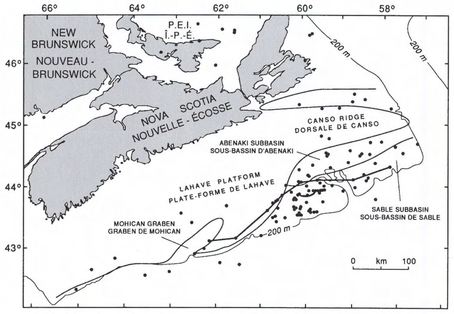
MIC MAC FORMATION
FORMATION DE MIC MAC

MOHICAN GRABEN
GRABEN DE MOHICAN

LAHAVE PLATFORM
PLATE-FORME DE LAHAVE

ABENAKI SUBBASIN
SOUS-BASSIN D'ABENAKI

SABLE SUBBASIN
SOUS-BASSIN DE SABLE



Index map with main tectonic elements and cross-section indicated; solid dots represent well locations.

Carte de localisation des principales entités tectoniques et de la coupe longitudinale; les points indiquent les emplacements des puits.

LEGEND LÉGENDE

Sandstone Grès	Dolostone Dolomie	Log scale shift Changement de l'échelle d'enregistrement S	TESTS ESSAIS
Siltstone	Evaporites Évaporites	Gas well / Gas show Puits de gaz / Indice de gaz	Gas Gaz
Shale	Volcanics Roches volcaniques	Oil and gas show Indice de pétrole et de gaz	Oil Pétrole
Limestone Calcaire	No data Pas de données	Dry and abondoned Sec et abandonné	Gas and condensate Gaz et condensat
			Self potential Polarisation spontanée P

Total depth
Profondeur totale TD

Kelly bushing
Table de rotation KB

Gamma ray
Rayons gamma GR

VERTICAL SCALE 1:10 000
ÉCHELLE VERTICALE 1/10 000

NO HORIZONTAL SCALE
PAS D'ÉCHELLE HORIZONTALE

SCOTIAN SHELF LITHOSTRATIGRAPHY 1 SOUTHWEST-NORTHEAST STRIKE SECTION

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE LITHOSTRATIGRAPHIE 1 COUPE LONGITUDINALE SUD-EST-NORD-EST

Canada

Geological Survey of Canada | Commission géologique du Canada

Geological Survey of Canada

Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF BIOSTRATIGRAPHY AND MATURATION DATA 9

KEROGEN-TYPE PLOTS

M. S. Barss, J. P. Bujak, J. K. Lentin, G. L. Williams, and W. C. MacMillan

Recommended citation: Barss, M. S., Bujak, J. P., Lentin, J. K., Williams, G. L., and MacMillan, W. C., 1991: Biostratigraphy and maturation data 9: kerogen-type plots; in East Coast Basin Atlas Series: Scotian Shelf; Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p. 43.

Additional copies of this map may be obtained from the Geological Survey of Canada, Atlantic Geoscience Centre, P. O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2 Canada (Ph: 902-426-2773; FAX: 902-426-4266).

The relative percentages of the four kerogen types, namely amorphogen, phyrogen, hylogen and melanogen, are depicted graphically for nine Scotian Shelf wells. The depths indicated are from the rotary table.

Amorphogen is unorganized, structureless organic material, which may be finely disseminated or coagulated into fluffy masses; it is equivalent to the amorphous kerogen of Bayliss (personal communication, Organic Maturation Symposium, American Association of Stratigraphic Palynologists, 1975 Annual Meeting, Houston, Texas, U.S.A.). Phyrogen is nonopaque recognizable plant matter that is not of a woody origin, such as plant cuticle, spores and dinoflagellate cysts; it is equivalent to the herbaceous kerogen of other authors. Hylogen includes nonopaque fibrous plant material of woody origin and is more commonly referred to as woody kerogen. Melanogen comprises all opaque organic material, and is equivalent to the coaly kerogen of other authors.

In the deeper and older sediments, the terrestrially sourced kerogen (phyrogen, hylogen and melanogen) tends to predominate over the marine-sourced kerogen (amorphogen), thus confirming the commonly held opinion that the Scotian Shelf is predominantly a gas-prone province. The kerogen analyses were first presented in Bujak et al. (1977a, b), Barss et al. (1980) and Lentin International Biostratigraphic Limited (1988).

REFERENCES

Barss, M. S., Bujak, J. P., Wade, J. A., and Williams, G. L.
1980: Age, stratigraphy, organic matter type and colour, and hydrocarbon occurrences in 47 wells, offshore eastern Canada; Geological Survey of Canada, Open File 714, 58 p.

Bujak, J. P., Barss, M. S., and Williams, G. L.
1977a: Offshore eastern Canada - part I: offshore east Canada's organic type and colour and hydrocarbon potential; The Oil and Gas Journal, v. 75, no. 14, p. 198-202.
1977b: Offshore eastern Canada - part II: organic type and colour and hydrocarbon potential; The Oil and Gas Journal, v. 75, no. 15, p. 96-100.

Lentin International Biostratigraphic Limited
1988: Biostratigraphy and maturation studies of the Scotian Shelf: parts 1-5; Geological Survey of Canada, Open Files 1852 to 1856.

□

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE BIOSTRATIGRAPHIE ET DONNÉES DE MATURATION 9

DIAGRAMMES DES TYPES DE KÉROGÈNE

M. S. Barss, J. P. Bujak, J. K. Lentin, G. L. Williams, et W. C. MacMillan

Notation bibliographique conseillée: Barss, M. S., Bujak, J. P., Lentin, J. K., Williams, G. L., et MacMillan, W. C., 1991: Biostratigraphie et données de maturation 9: diagrammes des types de kérogène; dans Série des atlas des bassins de la côte Est: plate-forme Néo-Écossaise; Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada, p. 43.

Des copies supplémentaires de la carte peuvent être obtenues auprès de la Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de l'Atlantique, case postale 1006, Dartmouth (Nouvelle-Écosse) B2Y 4A2 Canada tél (902) 426-2773, facsimilé (902) 426-4266.

Les pourcentages relatifs de quatre types de kérogène, soit l'amorphogène, le phyrogène, l'hylogène et le mélanogène, de 9 puits de la plate-forme Néo-Écossaise sont représentés de façon graphique. Les profondeurs indiquées sont mesurées à partir de la table de rotation.

L'amorphogène consiste en matériaux organiques sans structure et inorganisés qui peuvent être finement disséminés ou coagulés en masses duveteuses; il est équivalent au kérogène amorphe de Bayliss (communication personnelle, Organic Maturation Symposium, American Association of Stratigraphic Palynologists, Réunion annuelle de 1975, Houston, Texas, É.-U.). Le phyrogène comprend toute la matière végétale non opaque identifiable d'origine non ligneuse (cuticules de plantes, spores et dinokystes, etc.); il est équivalent au kérogène herbacé d'autres auteurs. L'hylogène englobe toute la matière végétale fibreuse non opaque d'origine ligneuse et est plus couramment appelé kérogène ligneux. Le mélanogène comprend toute la matière organique opaque, correspondant ainsi au kérogène houilleux d'autres auteurs.

Dans les sédiments plus profonds et plus anciens, le kérogène d'origine continentale (phyrogène, hylogène et mélanogène) a tendance à être plus abondant que le kérogène d'origine marine (amorphogène), confirmant ainsi l'opinion répandue que la plate-forme Néo-Écossaise serait surtout une province susceptible de receler du gaz. Les premières analyses de kérogène à avoir été présentées sont celles de Bujak et al. (1977a, b), Barss et al. (1980) et Lentin International Biostratigraphic Limited (1988).

RÉFÉRENCES

Barss, M. S., Bujak, J. P., Wade, J. A., et Williams, G. L.
1980: Age, stratigraphy, organic matter type and colour, and hydrocarbon occurrences in 47 wells, offshore eastern Canada; Geological Survey of Canada, Open File 714, 58 p.

Bujak, J. P., Barss, M. S., et Williams, G. L.
1977a: Offshore eastern Canada - part I: offshore east Canada's organic type and colour and hydrocarbon potential; The Oil and Gas Journal, v. 75, no. 14, p. 198-202.
1977b: Offshore eastern Canada - part II: organic type and colour and hydrocarbon potential; The Oil and Gas Journal, v. 75, no. 15, p. 96-100.

Lentin International Biostratigraphic Limited
1988: Biostratigraphy and maturation studies of the Scotian Shelf:parts 1-5; Geological Survey of Canada, Open Files 1852 to 1856.

□

Energy, Mines and Resources Canada
Energie, Mines et Ressources Canada

DEPTH (metres) PROFONDEUR (mètres)

0 500 1000 1500 2000 2500 3000 3500 4000 4500 5000

A P H M

MOHAWK B-93 (1)

AGE ÂGE

E. Oligocene Oligocène inf.
M. Eocene Éocène moyen
E. Eocene Eocène inf.
L. Paleoc. Paléoc. sup.
Campanian Campanien
Santonian Santonien
Coniacian Coniacien
Turonian Turonien
Cenomanian
Cénomanien
Aptian Aptien
Hauterivian - Barremian
Hauterivien - Barrémien
Hauterivian Hauterivien
Berriasian - Valanginian
Berriasien - Valanginien
Portlandian Portlandien
Kimmeridgian Kimméridgien
Oxfordian - E. Kimmeridgian
Oxfordien - Kimméridgien inf.
Callovian Callovien
Bathonian Bathonien
indeterminate indéterminé

FIGURE 1.

MOHICAN I-100 (2)

AGE ÂGE

Pleistocene Pléistocène
Pliocene Pliocène
L. Miocene Miocène sup.
Middle Miocene Miocène m.
Cenomanian Cénomanien
Late Albian Albien sup.
Early Albian Albien inf.
Aptian Aptien
Barremian Barrémien
Hauterivian Hauterivien
Berriasian - Valanginian
Berriasien - Valanginien
Portlandian Portlandien
Kimmeridgian Kimméridgien
E. Oxfordian - Kimmeridgian
Oxfordien inf. - Kimméridgien
Callovian Callovien
Bathonian Bathonien
Aalenian - Bajocian
Aalénien - Bajocien
late Early Jurassic
Fin du Jurassique inférieur
indeterminate indéterminé

FIGURE 2.

MOHEIDA P-15 (3)

AGE ÂGE

Late Miocene
Miocène supérieur
M. Miocene Miocène m.
E. Miocene Miocène inf.
L. Oligocene Oligocène sup.
Middle Eocene
Éocène moyen
Maastrichtian Maestrichtien
Coniacian Coniacien
Turonian Turonien
Cenomanian Cénomanien
Albian Albien
Early Aptian
Aptien inférieur
Barremian Barrémien
Hauterivian Hauterivien
Berriasian - Valanginian
Berriasien - Valanginien
Portlandian Portlandien
Oxfordian Oxfordien
Callovian Callovien
Bathonian - E. Callovian
Bathonien - Callovien inf.
Early Bathonian
Bathonien inférieur
Late Bajocian
Bajocien supérieur
Early Bajocian
Bajocien inférieur
Aalenian Aalénien
Toarcian Toarcien
L. Sinem. Siném. sup.
indeterminate indéterminé

FIGURE 3.

ONEIDA O-25 (4)

AGE ÂGE

M.- L. Miocene
Miocène m.- sup.
Early Miocene
Miocène inférieur
M.- L. Oligocene
Oligocène m.- sup.
E. Oligoc. Oligoc. inf.
Eocene Eocène
E. Paleogene Paléogène inf.
Maastrichtian Maestrichtien
Campanian Campanien
Santonian Santonien
Coniacian Coniacien
Turonian Turonien
Cenomanian Cénomanien
L. Albian Albien supérieur
Early Albian
Albien inférieur
Aptian Aptien
Barremian Barrémien
Hauterivian Hauterivien
Berriasian - Valanginian
Berriasien - Valanginien
Portlandian Portlandien
Kimmeridgian Kimméridgien
Oxfordian - E. Kimmeridgian
Oxford. - Kimméridg. inf.
Callovian Callovien
indeterminate indéterminé

FIGURE 4.

OJIBWA E-07 (5)

AGE ÂGE

Maastrichtian Maestrichtien
Campanian Campanien
Santonian Santonien
Coniacian Coniacien
Cenomanian Cénomanien
Albian Albien
Aptian Aptien
early Aptian Aptien inf.
Barremian - early Aptian
Barrémien - Aptien inf.
Barremian Barrémien
Neocomian Néocomien
Portlandian Portlandien
Kimmeridgian Kimméridgien
Oxfordian - e. Kimmeridgian
Oxfordien - Kimméridgien inf.
Callovian Callovien

FIGURE 5.

DEMASCOTA G-32 (6)

AGE ÂGE

Not analyzed
Non analysé
Berriasian - Valanginian
Berriasien - Valanginien
Tithonian Tithonique
Kimmeridgian Kimméridgien

FIGURE 6.

MARMORA C-34 (7)

AGE ÂGE

Not analyzed
Non analysé

FIGURE 7.

THEBAUD P-84 (8)

AGE ÂGE

Not analyzed
Non analysé
Turonian Turonien
Cenomanian Cénomanien
Albian Albien
Aptian Aptien
e. Aptian Aptien inf.
Barremian Barrémien
Hauterivian Hauterivien
Berriasian - Valanginian
Berriasien - Valanginien

FIGURE 8.

SABLE ISLAND 4H-58 (9)

AGE ÂGE

Not analyzed
Non analysé

FIGURE 9.

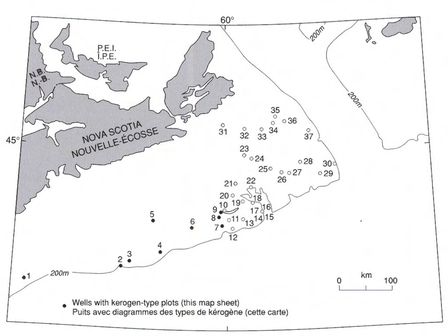
TABLE 1. Wells with kerogen-type plots; the highlighted well names are presented on this map sheet.

TABLEAU 1. Puits avec diagrammes des types de kérogène; les noms de puits en relief sont présentés sur cette carte.

1	Mohawk B-93 (S4)	20	Abenaki J-56 (S84)
2	Mohican I-100 (S8)	21	Iroquois J-17 (S86)
3	Moheida P-15 (S9)	22	Mississauga H-54 (S96)
4	Oneida O-25 (S14)	23	Erie D-26 (S87)
5	Ojibwa E-07 (S13)	24	Wyandot E-53 (S92)
6	Demascota G-32 (S21)	25	Tuscarora D-61 (S112)
7	Marmora C-34 (S63)	26	Chippewa G-67 (S111)
8	Thebaud P-84 (S42)	27	Huron P-96 (S120)
9	Sable Island 4H-58 (S54)	28	Esperanto K-78 (S118)
10	Sable Island E-48 (S57)	29	Sachem D-76 (S123)
11	Intrepid L-80 (S61)	30	Dauntless D-35 (S126)
12	Triumph P-50 (S66)	31	Eurydice P-36 (S88)
13	Eagle D-21 (S69)	32	Fox I-22 (S91)
14	Primrose N-50 (S100)	33	Crow F-52 S113)
15	Primrose A-41 (S101)	34	Argo F-38 (S114)
16	Primrose 1a A-41 (S102)	35	Hercules G-15 (S115)
17	Primrose F-41 (S99)	36	Jason C-20 (S116)
18	Bluenose G-47 (S97)	37	Adventure F-80 (S117)
19	Citnalta I-59 (S82)		

LEGEND LÉGENDE

- Amorphogen Amorphogène
- Phyrogen Phyrogène
- Hylogen Hylogène
- Melanogen Mélanogène



INDEX MAP CARTE DE LOCALISATION

SCOTIAN SHELF BIOSTRATIGRAPHY AND MATURATION DATA 9 KEROGEN-TYPE PLOTS

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE BIOSTRATIGRAPHIE ET DONNÉES DE MATURATION DIAGRAMMES DES TYPES DE KÉROGÈNE

Canada

Geological Survey of Canada
Commission géologique du Canada

Geological Survey of Canada

Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF BIOSTRATIGRAPHY AND MATURATION DATA 10

KEROGEN-TYPE PLOTS

M. S. Barss, J. P. Bujak, J. K. Lentin, G. L. Williams, and W. C. MacMillan

Recommended citation: Barss, M. S., Bujak, J. P., Lentin, J. K., Williams, G. L., and MacMillan, W. C., 1991: Biostratigraphy and maturation data 10: kerogen-type plots; in East Coast Basin Atlas Series: Scotian Shelf; Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p. 45.

Additional copies of this map may be obtained from the Geological Survey of Canada, Atlantic Geoscience Centre, P. O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2 Canada (Ph: 902-426-2773; FAX: 902-426-4266).

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE BIOSTRATIGRAPHIE ET DONNÉES DE MATURATION

DIAGRAMMES DES TYPES DE KÉROGÈNE

M. S. Barss, J. P. Bujak, J. K. Lentin, G. L. Williams, et W. C. MacMillan

Notation bibliographique conseillée: Barss, M. S., Bujak, J. P., Lentin, J. K., Williams, G. L., et MacMillan, W. C., 1991: Biostratigraphie et données de maturation 10: diagrammes des types de kérogène; dans Série des atlas des bassins de la côte Est: plate-forme Néo-Écossaise; Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada, p. 45.

Des copies supplémentaires de la carte peuvent être obtenues auprès de la Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de l'Atlantique, case postale 1006, Dartmouth (Nouvelle-Écosse) B2Y 4A2 Canada tél (902) 426-2773, facsimilé (902) 426-4266.

The relative percentages of the four kerogen types, namely amorphogen, phyrogen, hylogen and melanogen, are depicted graphically for nine Scotian Shelf wells. The depths indicated are from the rotary table.

Amorphogen is unorganized, structureless organic material, which may be finely disseminated or coagulated into fluffy masses; it is equivalent to the amorphous kerogen of Bayliss (personal communication, Organic Maturation Symposium, American Association of Stratigraphic Palynologists, 1975 Annual Meeting, Houston, Texas, U.S.A.). Phyrogen is nonopaque recognizable plant matter that is not of a woody origin, such as plant cuticle, spores and dinoflagellate cysts; it is equivalent to the herbaceous kerogen of other authors. Hylogen includes nonopaque fibrous plant material of woody origin and is more commonly referred to as woody kerogen. Melanogen comprises all opaque organic material, and is equivalent to the coaly kerogen of other authors.

In the deeper and older sediments, the terrestrially sourced kerogen (phyrogen, hylogen and melanogen) tends to predominate over the marine-sourced kerogen (amorphogen), thus confirming the commonly held opinion that the Scotian Shelf is predominantly a gas-prone province. The kerogen analyses were first presented in Bujak et al. (1977a, b), Barss et al. (1980) and Lentin International Biostratigraphic Limited (1988).

REFERENCES

Barss, M. S., Bujak, J. P., Wade, J. A., and Williams, G. L.
1980: Age, stratigraphy, organic matter type and colour, and hydrocarbon occurrences in 47 wells, offshore eastern Canada; Geological Survey of Canada, Open File 714, 58 p.

Bujak, J. P., Barss, M. S., and Williams, G. L.
1977a: Offshore eastern Canada - part I: offshore east Canada's organic type and colour and hydrocarbon potential; The Oil and Gas Journal, v. 75, no. 14, p. 198-202.
1977b: Offshore eastern Canada - part II: organic type and colour and hydrocarbon potential; The Oil and Gas Journal, v. 75, no. 15, p. 96-100.

Lentin International Biostratigraphic Limited
1988: Biostratigraphy and maturation studies of the Scotian Shelf: parts 1-5; Geological Survey of Canada, Open Files 1852 to 1856.

□

Les pourcentages relatifs de quatre types de kérogène, soit l'amorphogène, le phyrogène, l'hylogène et le mélanogène, de 9 puits de la plate-forme Néo-Écossaise sont représentés de façon graphique. Les profondeurs indiquées sont mesurées à partir de la table de rotation.

L'amorphogène consiste en matériaux organiques sans structure et inorganisés qui peuvent être finement disséminés ou coagulés en masses duveteuses; il est équivalent au kérogène amorphe de Bayliss (communication personnelle, Organic Maturation Symposium, American Association of Stratigraphic Palynologists, Réunion annuelle de 1975, Houston, Texas, É.-U.). Le phyrogène comprend toute la matière végétale non opaque identifiable d'origine non ligneuse (cuticules de plantes, spores et dinokystes, etc.); il est équivalent au kérogène herbacé d'autres auteurs. L'hylogène englobe toute la matière végétale fibreuse non opaque d'origine ligneuse et est plus couramment appelé kérogène ligneux. Le mélanogène comprend toute la matière organique opaque, correspondant ainsi au kérogène houilleux d'autres auteurs.

Dans les sédiments plus profonds et plus anciens, le kérogène d'origine continentale (phyrogène, hylogène et mélanogène) a tendance à être plus abondant que le kérogène d'origine marine (amorphogène), confirmant ainsi l'opinion répandue que la plate-forme Néo-Écossaise serait surtout une province susceptible de receler du gaz. Les premières analyses de kérogène à avoir été présentées sont celles de Bujak et al. (1977a, b), Barss et al. (1980) et Lentin International Biostratigraphic Limited (1988).

RÉFÉRENCES

Barss, M. S., Bujak, J. P., Wade, J. A., et Williams, G. L.
1980: Age, stratigraphy, organic matter type and colour, and hydrocarbon occurrences in 47 wells, offshore eastern Canada; Geological Survey of Canada, Open File 714, 58 p.

Bujak, J. P., Barss, M. S., et Williams, G. L.
1977a: Offshore eastern Canada - part I: offshore east Canada's organic type and colour and hydrocarbon potential; The Oil and Gas Journal, v. 75, no. 14, p. 198-202.
1977b: Offshore eastern Canada - part II: organic type and colour and hydrocarbon potential; The Oil and Gas Journal, v. 75, no. 15, p. 96-100.

Lentin International Biostratigraphic Limited
1988: Biostratigraphy and maturation studies of the Scotian Shelf: parts 1-5; Geological Survey of Canada, Open Files 1852 to 1856.

□

Energy, Mines and Resources Canada
Energie, Mines et Ressources Canada

DEPTH (metres) PROFONDEUR (mètres)

0
500
1000
1500
2000
2500
3000
3500
4000
4500
5000

SABLE ISLAND E-48 (10)

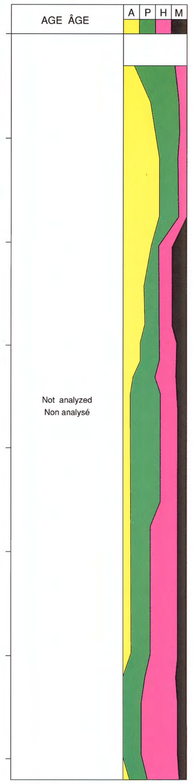


FIGURE 1.

INTREPID L-80 (11)

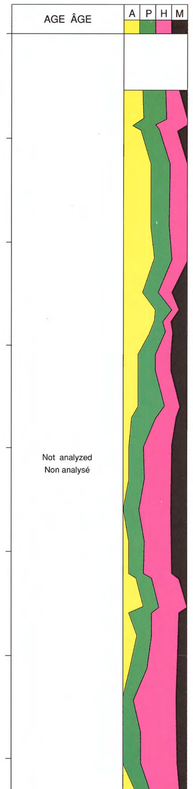


FIGURE 2.

TRIUMPH P-50 (12)

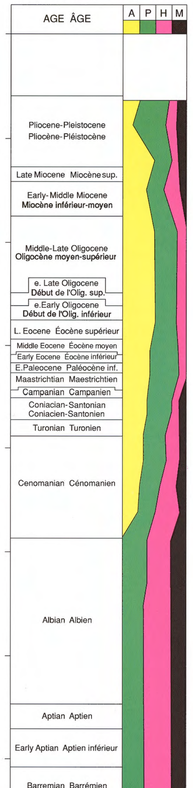


FIGURE 3.

EAGLE D-21 (13)

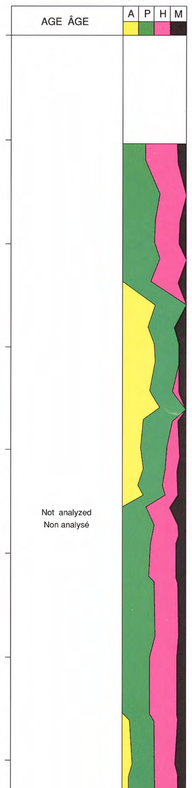


FIGURE 4.

PRIMROSE N-50 (14)

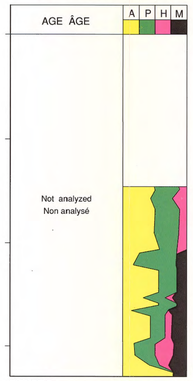


FIGURE 5.

PRIMROSE A-41 (15)

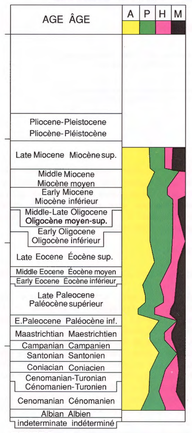


FIGURE 6.

PRIMROSE 1a A-41 (16)

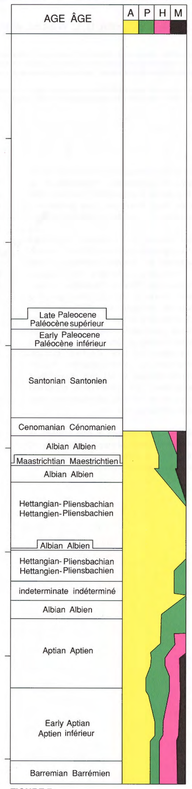


FIGURE 7.

PRIMROSE F-41 (17)

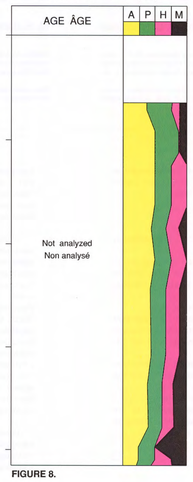


FIGURE 8.

BLUENOSE G-47 (18)

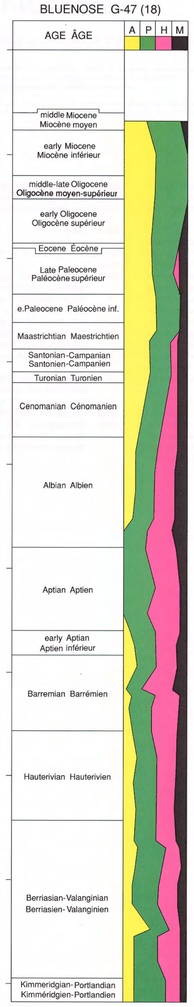
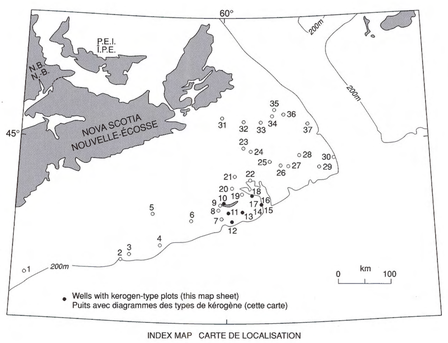


FIGURE 9.



INDEX MAP CARTE DE LOCALISATION

TABLE 1. Wells with kerogen-type plots; the highlighted well names are presented on this map sheet.

TABLEAU 1. Puits avec diagrammes des types de kérogène; les noms de puits en relief sont présentés sur cette carte.

1	Mohawk B-93 (S4)	20	Abenaki J-56 (S84)
2	Mohican I-100 (S8)	21	Iroquois J-17 (S86)
3	Moheida P-15 (S9)	22	Mississauga H-54 (S96)
4	Oneida O-25 (S14)	23	Erie D-26 (S87)
5	Ojibwa E-07 (S13)	24	Wyandot E-53 (S92)
6	Demascota G-32 (S21)	25	Tuscarora D-61 (S112)
7	Marmora C-34 (S63)	26	Chippewa G-67 (S111)
8	Thebaud P-84 (S42)	27	Huron P-96 (S120)
9	Sable Island 4H-58 (S54)	28	Esperanto K-78 (S118)
10	Sable Island E-48 (S57)	29	Sachem D-76 (S123)
11	Intrepid L-80 (S61)	30	Dauntless D-35 (S126)
12	Triumph P-50 (S66)	31	Eurydice P-36 (S88)
13	Eagle D-21 (S69)	32	Fox I-22 (S91)
14	Primrose N-50 (S100)	33	Crow F-52 S113)
15	Primrose A-41 (S101)	34	Argo F-38 (S114)
16	Primrose 1a A-41 (S102)	35	Hercules G-15 (S115)
17	Primrose F-41 (S99)	36	Jason C-20 (S116)
18	Bluenose G-47 (S97)	37	Adventure F-80 (S117)
19	Citnalta I-59 (S82)		

LEGEND LÉGENDE

- Amorphogen Amorphogène
- Phyrogen Phyrogène
- Hylogen Hylogène
- Melanogen Mélanogène

SCOTIAN SHELF BIOSTRATIGRAPHY AND MATURATION DATA 10 KEROGEN-TYPE PLOTS

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE BIOSTRATIGRAPHIE ET DONNÉES DE MATURATION 10 DIAGRAMMES DES TYPES DE KÉROGÈNE

Canada

Geological Survey of Canada
Commission géologique du Canada

Geological Survey of Canada

Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF BIOSTRATIGRAPHY AND MATURATION DATA 11 KEROGEN-TYPE PLOTS

M. S. Barss, J. P. Bujak, J. K. Lentin, G. L. Williams, and W. C. MacMillan

Recommended citation: Barss, M. S., Bujak, J. P., Lentin, J. K., Williams, G. L., and MacMillan, W. C., 1991: Biostratigraphy and maturation data 11: kerogen-type plots; in East Coast Basin Atlas Series: Scotian Shelf; Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p. 47.

Additional copies of this map may be obtained from the Geological Survey of Canada, Atlantic Geoscience Centre, P. O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2 Canada (Ph: 902-426-2773; FAX: 902-426-4266).

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE BIOSTRATIGRAPHIE ET DONNÉES DE MATURATION

DIAGRAMMES DES TYPES DE KÉROGÈNE

M. S. Barss, J. P. Bujak, J. K. Lentin, G. L. Williams, et W. C. MacMillan

Notation bibliographique conseillée: Barss, M. S., Bujak, J. P., Lentin, J. K., Williams, G. L., et MacMillan, W. C., 1991: Biostratigraphie et données de maturation 11: diagrammes des types de kérogène; dans Série des atlas des bassins de la côte Est: plate-forme Néo-Écossaise; Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada, p. 47.

Des copies supplémentaires de la carte peuvent être obtenues auprès de la Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de l'Atlantique, case postale 1006, Dartmouth (Nouvelle-Écosse) B2Y 4A2 Canada tél (902) 426-2773, facsimilé (902) 426-4266.

The relative percentages of the four kerogen types, namely amorphogen, phyrogen, hylogen and melanogen, are depicted graphically for nine Scotian Shelf wells. The depths indicated are from the rotary table.

Amorphogen is unorganized, structureless organic material, which may be finely disseminated or coagulated into fluffy masses; it is equivalent to the amorphous kerogen of Bayliss (personal communication, Organic Maturation Symposium, American Association of Stratigraphic Palynologists, 1975 Annual Meeting, Houston, Texas, U.S.A.). Phyrogen is nonopaque recognizable plant matter that is not of a woody origin, such as plant cuticle, spores and dinoflagellate cysts; it is equivalent to the herbaceous kerogen of other authors. Hylogen includes nonopaque fibrous plant material of woody origin and is more commonly referred to as woody kerogen. Melanogen comprises all opaque organic material, and is equivalent to the coaly kerogen of other authors.

In the deeper and older sediments, the terrestrially sourced kerogen (phyrogen, hylogen and melanogen) tends to predominate over the marine-sourced kerogen (amorphogen), thus confirming the commonly held opinion that the Scotian Shelf is predominantly a gas-prone province. The kerogen analyses were first presented in Bujak et al. (1977a, b), Barss et al. (1980) and Lentin International Biostratigraphic Limited (1988).

REFERENCES

Barss, M. S., Bujak, J. P., Wade, J. A., and Williams, G. L.
1980: Age, stratigraphy, organic matter type and colour, and hydrocarbon occurrences in 47 wells, offshore eastern Canada; Geological Survey of Canada, Open File 714, 58 p.

Bujak, J. P., Barss, M. S., and Williams, G. L.
1977a: Offshore eastern Canada - part I: offshore east Canada's organic type and colour and hydrocarbon potential; The Oil and Gas Journal, v. 75, no. 14, p. 198-202.
1977b: Offshore eastern Canada - part II: organic type and colour and hydrocarbon potential; The Oil and Gas Journal, v. 75, no. 15, p. 96-100.

Lentin International Biostratigraphic Limited
1988: Biostratigraphy and maturation studies of the Scotian Shelf: parts 1-5; Geological Survey of Canada, Open Files 1852 to 1856.

□

Les pourcentages relatifs de quatre types de kérogène, soit l'amorphogène, le phyrogène, l'hylogène et le mélanogène, de 9 puits de la plate-forme Néo-Écossaise sont représentés de façon graphique. Les profondeurs indiquées sont mesurées à partir de la table de rotation.

L'amorphogène consiste en matériaux organiques sans structure et inorganisés qui peuvent être finement disséminés ou coagulés en masses duveteuses; il est équivalent au kérogène amorphe de Bayliss (communication personnelle, Organic Maturation Symposium, American Association of Stratigraphic Palynologists, Réunion annuelle de 1975, Houston, Texas, É.-U.). Le phyrogène comprend toute la matière végétale non opaque identifiable d'origine non ligneuse (cuticules de plantes, spores et dinokystes, etc.); il est équivalent au kérogène herbacé d'autres auteurs. L'hylogène englobe toute la matière végétale fibreuse non opaque d'origine ligneuse et est plus couramment appelé kérogène ligneux. Le mélanogène comprend toute la matière organique opaque, correspondant ainsi au kérogène houilleux d'autres auteurs.

Dans les sédiments plus profonds et plus anciens, le kérogène d'origine continentale (phyrogène, hylogène et mélanogène) a tendance à être plus abondant que le kérogène d'origine marine (amorphogène), confirmant ainsi l'opinion répandue que la plate-forme Néo-Écossaise serait surtout une province susceptible de receler du gaz. Les premières analyses de kérogène à avoir été présentées sont celles de Bujak et al. (1977a, b), Barss et al. (1980) et Lentin International Biostratigraphic Limited (1988).

RÉFÉRENCES

Barss, M. S., Bujak, J. P., Wade, J. A., et Williams, G. L.
1980: Age, stratigraphy, organic matter type and colour, and hydrocarbon occurrences in 47 wells, offshore eastern Canada; Geological Survey of Canada, Open File 714, 58 p.

Bujak, J. P., Barss, M. S., et Williams, G. L.
1977a: Offshore eastern Canada - part I: offshore east Canada's organic type and colour and hydrocarbon potential; The Oil and Gas Journal, v. 75, no. 14, p. 198-202.
1977b: Offshore eastern Canada - part II: organic type and colour and hydrocarbon potential; The Oil and Gas Journal, v. 75, no. 15, p. 96-100.

Lentin International Biostratigraphic Limited
1988: Biostratigraphy and maturation studies of the Scotian Shelf:parts 1-5; Geological Survey of Canada, Open Files 1852 to 1856.

□

Energy, Mines and Resources Canada
Energie, Mines et Ressources Canada

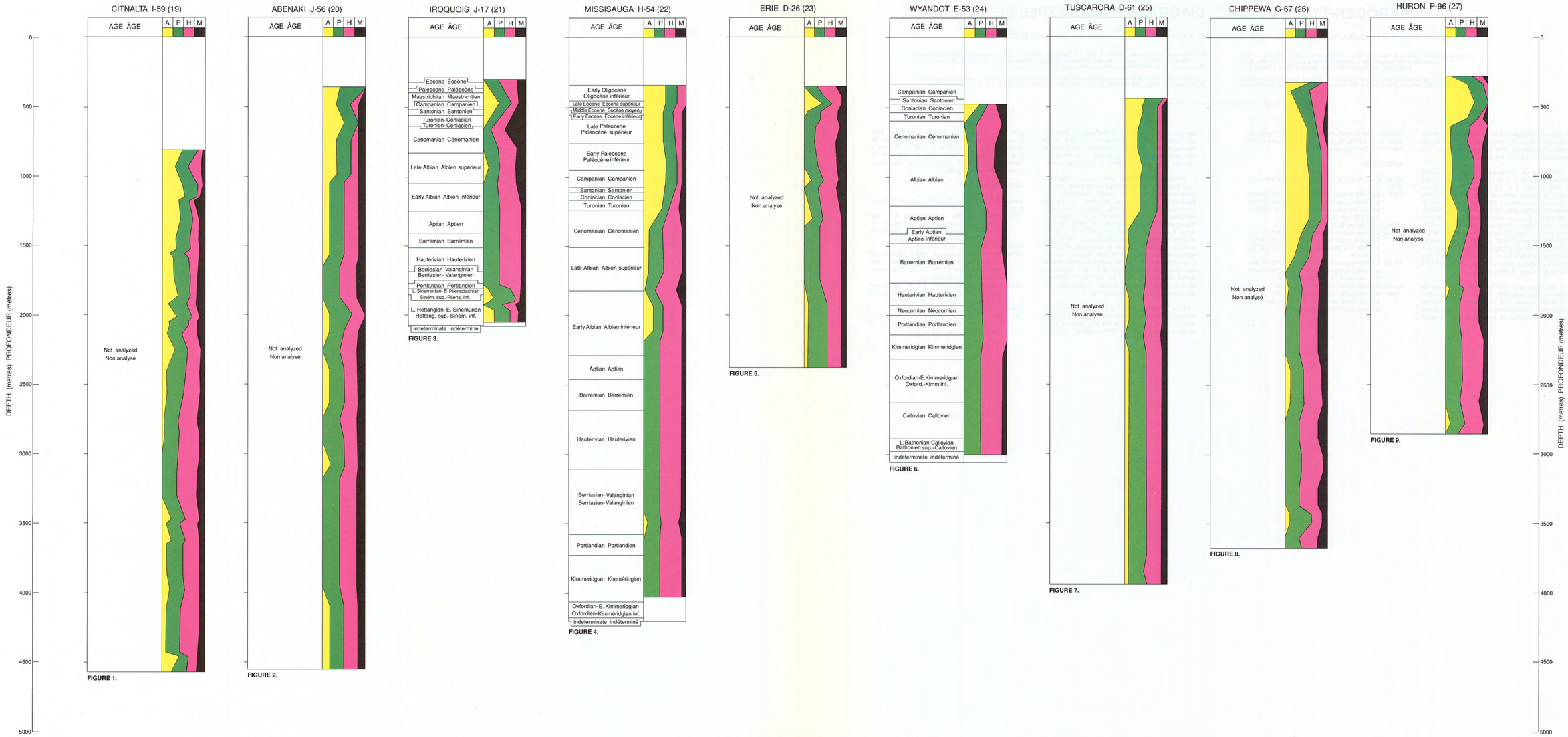


FIGURE 1.

FIGURE 2.

FIGURE 3.

FIGURE 4.

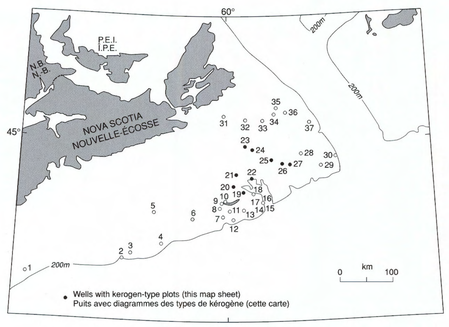
FIGURE 5.

FIGURE 6.

FIGURE 7.

FIGURE 8.

FIGURE 9.



INDEX MAP CARTE DE LOCALISATION

TABLE 1. Wells with kerogen-type plots; the highlighted well names are presented on this map sheet.

TABLEAU 1. Puits avec diagrammes des types de kérogène; les noms de puits en relief sont présentés sur cette carte.

1 Mohawk B-93 (S4)	20 Abenaki J-56 (S84)
2 Mohican I-100 (S8)	21 Iroquois J-17 (S86)
3 Moheida P-15 (S9)	22 Missisauga H-54 (S96)
4 Oneida O-25 (S14)	23 Erie D-26 (S87)
5 Ojibwa E-07 (S13)	24 Wyandot E-53 (S92)
6 Demascota G-32 (S21)	25 Tuscarora D-61 (S112)
7 Marmora C-34 (S63)	26 Chippewa G-67 (S111)
8 Thebaud P-84 (S42)	27 Huron P-96 (S120)
9 Sable Island 4H-58 (S54)	28 Esperanto K-78 (S118)
10 Sable Island E-48 (S57)	29 Sachem D-76 (S123)
11 Intrepid L-80 (S61)	30 Dauntless D-35 (S126)
12 Triumph P-50 (S66)	31 Eurydice P-36 (S88)
13 Eagle D-21 (S69)	32 Fox I-22 (S91)
14 Primrose N-50 (S100)	33 Crow F-52 S113)
15 Primrose A-41 (S101)	34 Argo F-38 (S114)
16 Primrose 1a A-41 (S102)	35 Hercules G-15 (S115)
17 Primrose F-41 (S99)	36 Jason C-20 (S116)
18 Bluenose G-47 (S97)	37 Adventure F-80 (S117)
19 Citnalta I-59 (S82)	

LEGEND LÉGENDE

- Amorphogen Amorphogène
- Phyrogen Phyrogène
- Hylogen Hylogène
- Melanogen Mélanogène

SCOTIAN SHELF BIOSTRATIGRAPHY AND MATURATION DATA 11 KEROGEN-TYPE PLOTS

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE BIOSTRATIGRAPHIE ET DONNÉES DE MATURATION DIAGRAMMES DES TYPES DE KÉROGÈNE

Canada
Geological Survey of Canada
Commission géologique du Canada

Geological Survey of Canada

Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF BIOSTRATIGRAPHY AND MATURATION DATA 12 KEROGEN-TYPE PLOTS

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE BIOSTRATIGRAPHIE ET DONNÉES DE MATURATION 12 DIAGRAMMES DES TYPES DE KÉROGÈNE

M. S. Barss, J. P. Bujak, J. K. Lentin, G. L. Williams, and W. C. MacMillan

M. S. Barss, J. P. Bujak, J. K. Lentin, G. L. Williams, et W. C. MacMillan

Recommended citation: Barss, M. S., Bujak, J. P., Lentin, J. K., Williams, G. L., and MacMillan, W. C., 1991: Biostratigraphy and maturation data 12: kerogen-type plots; in East Coast Basin Atlas Series: Scotian Shelf; Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p. 49.

Additional copies of this map may be obtained from the Geological Survey of Canada, Atlantic Geoscience Centre, P. O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2 Canada (Ph: 902-426-2773; FAX: 902-426-4266).

Notation bibliographique conseillée: Barss, M. S., Bujak, J. P., Lentin, J. K., Williams, G. L., et MacMillan, W. C., 1991: Biostratigraphie et données de maturation 12: diagrammes des types de kérogène; dans Série des atlas des bassins de la côte Est: plate-forme Néo-Écossaise; Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada, p. 49.

Des copies supplémentaires de la carte peuvent être obtenues auprès de la Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de l'Atlantique, case postale 1006, Dartmouth (Nouvelle-Écosse) B2Y 4A2 Canada tél (902) 426-2773, facsimilé (902) 426-4266.

The relative percentages of the four kerogen types, namely amorphogen, phyrogen, hylogen and melanogen, are depicted graphically for ten Scotian Shelf wells. The depths indicated are from the rotary table.

Amorphogen is unorganized, structureless, organic material which may be finely disseminated or coagulated into fluffy masses; it is equivalent to the amorphous kerogen of Bayliss (personal communication, Organic Maturation Symposium, American Association of Stratigraphic Palynologists, 1975 Annual Meeting, Houston, Texas, U.S.A.). Phyrogen is nonopaque recognizable plant matter that is not of a woody origin, such as plant cuticle, spores and dinoflagellate cysts; it is equivalent to the herbaceous kerogen of other authors. Hylogen includes nonopaque fibrous plant material of woody origin and is more commonly referred to as woody kerogen. Melanogen comprises all opaque organic material, and is equivalent to the coaly kerogen of other authors.

In the deeper and older sediments, the terrestrially sourced kerogen (phyrogen, hylogen, and melanogen) tends to predominate over the marine-sourced kerogen (amorphogen), thus confirming the commonly held opinion that the Scotian Shelf is predominantly a gas-prone province. The kerogen analyses were first presented in Bujak et al. (1977a, b), Barss et al. (1980), and Lentin International Biostratigraphic Limited (1988).

REFERENCES

Barss, M. S., Bujak, J. P., Wade, J. A., and Williams, G. L.
1980: Age, stratigraphy, organic matter type and colour, and hydrocarbon occurrences in 47 wells, offshore eastern Canada; Geological Survey of Canada, Open File 714, 58 p.

Bujak, J. P., Barss, M. S., and Williams, G. L.
1977a: Offshore eastern Canada - part I: offshore east Canada's organic type and colour and hydrocarbon potential; The Oil and Gas Journal, v. 75, no. 14, p. 198-202.
1977b: Offshore eastern Canada - part II: organic type and colour and hydrocarbon potential; The Oil and Gas Journal, v. 75, no. 15, p. 96-100.

Lentin International Biostratigraphic Limited
1988: Biostratigraphic and maturation studies of the Scotian Shelf: parts 1-5; Geological Survey of Canada, Open Files 1852 to 1856.

□

Les pourcentages relatifs de quatre types de kérogène, soit l'amorphogène, le phyrogène, l'hylogène et le mélanogène, de 10 puits de la plate-forme Néo-Écossaise sont représentés de façon graphique. Les profondeurs indiquées sont mesurées à partir de la table de rotation.

L'amorphogène consiste en matériaux organiques sans structure et inorganisés qui peuvent être finement disséminés ou coagulés en masses duveteuses; il est équivalent au kérogène amorphe de Bayliss (communication personnelle, Organic Maturation Symposium, American Association of Stratigraphic Palynologists, Réunion annuelle de 1975, Houston, Texas, É.-U.). Le phyrogène comprend toute la matière végétale non opaque identifiable d'origine non ligneuse (cuticules de plantes, spores et dinokystes, etc.); il est équivalent au kérogène herbacé d'autres auteurs. L'hylogène englobe toute la matière végétale fibreuse non opaque d'origine ligneuse et est plus couramment appelé kérogène ligneux. Le mélanogène comprend toute la matière organique opaque, correspondant ainsi au kérogène houilleux d'autres auteurs.

Dans les sédiments plus profonds et plus anciens, le kérogène d'origine continentale (phyrogène, hylogène et mélanogène) a tendance à être plus abondant que le kérogène d'origine marine (amorphogène), confirmant ainsi l'opinion répandue que la plate-forme Néo-Écossaise serait surtout une province susceptible de receler du gaz. Les premières analyses de kérogène à avoir été présentées sont celles de Bujak et al. (1977a, b), Barss et al. (1980) et Lentin International Biostratigraphic Limited (1988).

RÉFÉRENCES

Barss, M. S., Bujak, J. P., Wade, J. A., et Williams, G. L.
1980: Age, stratigraphy, organic matter type and colour, and hydrocarbon occurrences in 47 wells, offshore eastern Canada; Geological Survey of Canada, Open File 714, 58 p.

Bujak, J. P., Barss, M. S., et Williams, G. L.
1977a: Offshore eastern Canada - part I: offshore east Canada's organic type and colour and hydrocarbon potential; The Oil and Gas Journal, v. 75, no. 14, p. 198-202.
1977b: Offshore eastern Canada - part II: organic type and colour and hydrocarbon potential; The Oil and Gas Journal, v. 75, no. 15, p. 96-100.

Lentin International Biostratigraphic Limited
1988: Biostratigraphic and maturation studies of the Scotian Shelf: parts 1-5; Geological Survey of Canada, Open Files 1852 to 1856.

□

Energy, Mines and Resources Canada | Énergie, Mines et Ressources Canada

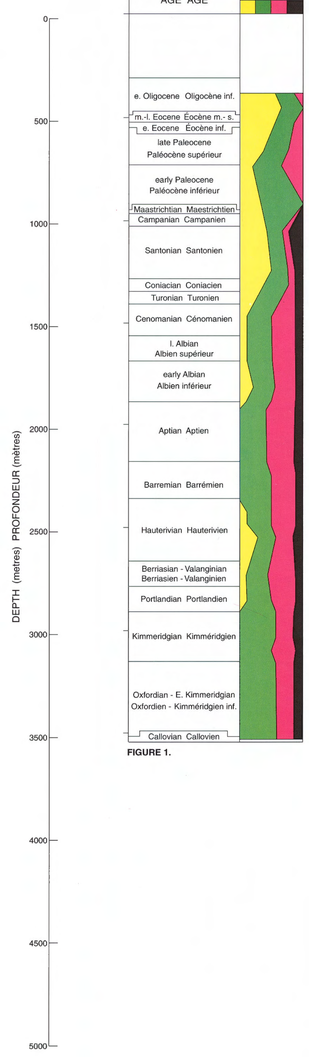


FIGURE 1.

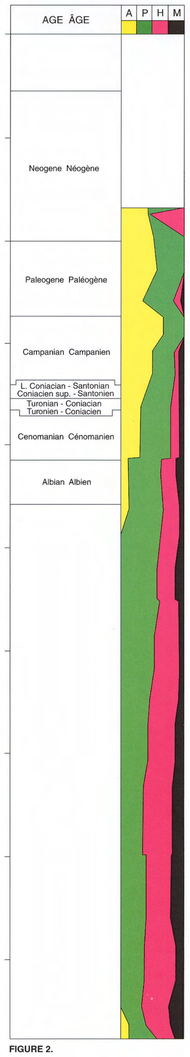


FIGURE 2.

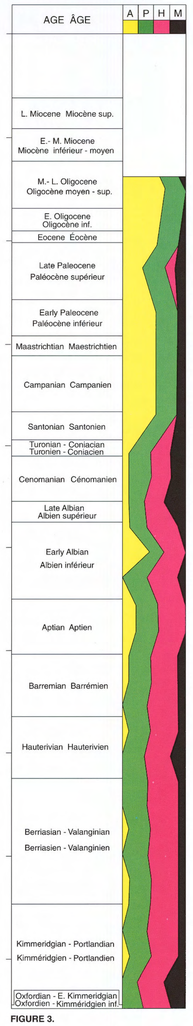


FIGURE 3.

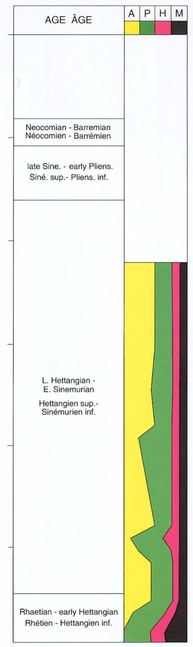


FIGURE 4.

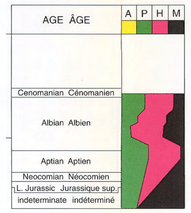


FIGURE 5.

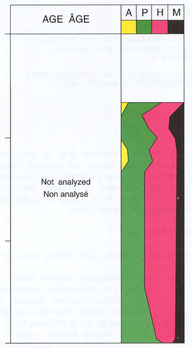


FIGURE 6.

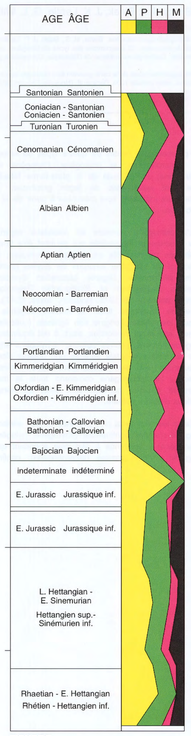


FIGURE 7.

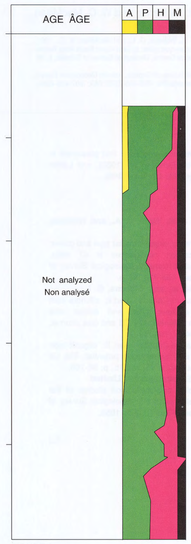


FIGURE 8.

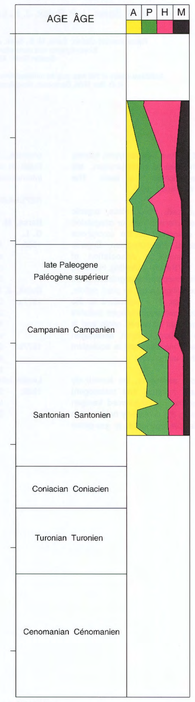
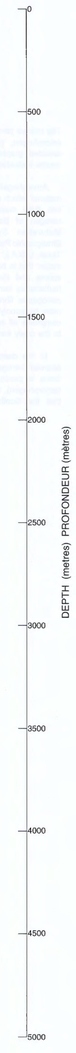


FIGURE 9.



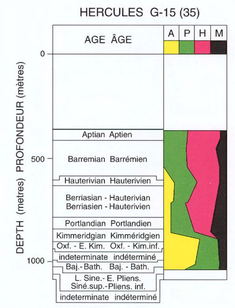
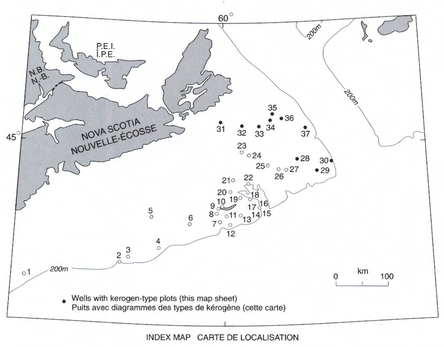


FIGURE 10.

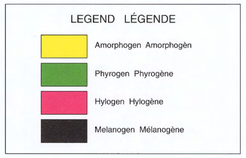
TABLE 1. Wells with kerogen-type plots; the highlighted well names are presented on this map sheet.

TABLEAU 1. Puits avec diagrammes des types de kérogène; les noms de puits en relief sont présentés sur cette carte.

1	Mohawk B-93 (S4)	20	Abenaki J-56 (S84)
2	Mohican I-100 (S8)	21	Iroquois J-17 (S86)
3	Moheida P-15 (S9)	22	Mississauga H-54 (S96)
4	Oneida O-25 (S14)	23	Erie D-26 (S87)
5	Ojibwa E-97 (S13)	24	Wyandot E-53 (S92)
6	Demascota G-32 (S21)	25	Tuscarora D-61 (S112)
7	Marmora C-34 (S63)	26	Chippewa G-67 (S111)
8	Thebaud P-84 (S42)	27	Huron P-96 (S120)
9	Sable Island 4H-58 (S54)	28	Esperanto K-78 (S118)
10	Sable Island E-48 (S57)	29	Sachem D-76 (S123)
11	Intrepid L-80 (S61)	30	Dauntless D-35 (S126)
12	Triumph P-50 (S66)	31	Eurydice P-36 (S88)
13	Eagle D-21 (S69)	32	Fox I-22 (S91)
14	Primrose N-50 (S100)	33	Crow F-52 S113)
15	Primrose A-41 (S101)	34	Argo F-38 (S114)
16	Primrose 1a A-41 (S102)	35	Hercules G-15 (S115)
17	Primrose F-41 (S99)	36	Jason C-20 (S116)
18	Bluenose G-47 (S97)	37	Adventure F-80 (S117)
19	Citnalta I-59 (S82)		



INDEX MAP CARTE DE LOCALISATION



SCOTIAN SHELF
BIOSTRATIGRAPHY AND MATURATION DATA 12
KEROGEN-TYPE PLOTS

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE
BIOSTRATIGRAPHIE ET DONNÉES DE MATURATION 12
DIAGRAMMES DES TYPES DE KÉROGÈNE

Canada

Geological Survey of Canada | Commission géologique du Canada

Geological Survey of Canada

Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF LITHOSTRATIGRAPHY 1 SOUTHWEST-NORTHEAST STRIKE SECTION

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE LITHOSTRATIGRAPHIE COUPE SUD-OUEST À NORD-EST

J. A. Wade

Recommended citation: Wade, J. A., 1991: Lithostratigraphy 1: southwest-northeast strike section; in East Coast Basin Atlas Series: Scotian Shelf; Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p. 51.

Additional copies of this map may be obtained from the Geological Survey of Canada, Atlantic Geoscience Centre, P. O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2 Canada (Ph: 902-426-2773; FAX: 902-426-4266).

Notation bibliographique conseillée: Wade, J. A., 1991: Lithostratigraphie 1: coupe sud-ouest à nord-est; dans Série des atlas des bassins de la côte Est: plate-forme Néo-Écossaise; Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada, p. 51.

Des copies supplémentaires de la carte peuvent être obtenues auprès de la Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de l'Atlantique, case postale 1006, Dartmouth (Nouvelle-Écosse) B2Y 4A2 Canada tél (902) 426-2773, facsimilé (902) 426-4266.

The cross-section on this map sheet illustrates facies changes that occur along strike from the Mohican Graben and LaHave Platform in the southwest to the Sable Subbasin in the east. Prominent, massive Middle and Upper Jurassic shelf carbonates of the Abenaki Formation occur in the four wells on the left of the sheet. In the four wells on the right side, these massive carbonates give way to thick and thin limestone units encased in shales and sandstones, namely the Mic Mac Formation.

A number of Missisauga Formation equivalent units occur on the LaHave Platform. These include the predominantly limestone Roseway unit, the limestone and shale Artimon Member, and a tongue of the Verrill Canyon Formation shale. These grade eastward into the sandstone and shale sequences of the Missisauga Formation.

Facies changes are also demonstrated in the overlying sequences with the Shortland shale grading laterally into the Logan Canyon Formation.

SELECTED BIBLIOGRAPHY

Elluk, L. S.
1978: The Abenaki Formation, Nova Scotia shelf, Canada - a depositional and diagenetic model for a Mesozoic carbonate platform; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 26, p. 424-514.

Given, M. M.
1977: Mesozoic and early Cenozoic geology of offshore Nova Scotia; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 25, p. 63-91.

Jansa, L. F. and Wade, J. A.
1975: Geology of the continental margin off Nova Scotia and Newfoundland; in Offshore Geology of Eastern Canada, Volume 2, Regional Geology, (ed.) W. J. M. van der Linden and J. A. Wade; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, v. 2, p. 51-105.

McIver, N. L.
1972: Mesozoic and Cenozoic stratigraphy of the Nova Scotia shelf; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 9, p. 54-70.

Wade, J. A.
1977: Stratigraphy of Georges Bank Basin: interpreted from seismic correlation to the western Scotian Shelf; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 2274-2283.

Wade, J. A. and MacLean, B. C.
1990: The geology of the southeastern margin of Canada, part 2: aspects of the geology of the Scotian Basin from recent seismic and well data; in Geology of the Continental Margin of Eastern Canada, (ed.) M. J. Keen and G. L. Williams; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 2, p. 190-238 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-1).

□

La coupe longitudinale représentée sur la carte illustre les changements de faciès qui se produisent parallèlement à la direction, du graben Mohican et de la plate-forme de LaHave dans le sud-ouest au sous-bassin de Sable dans l'est. Des roches carbonatées de plate-forme, massives et saillantes, du Jurassique moyen et supérieur de la Formation d'Abenaki sont présentes dans les quatre puits du côté gauche de la carte. Dans les quatre puits du côté droit, ces roches carbonatées massives font place à des unités calcaires, épaisses et minces, enchâssées dans des shales et grès qui constituent la Formation de Mic Mac.

Un certain nombre d'unités équivalentes de la Formation de Missisauga s'étendent sur la plate-forme de LaHave. Ce sont notamment l'unité de Roseway, principalement composée de calcaire, le Membre d'Artimon, constitué de calcaire et de shale, et un biseau de shale de la Formation de Verrill Canyon. Ceux-ci passent graduellement vers l'est aux séquences de grès et shale de la Formation de Missisauga.

Des changements de faciès sont également observés dans les séquences sous-jacentes où le shale de Shortland passe latéralement, de façon graduelle, à la Formation de Logan Canyon.

BIBLIOGRAPHIE CHOISIE

Elluk, L. S.
1978: The Abenaki Formation, Nova Scotia shelf, Canada - a depositional and diagenetic model for a Mesozoic carbonate platform; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 26, p. 424-514.

Given, M. M.
1977: Mesozoic and early Cenozoic geology of offshore Nova Scotia; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 25, p. 63-91.

Jansa, L. F. et Wade, J. A.
1975: Geology of the continental margin off Nova Scotia and Newfoundland; in Offshore Geology of Eastern Canada, Volume 2, Regional Geology, (ed.) W. J. M. van der Linden and J. A. Wade; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, v. 2, p. 51-105.

McIver, N. L.
1972: Mesozoic and Cenozoic stratigraphy of the Nova Scotia shelf; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 9, p. 54-70.

Wade, J. A.
1977: Stratigraphy of Georges Bank Basin: interpreted from seismic correlation to the western Scotian Shelf; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 2274-2283.

Wade, J. A. et MacLean, B. C.*
1990: The geology of the southeastern margin of Canada, part 2: aspects of the geology of the Scotian Basin from recent seismic and well data; in Geology of the Continental Margin of Eastern Canada, (ed.) M. J. Keen and G. L. Williams; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 2, p. 190-238 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-1).

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français

□

Energy, Mines and Resources Canada | Energie, Mines et Ressources Canada

SW

NE

GLOOSCAP C-63
TD 4552m
KB 22.9 m

ONEIDA O-25
TD 4110m
KB 25.9m

DEMASCOTA G-32
TD 4672m
KB 29.9m

COHASSET L-97
TD 4872m
KB 32.9m

PENOBSCOT L-30
TD 4267m
KB 29.9m

UNIACKE G-72
TD 5735m
KB 23.4m

CITADEL H-52
TD 5666m
KB 38.3m

S. GRIFFIN J-13
TD 5911m
KB 39.6m

Sea level Niveau de la mer

Seafloor Fond marin

122m | 82m | 54m | 22m | 137m | 153m | 65m | 63m

G.R. 0 125 | Sonic Acoustique 600 0

Metres Mètres

BANQUEREAU FORMATION
FORMATION DE BANQUEREAU

WYANDOT FORMATION
FORMATION DE WYANDOT

DAWSON CANYON FORMATION
FORMATION DE DAWSON CANYON

Petrel Member
Membre de Petrel

SHORTLAND SHALE
SHALE DE SHORTLAND

MISSISAUGA FORMATION
FORMATION DE MISSISAUGA

ROSEWAY UNIT
UNITÉ ROSEWAY

Baccaro Member
Membre de Baccaro

ABENAKI FORMATION
FORMATION D'ABENAKI

Misaine Member
Membre de Misaine

Scatarie Member
Membre de Scatarie

MOHICAN FORMATION
FORMATION DE MOHICAN

GLOOSCAP VOLCANICS
ROCHES VOLCANIQUES
DE GLOOSCAP

ARGO FORMATION
FORMATION D'ARGO

VERRILL CANYON FORMATION
FORMATION DE VERRILL CANYON

Artimon Member
Membre d'Artimon

LOGAN CANYON FORMATION
FORMATION DE LOGAN CANYON

Marmora Member
Membre de Marmora

Sable Member
Membre de Sable

Cree Member
Membre de Cree

Naskapi Member
Membre de Naskapi

"O" Marker
Repère "O"

upper member
membre supérieur

middle member
membre moyen

lower member
membre inférieur

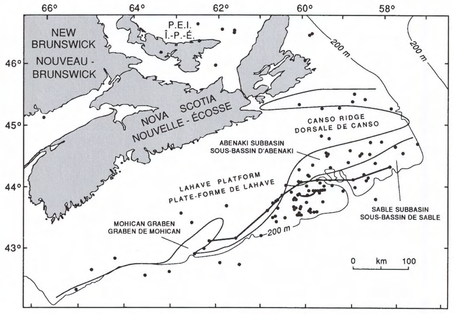
MIC MAC FORMATION
FORMATION DE MIC MAC

MOHICAN GRABEN
GRABEN DE MOHICAN

LAHAVE PLATFORM
PLATE-FORME DE LAHAVE

ABENAKI SUBBASIN
SOUS-BASSIN D'ABENAKI

SABLE SUBBASIN
SOUS-BASSIN DE SABLE



Index map with main tectonic elements and cross-section indicated; solid dots represent well locations.

Carte de localisation des principales entités tectoniques et de la coupe longitudinale; les points indiquent les emplacements des puits.

LEGEND LÉGENDE

Sandstone Grès	Dolostone Dolomie	Log scale shift Changement de l'échelle d'enregistrement S	TESTS ESSAIS
Siltstone	Evaporites Évaporites	Gas well / Gas show Puits de gaz / Indice de gaz	Gas Gaz
Shale	Volcanics Roches volcaniques	Oil and gas show Indice de pétrole et de gaz	Oil Pétrole
Limestone Calcaire	No data Pas de données	Dry and abondoned Sec et abandonné	Gas and condensate Gaz et condensat
			Total depth Profondeur totale ..... TD
			Kelly bushing Table de rotation ..... KB
			Gamma ray Rayons gamma ..... GR
			Self potential Polarisation spontanée..P

VERTICAL SCALE 1:10 000
ÉCHELLE VERTICALE 1/10 000

NO HORIZONTAL SCALE
PAS D'ÉCHELLE HORIZONTALE

SCOTIAN SHELF LITHOSTRATIGRAPHY 1
SOUTHWEST-NORTHEAST STRIKE SECTION

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE LITHOSTRATIGRAPHIE
COUPE LONGITUDINALE SUD-EST-NORD-EST

Canada

Geological Survey of Canada | Commission géologique du Canada

Geological Survey of Canada

Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF LITHOSTRATIGRAPHY 2 NORTH-SOUTH DIP SECTION

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE LITHOSTRATIGRAPHIE 2 COUPE INCLINÉE NORD-SUD

J. A. Wade

Recommended citation: Wade, J. A., 1991: Lithostratigraphy 2: north-south dip section; in East Coast Basin Atlas Series: Scotian Shelf; Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p. 53.

Additional copies of this map may be obtained from the Geological Survey of Canada, Atlantic Geoscience Centre, P. O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2 Canada (Ph: 902-426-2773; FAX: 902-426-4266).

Notation bibliographique conseillée: Wade, J. A., 1991: Lithostratigraphie 2: coupe inclinée nord-sud; dans Série des atlas des bassins de la côte Est: plate-forme Néo-Écossaise; Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada, p. 53.

Des copies supplémentaires de la carte peuvent être obtenues auprès de la Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de l'Atlantique, case postale 1006, Dartmouth (Nouvelle-Écosse) B2Y 4A2 Canada tél (902) 426-2773, facsimilé (902) 426-4266.

The cross-section on this map sheet illustrates the seaward thickening of the post-Middle Jurassic formations, southward from the Canso Ridge. Note the mixed carbonate/clastic shelf facies of the Mic Mac Formation which is succeeded by generally coarsening-upward, regressive clastic sequences of the Missisauga Formation. These are, in turn, transgressed by the fining-upward sequences of the Logan Canyon and Dawson Canyon Formations. The Wyandot Formation marks the culmination of the transgression.

SELECTED REFERENCES

Elluk, L. S.
1978: The Abenaki Formation, Nova Scotia shelf, Canada - a depositional and diagenetic model for a Mesozoic carbonate platform; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 26, p. 424-514.
Given, M. M.
1977: Mesozoic and early Cenozoic geology of offshore Nova Scotia; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 25, p. 63-91.
Jansa, L. F. and Wade, J. A.
1975: Geology of the continental margin off Nova Scotia and Newfoundland; in Offshore Geology of Eastern Canada, Volume 2, Regional Geology, (ed.) W. J. M. van der Linden and J. A. Wade; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, v. 2, p. 51-105.
McIver, N. L.
1972: Mesozoic and Cenozoic stratigraphy of the Nova Scotia shelf; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 9, p. 54-70.
Wade, J. A.
1977: Stratigraphy of Georges Bank Basin: interpreted from seismic correlation to the western Scotian Shelf; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 2274-2283.
Wade, J. A. and MacLean, B. C.
1990: The geology of the southeastern margin of Canada, part 2: aspects of the geology of the Scotian Basin from recent seismic and well data; in Geology of the Continental Margin of Eastern Canada, (ed.) M. J. Keen and G. L. Williams; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 2, p. 190-238 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-1).

La coupe transversale reproduite sur cette carte illustre l'épaississement vers le large des formations postérieures au Jurassique moyen, au sud de la dorsale Canso. À remarquer les faciès carbonatés et clastiques mixtes de plate-forme de la Formation de Mic Mac auxquels succèdent les séquences de roches clastiques régressives, généralement négatives, de la Formation de Missisauga. Celles-ci sont, à leur tour, recouvertes par les séquences positives des formations de Logan Canyon et de Dawson Canyon déposées lors d'un épisode de transgression. La Formation de Wyandot représente le point culminant de la transgression.

RÉFÉRENCES CHOISIES

Elluk, L. S.
1978: The Abenaki Formation, Nova Scotia shelf, Canada - a depositional and diagenetic model for a Mesozoic carbonate platform; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 26, p. 424-514.
Given, M. M.
1977: Mesozoic and early Cenozoic geology of offshore Nova Scotia; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 25, p. 63-91.
Jansa, L. F. et Wade, J. A.
1975: Geology of the continental margin off Nova Scotia and Newfoundland; in Offshore Geology of Eastern Canada, Volume 2, Regional Geology, (ed.) W. J. M. van der Linden and J. A. Wade; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, v. 2, p. 51-105.
McIver, N. L.
1972: Mesozoic and Cenozoic stratigraphy of the Nova Scotia shelf; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 9, p. 54-70.
Wade, J. A.
1977: Stratigraphy of Georges Bank Basin: interpreted from seismic correlation to the western Scotian Shelf; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 2274-2283.
Wade, J. A. et MacLean, B. C.*
1990: The geology of the southeastern margin of Canada, part 2: aspects of the geology of the Scotian Basin from recent seismic and well data; in Geology of the Continental Margin of Eastern Canada, (ed.) M. J. Keen and G. L. Williams; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 2, p. 190-238 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-1).

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français

Energy, Mines and Resources Canada | Energie, Mines et Ressources Canada

N

S

FOX I-22
TD 830m
KB 31.4 m

WYANDOT E-53
TD 3049m
KB 31.4m

MIC MAC H-86
TD 4785m
KB 25.9m

MISSISAUGA H-54
TD 4202m
KB 25.9m

ARCADIA J-16
TD 6005m
KB 38.0m

VENTURE H-22
TD 5944m
KB 38.1m

S.VENTURE O-59
TD 6176m
KB 35.0m

CHEBUCTO K-90
TD 5235m
KB 22.8m

Sea level Niveau de la mer
Seafloor Fond marin
84 m
121m
54m
102m
56m
22m
24m
86m

G.R. | Sonic Acoustique | S.P.

Metres Mètres

LOGAN CANYON FORMATION
FORMATION DE LOGAN CANYON
Naskapi Member
Membre de Naskapi
MISSISAUGA FM
FM DE MISSISAUGA
MIC MAC FM
FM DE MIC MAC
MEGUMA GROUP
GROUPE DE MEGUMA

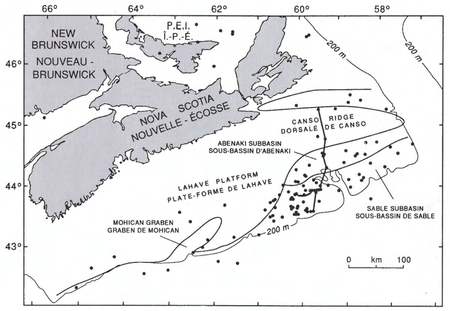
BANQUEREAU FORMATION
FORMATION DE BANQUEREAU
WYANDOT FORMATION
FORMATION DE WYANDOT
DAWSON CANYON FORMATION
FORMATION DE DAWSON CANYON
LOGAN CANYON FORMATION
FORMATION DE LOGAN CANYON
Petrel Member
Membre de Petrel
Marmora Member
Membre de Marmora
Sable Member
Membre de Sable
Cree Member
Membre de Cree
Naskapi Member
Membre de Naskapi
"O" Marker
Repère "O"
Scatarie Member
Membre de Scatarie
MEGUMA GROUP
GROUPE DE MEGUMA
MOHICAN FORMATION
FORMATION DE MOHICAN
MIC MAC FORMATION
FORMATION DE MIC MAC
ABENAKI FORMATION
FORMATION D'ABENAKI
MISSISAUGA FORMATION
FORMATION DE MISSISAUGA
upper member
membre supérieur
middle member
membre intermédiaire
lower member
membre inférieur

VERTICAL SCALE 1:10 000
ÉCHELLE VERTICALE 1/10 000
NO HORIZONTAL SCALE
PAS D'ÉCHELLE HORIZONTALE

LEGEND LÉGENDE

- Sandstone / Grès
- Siltstone
- Shale
- Limestone / Calcaire
- Basement / Socle
- No data / Pas de données

Gas well / Puits de gaz
Oil show / Indice de pétrole
Dry and abondoned / Sec et abandonné
TESTS / ESSAIS
Gas / Gaz
Oil / Pétrole
Gas and condensate / Gaz et condensat
Log scale shift / Changement de l'échelle d'enregistrement. S
Total depth / Profondeur totale ..... TD
Kelly bushing / Table de rotation ..... KB
Gamma ray / Rayons gamma ..... GR
Self potential / Polarisation spontanée ..... SP



Index map with main tectonic elements and cross-section indicated; solid dots represent well locations.

Carte de localisation des principales entités tectoniques et de la coupe transversale; les points indiquent les emplacements des puits.

CANSO RIDGE
DORSALE DE CANSO

HINGE ZONE
ZONE CHARNIÈRE

ABENAKI SUBBASIN
SOUS-BASSIN D'ABENAKI

SABLE SUBBASIN
SOUS-BASSIN DE SABLE

SCOTIAN SHELF
LITHOSTRATIGRAPHY
NORTH-SOUTH DIP SECTION

2

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE
LITHOSTRATIGRAPHIE
COUPE INCLINÉE NORD-SUD

Canada

Geological Survey of Canada | Commission géologique du Canada

Geological Survey of Canada

Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF LITHOSTRATIGRAPHY 3

PRE-MESOZOIC BASEMENT, AND MOHICAN FORMATION AND EQUIVALENTS

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE LITHOSTRATIGRAPHIE 3

SOCLE PRÉ-MÉSOZOÏQUE ET LA FORMATION DE MOHICAN ET ÉQUIVALENTS

J. A. Wade

Contributors: B. C. MacLean (seismic interpretation) and A. Edwards (outline of Montagnais structure)

Collaborateurs: B. C. MacLean (interprétation sismique) et A. Edwards (délimitation de la Structure Montagnais)

Recommended citation: Wade, J. A., 1991: Lithostratigraphy 3: Pre-Mesozoic basement, and Mohican Formation and equivalents; in East Coast Basin Atlas Series: Scotian Shelf; Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p. 55.

Additional copies of this map may be obtained from the Geological Survey of Canada, Atlantic Geoscience Centre, P. O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2 Canada (Ph: 902-426-2773; FAX: 902-426-4266).

Notation bibliographique conseillée: Wade, J. A., 1991: Lithostratigraphie 3: socle précénozoïque et la Formation de Mohican et équivalents; dans Série des atlas des bassins de la côte Est: plate-forme Néo-Écossaise; Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada, p. 55.

Des copies supplémentaires de la carte peuvent être obtenues auprès de la Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de l'Atlantique, case postale 1006, Dartmouth (Nouvelle-Écosse) B2Y 4A2 Canada tél (902) 426-2773, facsimilé (902) 426-4266.

PRE-MESOZOIC BASEMENT

The contours on the pre-Mesozoic basement (Fig. 1) outline the main tectonic and structural elements of the Scotian Basin. This Basin, which was the site of extensive Mesozoic-Cenozoic deposition, stretches ~1200 km from the Yarmouth Arch in the southwest to the Avalon Uplift in the northeast. It onlaps the southeastern flank of the Appalachian orogen and distally overlies oceanic crust. The Yarmouth Arch, LaHave Platform, Canso Ridge, and Burin Platform are stable elements that formed the western and northern margins of the Basin during its early development. The Avalon Uplift is a Late Jurassic - Early Cretaceous positive element that forms the eastern flank. Depth to basement on these more stable elements is generally <4000 m. The regional cross-section A-A' (Fig. 2) is a composite of a series of reflection seismic profiles, and illustrates the general structural style of the Basin and its sediment fill.

An Early Jurassic basement hinge zone (approximated by the 8 km contour on Fig. 1) separates the stable elements from a series of interconnected depocentres or subbasins that occur beneath the present day outer Scotian Shelf and Slope. In these areas, prolonged subsidence resulted in the accumulation of >12 km of sedimentary strata; maximum thickness may exceed 18 km. From west to east, the subbasins of the Scotian Basin are: Shelburne, Sable, Abenaki, Laurentian and South Whale (Fig. 1). Two other sites of thick early Mesozoic sedimentation are the Bay of Fundy and Orpheus grabens that developed adjacent to a major Paleozoic dextral fault system between the Avalon and Meguma basement terranes (Fig. 1, 2).

Hundreds of diapiric structures, extending from the Shelburne Subbasin to South Whale Subbasin, constitute the Slope Diapiric Province (Fig. 1, 2). Seaward of this area, the Mesozoic sediments baselap onto oceanic Layer 2.

The oldest Mesozoic sediments in the Basin are continental redbeds and evaporites of Triassic and Early Jurassic age deposited in early rift basins (grabens). Deposits of these types, the Eurydice and Argo formations (Fig. 3, 4), occur in the Mohican, Naskapi, Bay of Fundy, and Orpheus grabens which are ancillary to the main rift zone. Figure 4 illustrates the type sections of these Formations as well as the lateral facies variations within the Argo Formation, particularly the occurrence of potassium-rich salts. These Formations are unconformably overlain by the Iroquois and Mohican formations (Fig. 3, 5), the first sedimentary units deposited after continental breakup.

MOHICAN FORMATION AND EQUIVALENTS

As few wells penetrate the Mohican Formation, Figure 6 is, by necessity, generalized. It shows a relatively uniform surface which dips southeastward to a maximum depth of ~14 km. Control in the area south of the hinge is interpreted from the composite thickness of overlying units. The extensive zone of syndepositional faults mapped at higher levels is not projected to this level because of the variations in the dip of fault planes and the uncertainty of the levels at which the faults sole.

Figure 7 is an isopach map of the interval from the top of the Mohican Formation to the base of the Mesozoic section. This map includes rift and post-rift sediments. It shows a series of thicks and thins which reflect, in general, the rifted nature of the basement and the thickness variability of early basin fill. The great thickness of sediments in the Orpheus Graben may include sediments of possible Carboniferous age as suggested in the regional cross-section (Fig. 2).

REFERENCES

Grant, A. C. and McAlpine, K. D.
1990: The continental margin around Newfoundland; Chapter 6 in Geology of the Continental Margin of Eastern Canada, (ed.) M. J. Keen and G. L. Williams; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 2, p. 239-292 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-1).

Wade, J. A. and MacLean, B. C.
1990: The geology of the southeastern margin of Canada; part 2: aspects of the geology of the Scotian Basin from recent seismic and well data; in Geology of the Continental Margin of Eastern Canada, (ed.) M. J. Keen and G. L. Williams; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 2, p. 190-238 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-1).

□

SOCLE PRÉMÉSOZOÏQUE

Les isobathes du socle prémésozoïque (fig. 1) délimitent les principales entités tectoniques et structurales du bassin Néo-Écossais. Ce bassin dans lequel s'est accumulée une grande quantité de sédiments au Mésozoïque-Cénozoïque s'étend sur une distance de 1 200 km environ, de l'arche de Yarmouth au sud-ouest, jusqu'au soulèvement d'Avalon au nord-est. Il forme un biseau d'aggradation sur le flanc sud-est de l'orogène appalachien et repose dans sa partie distale sur la croûte océanique. L'arche de Yarmouth, la plate-forme de LaHave, la dorsale Canso et la plate-forme de Burin sont des entités stables qui ont formé les marges ouest et nord du bassin au début de son évolution. Le soulèvement d'Avalon est une entité positive du Jurassique tardif-Crétacé précoce formant le flanc est. La profondeur du socle sur ces entités plus stables ne dépasse pas en général 4 000 m. La coupe régionale A-A' (fig. 2) regroupe une série de profils de sismique-réflexion et illustre le style structural général du bassin et de son remplissage sédimentaire.

Une charnière du socle du Jurassique précoce (correspondant approximativement à l'isobathe de 8 km sur la fig. 1) sépare les entités stables d'une série de zones de dépôt maximal ou de sous-bassins reliés entre eux qui se trouvent actuellement dans la subsurface de la plate-forme continentale externe et du talus continental. Dans ces régions, la subsidence de longue durée a provoqué l'accumulation de plus de 12 km de sédiments; l'épaisseur maximale dépasse parfois 18 km. De l'ouest vers l'est, les sous-bassins du bassin Néo-Écossais sont: Shelburne, Sable, Abenaki, Laurentien et Baleine Sud (fig. 1). Les grabens de la baie de Fundy et Orpheus qui se sont formés à proximité d'un important réseau de failles dextres du Paléozoïque, entre les terranes de socle d'Avalon et de Meguma sont deux autres zones de sédimentation importante du Mésozoïque précoce (fig. 1, 2).

Des centaines de structures diapiriques, entre les sous-bassins de Shelburne et de la Baleine Sud, constituent la province diapirique du talus (fig. 1, 2). Du côté océanique de la province, les sédiments mésozoïques forment un biseau discordant sur la couche océanique 2.

Dans le bassin, les sédiments mésozoïques les plus anciens sont des évaporites et des couches rouges d'origine continentale du Trias et du Jurassique précoce déposées dans des bassins d'effondrement précoces (grabens). Des dépôts de ce type, les formations d'Eurydice et d'Argo (fig. 3, 4), se retrouvent dans les grabens Mohican, Naskapi, Baie de Fundy et Orpheus qui sont subsidiaires à la principale zone de rift. La figure 4 illustre les stratotypes de ces formations ainsi que les variations latérales de faciès au sein de la Formation d'Argo, en particulier la présence de sel riche en potassium. Ces formations sont surmontées en discordance des formations d'Iroquois et de Mohican (fig. 3, 5), les premières unités sédimentaires déposées après la rupture continentale.

FORMATION DE MOHICAN ET ÉQUIVALENTS

Étant donné que quelques puits seulement pénètrent dans la Formation de Mohican, la figure 6 est donc, par nécessité, très généralisée. Elle montre une surface relativement uniforme qui plonge vers le sud-est jusqu'à une profondeur maximale de 14 km environ. Les données sur la région au sud de la charnière sont le résultat d'une interprétation de l'épaisseur composée des unités sus-jacentes. La vaste zone de failles synsédimentaires cartographiées à des niveaux plus élevés n'a pas été projetée à ce niveau étant donné les variations du pendage des plans de failles et l'incertitude relative aux niveaux où se situent les plans de chevauchement inférieur de ces dernières.

La figure 7 est une carte isopaque de l'intervalle allant du sommet de la Formation de Mohican à la base de la séquence mésozoïque. Cette carte figure les sédiments contemporains du rifting et postérieurs. Une série de couches épaisses et minces sont représentées reflétant, en général, la fracturation par distension du socle et l'épaisseur variable des premiers sédiments à combler le bassin. Les sédiments très épais reposant dans le graben Orpheus pourraient contenir des unités d'âge carbonifère comme on l'a indiqué sur la coupe régionale (fig. 2).

RÉFÉRENCES

Grant, A. C. et McAlpine, K. D.
1990: The continental margin around Newfoundland; Chapter 6 in Geology of the Continental Margin of Eastern Canada, (ed.) M. J. Keen and G. L. Williams; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 2, p. 239-292 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-1).

Wade, J. A. et MacLean, B. C.
1990: The geology of the southeastern margin of Canada; part 2: aspects of the geology of the Scotian Basin from recent seismic and well data; in Geology of the Continental Margin of Eastern Canada, (ed.) M. J. Keen and G. L. Williams; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 2, p. 190-238 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-1).

Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français

□

Energy, Mines and Resources Canada | Énergie, Mines et Ressources Canada

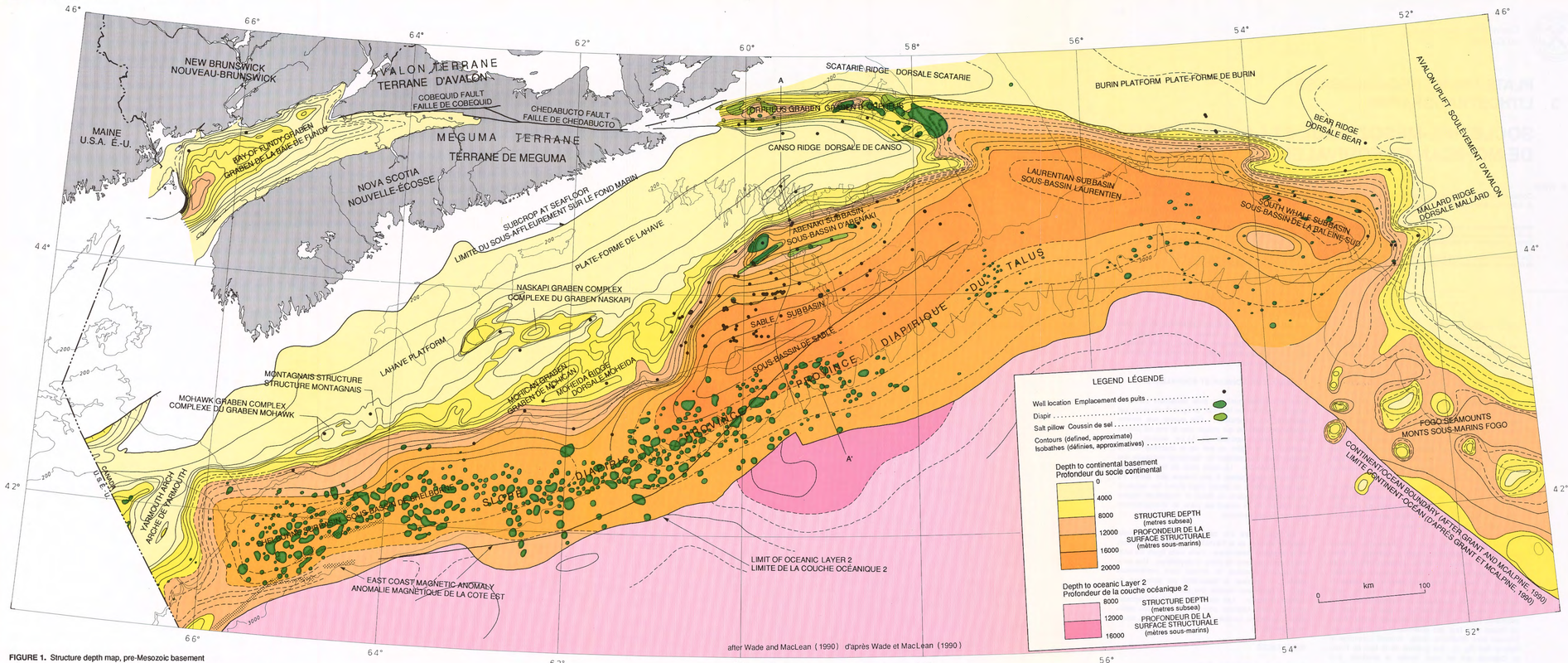


FIGURE 1. Structure depth map, pre-Mesozoic basement

FIGURE 1. Carte isobathe de la surface structurale du socle prémésozoïque

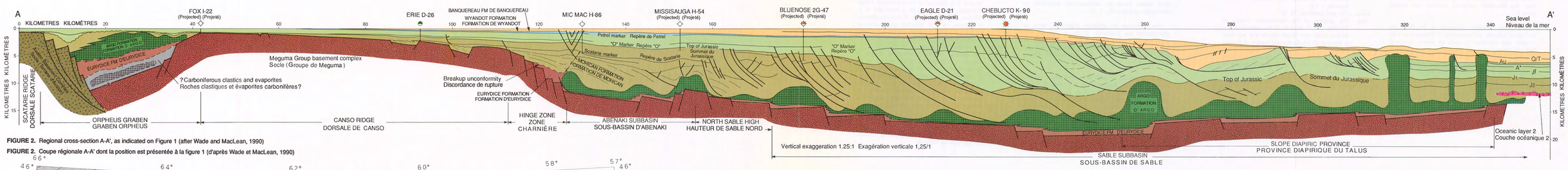


FIGURE 2. Regional cross-section A-A', as indicated on Figure 1 (after Wade and MacLean, 1990)

FIGURE 2. Coupe régionale A-A' dont la position est présentée à la figure 1 (d'après Wade et MacLean, 1990)

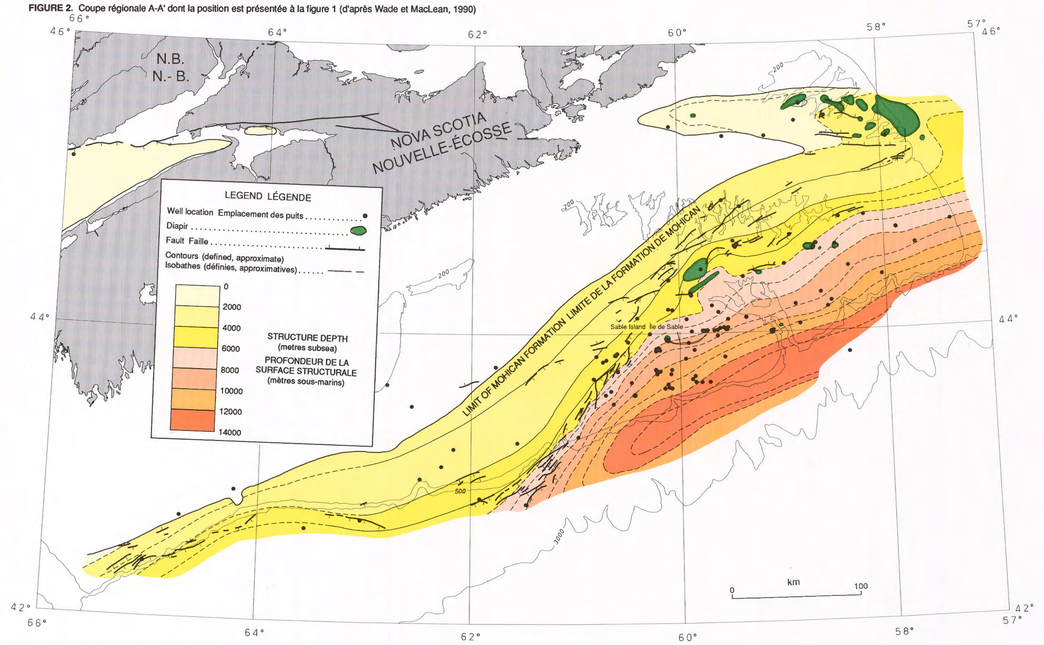


FIGURE 6. Structure depth map, Mohican Formation and equivalents (constructed from well data and isopachs of overlying formations)

FIGURE 6. Carte isobathe de la surface structurale de la Formation de Mohican et de ses équivalents (basée sur les données de puits et les isopaques des formations sus-jacentes)

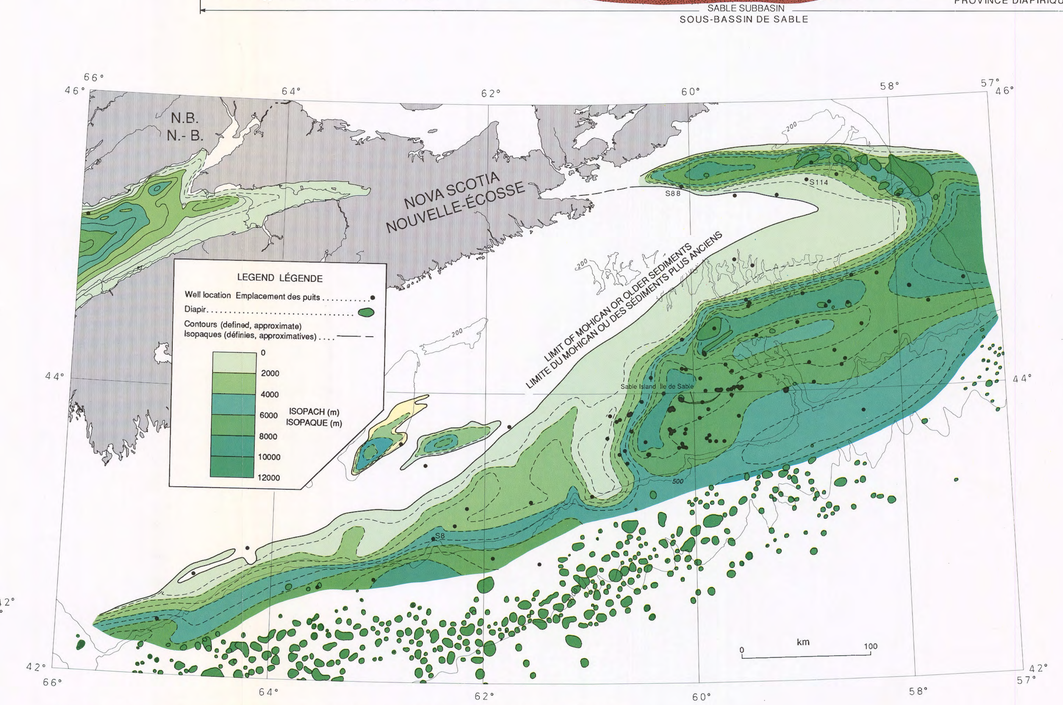


FIGURE 7. Isopach map, top of Mohican Formation to basement (includes Mohican, Iroquois, Argo and Eurydice formations and equivalents)

FIGURE 7. Carte isopaque, du sommet de la Formation de Mohican jusqu'au socle (ce qui comprend les formations de Mohican, d'Iroquois, d'Argo et d'Eurydice de même que leurs équivalents)

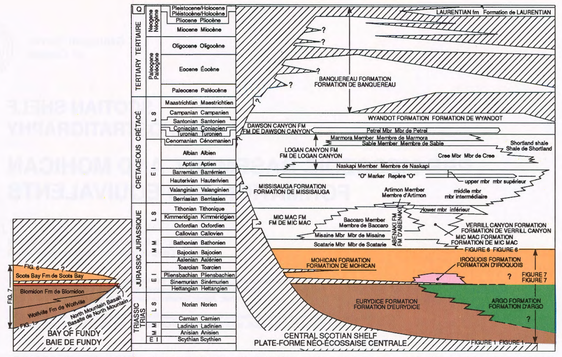


FIGURE 3. Generalized stratigraphy of central Scotian Shelf showing pre-Mesozoic basement, and Mohican and older formations and equivalents (after Wade and MacLean,1990); the general stratigraphy for the Bay of Fundy is also shown.

FIGURE 3. Stratigraphie généralisée de la plate-forme Néo-Écossaise centrale montrant le socle prémésozoïque, la formation de Mohican ainsi que les formations qui lui sont plus anciennes et leurs équivalents (d'après Wade et MacLean,1990); la stratigraphie généralisée de la baie de Fundy est également présentée.

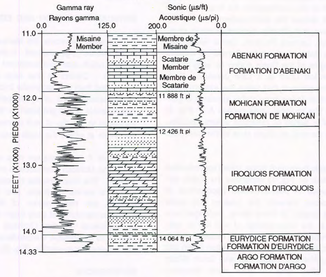


FIGURE 5. Type section, Iroquois and Mohican formations (location of well shown on Fig. 7)

FIGURE 5. Stratotype, formations d'Iroquois et de Mohican (emplacement des puits indiqué à la fig. 7)

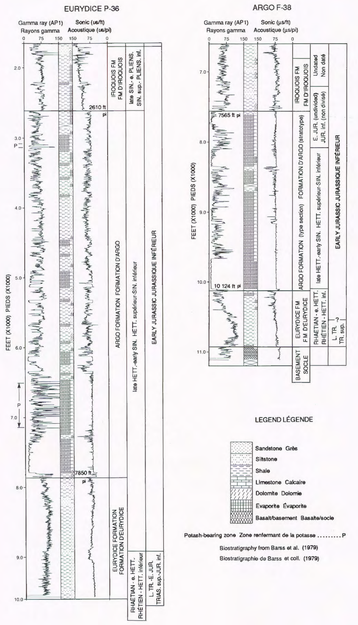


FIGURE 4. Type sections, Eurydice and Argo formations (after Wade and MacLean, 1990); well locations shown on Figure 7.

FIGURE 4. Stratotypes, formations d'Eurydice et d'Argo (d'après Wade et MacLean, 1990); emplacement des puits indiqué à la figure 7.

SCOTIAN SHELF LITHOSTRATIGRAPHY 3 PRE-MESOZOIC BASEMENT, AND MOHICAN FORMATION AND EQUIVALENTS

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE LITHOSTRATIGRAPHIE 3 SOCLE PRÉMÉSOZOÏQUE, FORMATION DE MOHICAN ET ÉQUIVALENTS

Canada

Geological Survey of Canada | Commission géologique du Canada

Geological Survey of Canada

Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF LITHOSTRATIGRAPHY 4

MIC MAC AND ABENAKI FORMATIONS

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE LITHOSTRATIGRAPHIE 4

FORMATION DE MIC MAC ET FORMATION D'ABENAKI

J. A. Wade

Contributors: B. C. MacLean (faults and diapir outlines) and A. Edwards (outline of Montagnais structure)

Collaborateurs: B. C. MacLean (failles et délimitation des diapirs) et A. Edwards (délimitation de la structure Montagnais)

Recommended citation: Wade, J. A., 1991: Lithostratigraphy 4: Mic Mac and Abenaki formations; in East Coast Basin Atlas Series: Scotian Shelf; Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p. 57.

Additional copies of this map may be obtained from the Geological Survey of Canada, Atlantic Geoscience Centre, P. O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2 Canada (Ph: 902-426-2773; FAX: 902-426-4266).

Notation bibliographique conseillée: Wade, J. A., 1991: Lithostratigraphie 4: Formation de Mic Mac et Formation d'Abenaki; dans Série des atlas des bassins de la côte Est: plate-forme Néo-Écossaise; Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada, p. 57.

Des copies supplémentaires de la carte peuvent être obtenues auprès de la Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de l'Atlantique, case postale 1006, Dartmouth (Nouvelle-Écosse) B2Y 4A2 Canada tél (902) 426-2773, facsimilé (902) 426-4266.

The Abenaki and Mic Mac formations and their equivalents overlie the Mohican Formation and underlie the Missisauga and equivalent formations (Fig. 1). The Abenaki Formation (Fig. 2) is a complex suite of shelf carbonates and shales deposited in the relatively stable marine environment of the LaHave Platform (Fig. 3). It is flanked to the north (shoreward) by coeval continental clastics of the Mohawk Formation. To the east and northeast, in the area of the Abenaki and Sable subbasins, the equivalent unit is the Mic Mac Formation which consists of a thick sequence of interbedded sandstones and shales and locally thick limestone beds (Fig. 4). Basinward, these Formations pass into shales which comprise the lower part of the Verrill Canyon Formation (Fig. 1). The maximum age range of these Formations is Bajocian to Tithonian (Wade and MacLean, 1990).

Contours on the Abenaki and Mic Mac formations (Fig. 5) outline the following features: a broad high on the LaHave Platform; the depocentre of the Sable Subbasin, which is characterized by a series of down-to-the-basin faults associated with the instability of the thick, Mesozoic progradational sequences; the eastward plunging nose of the Canso Ridge, and; the Orpheus Graben. Dips are lowest across the LaHave Platform at ~18 m/km and highest across the Sable Subbasin at ~50 m/km.

Significant gas and condensate discoveries were made in the Mic Mac Formation at the Venture (S76 to S80), Arcadia (S81), Citnalta (S82) and Uniacke (S83) wells (Fig. 6). Traps occur in a series of rollover anticlines. All gas discovered in this Formation occurs within the overpressured system (see map sheets Lithostratigraphy 11 and 12, this volume). To date, no discoveries or significant shows occur within the Abenaki Formation.

Figure 7 is an isopach map of the Abenaki and Mic Mac formations and their equivalents. Few wells completely penetrate these Formations. The Mic Mac Formation thickens from a zero edge along the middle of the Scotian Shelf to a maximum thickness of 5-6 km (projected) beneath the outer Shelf in the Sable Subbasin. In contrast, at the outer LaHave Platform, the coeval Abenaki Formation reaches a maximum thickness of ~1600 m at a carbonate bank edge.

Figure 8 is a map of carbonate content in the Abenaki Formation and equivalents. The lithofacies data on the LaHave Platform are based on the few wells which completely penetrate the section. A predominance of siliciclastics exists along the inner paleo-shelf whereas 30% clastics, or less, occurs along the outer paleo-shelf in conjunction with the thick carbonates of the Abenaki Formation. In places, the carbonates constitute 90% of the section.

East of the carbonate platform, many wells penetrate the upper part of the Mic Mac Formation but only two wells, Abenaki J-56 (S84) and Mic Mac H-86 (S95), are drilled through it. As a result, most facies maps represent only the upper portion of the Formation. To compensate, seismic data were used to estimate the percentage of carbonate (Fig. 8) and clastics (Fig. 9) in the complete Mic Mac Formation. The Mic Mac Formation is regressive and, through time, the carbonate-rich facies moved upward and seaward in the section (Fig. 10). The generalized paleogeography of these Formations is shown in Figure 11.

A comparison of Figure 8 and Figure 9 reveals a siliciclastic-rich zone trending northeast-southwest past Sable Island and marking a focus of clastic deposition. Along the outer Shelf, northeast of Sable Island, a trend of >50% carbonate in the drilled portion of the Mic Mac Formation is often mapped as Abenaki Formation. A cross-section (Fig. 10), illustrating this feature, is based on a combination of well and seismic data. Control wells established the lithofacies, and seismic data revealed the relationships between the fault slices. In the Upper Jurassic, the shelf carbonate facies climb stratigraphically with seaward progression outlining a series of paleo-shelf edges (Fig. 11). When all facies within the Formation are considered, the maximum carbonate content is only ~30% (Fig. 8). Consequently, the carbonate section is included in the Mic Mac Formation. This interpretation differs from the one based on only the section drilled, as is presented on map sheets Lithostratigraphy 8 to 10 (this volume).

REFERENCE

Wade, J. A. and MacLean, B. C.
1990: The geology of the southeastern margin of Canada; part 2: aspects of the geology of the Scotian Basin from recent seismic and well data; in Geology of the Continental Margin of Eastern Canada, (ed.) M. J. Keen and G. L. Williams; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 2, p. 190-238 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-1).

□

Les formations d'Abenaki et de Mic Mac et leurs équivalents reposent sur la Formation de Mohican et sont sous-jacentes à la Formation de Missisauga et aux formations équivalentes (fig. 1). La Formation d'Abenaki (fig. 2) est une suite complexe de roches carbonatées et de shales de plate-forme déposés dans le milieu marin relativement stable de la plate-forme de LaHave (fig. 3). Elle est flanquée au nord (vers la côte) de roches clastiques continentales de la Formation de Mohawk qui lui sont contemporaines. À l'est et au nord-est, dans la zone des sous-bassins d'Abenaki et de Sable, l'unité équivalente est la Formation de Mic Mac qui est composée d'une épaisse séquence de grès et de shales interstratifiés et d'épaisses couches de calcaire par endroits (fig. 4). Du côté du bassin, ces formations sont remplacées par des shales qui comprennent la partie inférieure de la Formation de Verrill Canyon (fig. 1). L'intervalle d'âges maximal de ces formations va du Bajocien au Tithonique (Wade et MacLean, 1990).

Les isobathes du sommet des formations d'Abenaki et de Mic Mac (fig. 5) mettent en évidence les entités suivantes: une vaste hauteur sur la plate-forme de LaHave; la zone de dépôt maximal du sous-bassin de Sable qui est caractérisé par une série de failles plongeant vers le bassin associées à l'instabilité des épaisses séquences mésozoïques progradantes; le «nez» incliné vers l'est de la dorsale Canso; et le graben Orpheus. C'est dans la plate-forme de LaHave que les pendages sont les plus faibles, environ 18 m/km, alors que c'est dans le sous-bassin de Sable qu'on observe les plus élevés, environ 50 m/km.

On a fait d'importantes découvertes de gaz et de condensat dans la Formation de Mic Mac, aux puits Venture (S76 à S80), Arcadia (S81), Citnalta (S82), et Uniacke (S83) (fig. 6). Les pièges se situent dans une série d'anticlinaux de compensation (anticlinaux de rebroussement). Toutes les découvertes de gaz dans cette formation sont contenues dans le système de surpression (voir les cartes Lithostratigraphie 11 et 12 du présent volume). À ce jour, aucune gisement ou indice important n'a été découvert au sein de la Formation d'Abenaki.

La figure 7 est une carte isopaque des formations d'Abenaki et de Mic Mac et de leurs équivalents. Quelques puits traversent complètement ces formations. L'épaisseur de la formation de Mic Mac passe de nulle dans la partie médiane de la plate-forme Néo-Écossaise à un maximum de 5-6 km (projeté) dans la plate-forme externe, au niveau du sous-bassin de Sable. Par contre, dans la partie externe de la plate-forme de LaHave, la Formation d'Abenaki qui lui est contemporaine atteint une épaisseur maximale d'environ 1 600 m en bordure d'un banc carbonaté.

La figure 8 est une carte du pourcentage de roches carbonatées dans la Formation d'Abenaki et ses équivalents. Les données sur les lithofaciès de la plate-forme de LaHave sont basées sur des données recueillies dans les quelques puits qui traversent complètement la section. Le long de la paléoplate-forme continentale interne, les roches silicoclastiques prédominent tandis que le long de la paléoplate-forme externe, le pourcentage de roches clastiques ne dépasse pas 30 % et elles sont combinées avec les épaisses couches carbonatées de la Formation d'Abenaki. Par endroits, les roches carbonatées constituent 90 % de la section.

À l'est de la plate-forme carbonatée, plusieurs puits pénètrent dans la partie supérieure de la Formation de Mic Mac mais seulement deux puits, Abenaki J-56 (S84), et Mic Mac H-86 (S95), la traversent. Par conséquent, la plupart des cartes de faciès ne figurent que la partie supérieure de la formation. C'est pourquoi on a utilisé des données sismiques pour déterminer le pourcentage de roches carbonatées (fig. 8) et de roches clastiques (fig. 9) de toute la Formation de Mic Mac. La Formation de Mic Mac est régressive et le faciès riche en roches carbonatées se déplace, dans les roches plus jeunes de la section, vers le haut et vers le large (fig. 10). La paléogéographie généralisée de ces formations est présentée à la figure 11.

Il ressort d'une comparaison des figures 8 et 9 qu'une zone riche en roches silicoclastiques de direction nord-est-sud-ouest s'étend au-delà de l'Île de Sable et définit un centre de sédimentation clastique. Le long de la plate-forme externe, au nord-est de l'Île de Sable, une zone orientée de roches constituées à plus de 50 % de matériaux carbonatés dans la partie forée de la Formation de Mic Mac est souvent cartographiée comme la Formation d'Abenaki. Une coupe transversale (fig. 10) illustrant cette zone orientée est fondée sur un ensemble de données de puits et de données sismiques. Des puits de contrôle ont permis d'établir les lithofaciès et des données sismiques ont révélé les liens qui existent entre les écailles tectoniques. Dans le Jurassique supérieur, les faciès de roches carbonatées de plate-forme s'élèvent dans la stratigraphie et migrent vers le large, délimitant ainsi une série de paléobordures de plate-forme (fig. 11). Lorsque l'on considère tous les faciès présents dans la formation, le pourcentage maximal de roches carbonatées n'est que d'environ 30 % (fig. 8). Par conséquent, l'intervalle carbonaté est inclus dans la Formation de Mic Mac. Cette interprétation diffère de celle fondée uniquement sur la section forée présentée sur les cartes Lithostratigraphie 8 à 10 (dans le présent volume).

RÉFÉRENCE

Wade, J. A. et MacLean, B. C.
1990: The geology of the southeastern margin of Canada; part 2: aspects of the geology of the Scotian Basin from recent seismic and well data; in Geology of the Continental Margin of Eastern Canada, (ed.) M. J. Keen and G. L. Williams; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 2, p. 190-238 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-1).

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français

□

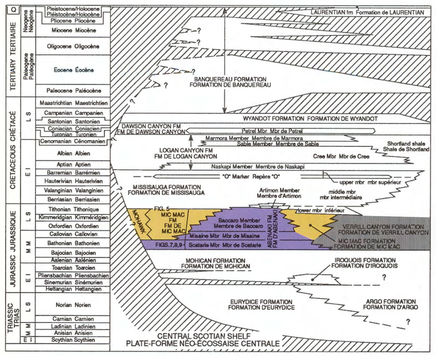


FIGURE 1. Generalized stratigraphy indicating Abenaki and Mic Mac formations (after Wade and MacLean, 1990)

FIGURE 1. Stratigraphie généralisée indiquant les formations d'Abenaki et de Mic Mac (d'après Wade et McLean,1990)

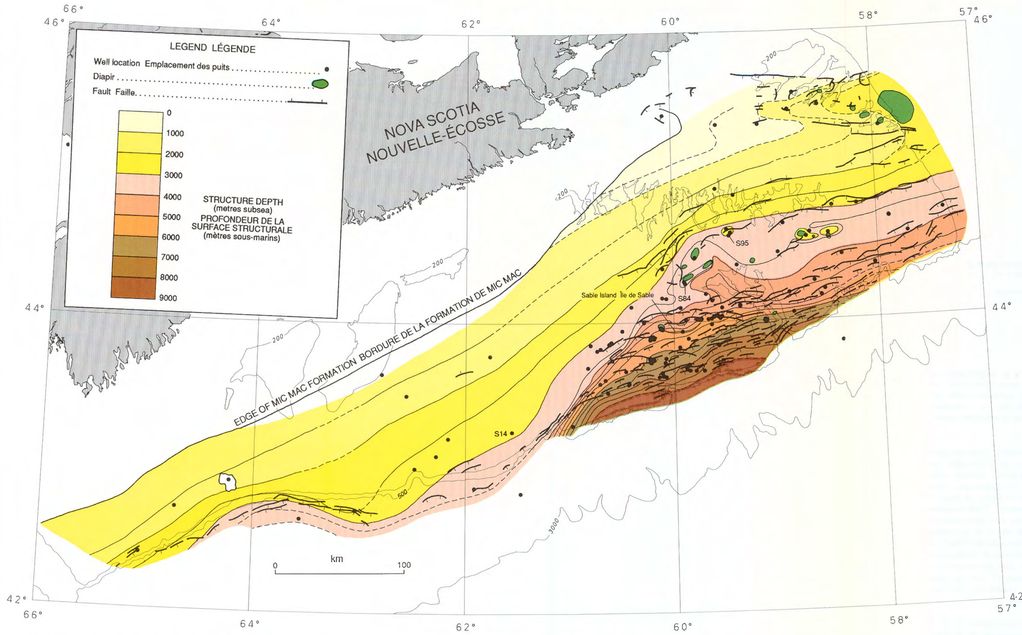


FIGURE 5. Structure depth map, Abenaki Formation and Mic Mac Formation

FIGURE 5. Carte isobathe de la surface structurale des formations d'Abenaki et de Mic Mac

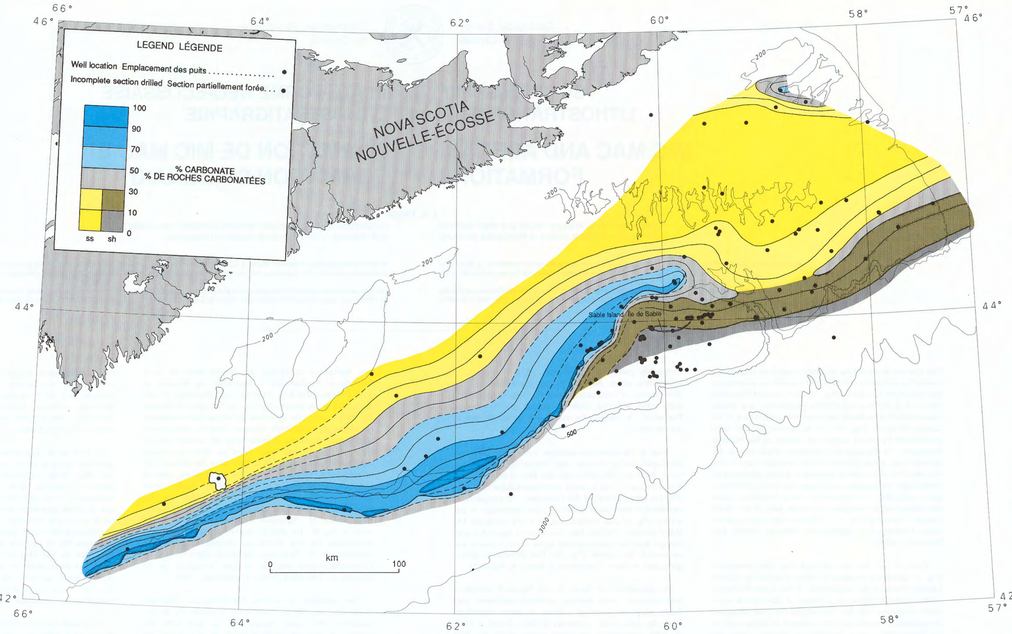


FIGURE 8. Percentage of carbonate, Abenaki Formation and equivalents

FIGURE 8. Pourcentage de roches carbonatées, Formation d'Abenaki et équivalents

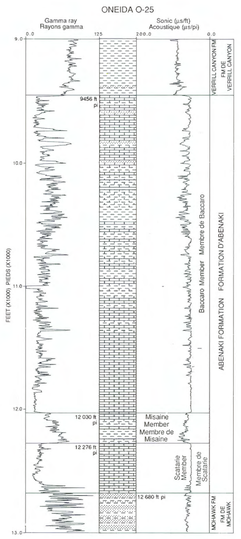


FIGURE 2. Type section, Abenaki Formation

FIGURE 2. Stratotype de la Formation d'Abenaki

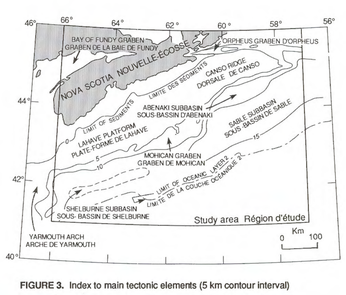


FIGURE 3. Index to main tectonic elements (5 km contour interval)

FIGURE 3. Principaux éléments tectoniques (équidistance de 5 km)

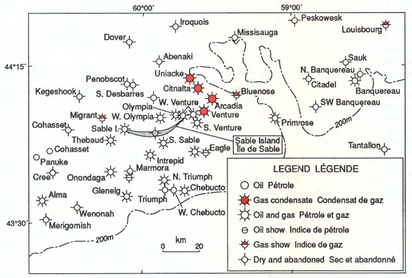


FIGURE 6. Gas and condensate discoveries, Mic Mac Formation

FIGURE 6. Découvertes de gaz et de pétrole, Formation de Mic Mac

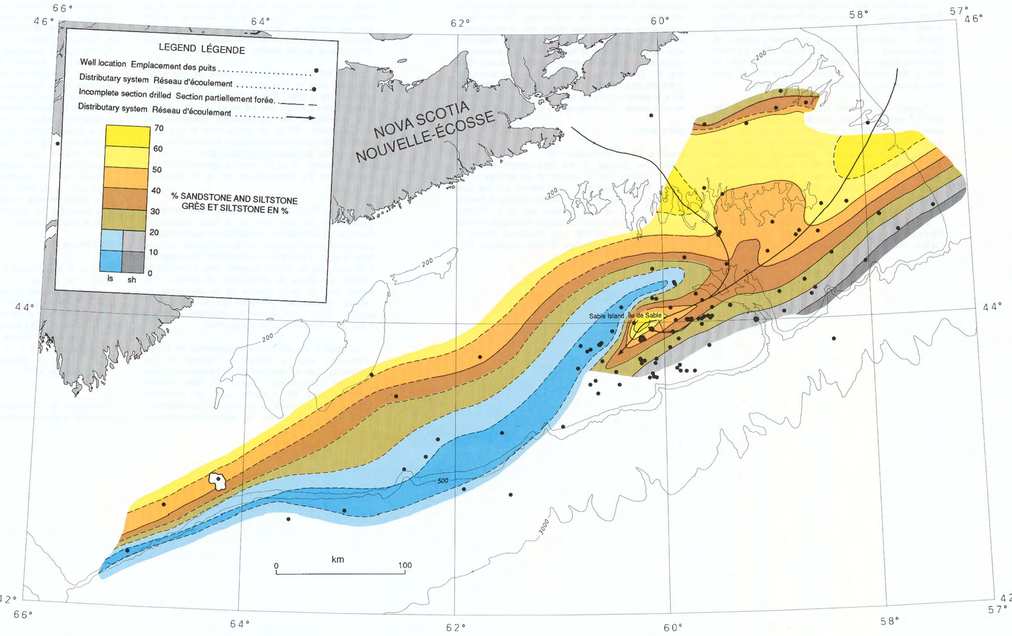
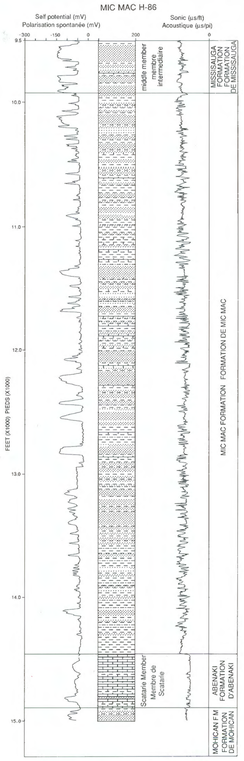


FIGURE 9. Percentage of sandstone and siltstone, Mic Mac Formation and equivalents

FIGURE 9. Pourcentage de grès et de siltstone, Formation de Mic Mac et équivalents



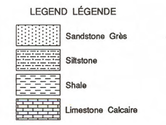


FIGURE 4. Type section, Mic Mac Formation

FIGURE 4. Stratotype de la Formation de Mic Mac

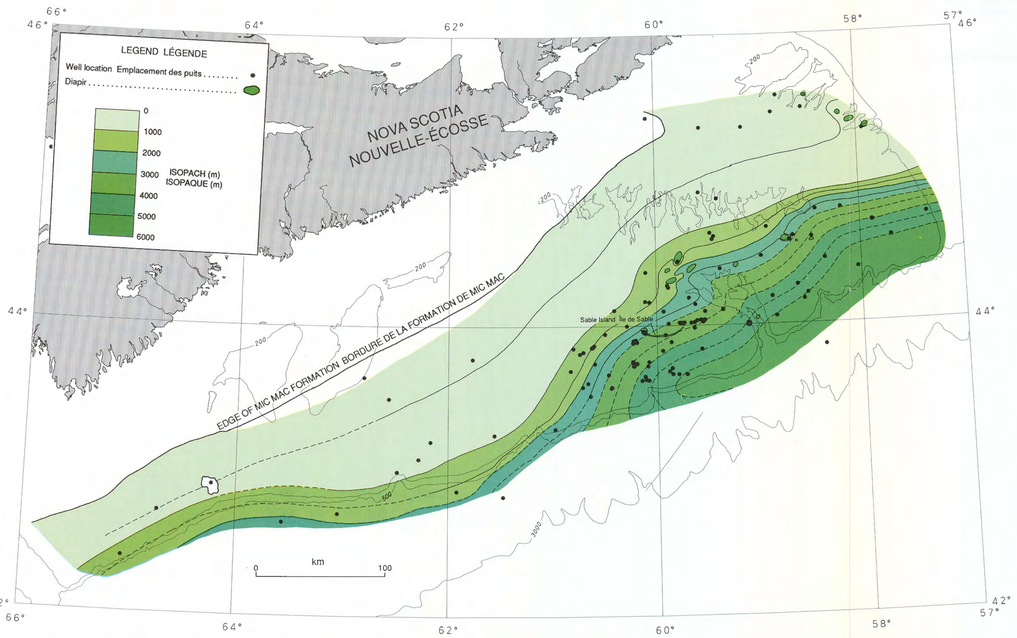


FIGURE 7. Isopach map, Abenaki Formation and Mic Mac Formation and equivalents

FIGURE 7. Carte isopaque des formations d'Abenaki, de Mic Mac et de leurs équivalents

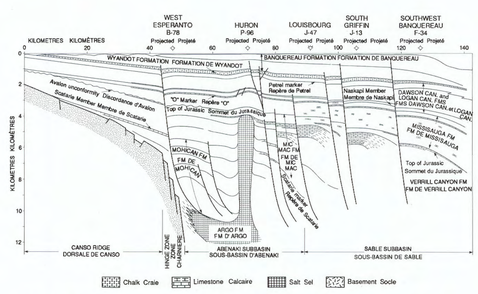


FIGURE 10. Development of limestone facies in the Mic Mac Formation, southeastern Scotian Shelf (from Wade and MacLean, 1990)

FIGURE 10. Étendue du faciès calcaire à l'intérieur de la Formation de Mic Mac dans le sud-est de la plate-forme Néo-Ecossaise (d'après Wade et MacLean, 1990)

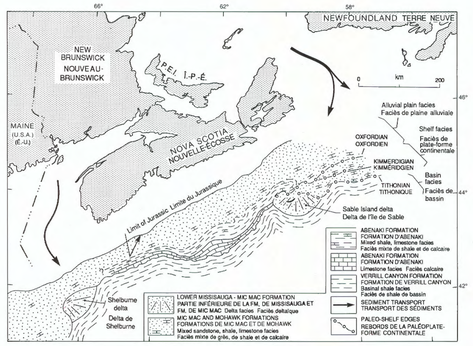


FIGURE 11. Generalized paleogeography, Mic Mac Formation and its equivalents (after Wade and MacLean, 1990)

FIGURE 11. Paléogéographie généralisée, Formation de Mic Mac et équivalents (d'après Wade et MacLean, 1990)

SCOTIAN SHELF LITHOSTRATIGRAPHY 4 MIC MAC AND ABENAKI FORMATIONS

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE LITHOSTRATIGRAPHIE FORMATION DE MIC MAC ET FORMATION D'ABENAKI

Geological Survey of Canada

Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF LITHOSTRATIGRAPHY 5

MISSISAUGA FORMATION

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE LITHOSTRATIGRAPHIE 5

FORMATION DE MISSISAUGA

J. A. Wade

Contributors: B. C. MacLean (faults, diapir outlines, and seismic limits) and A. Edwards (outline of Montagnais structure)

Collaborateurs: B. C. MacLean (failles, délimitation des diapirs, et limites sismiques) et A. Edward (délimitation de la structure Montagnais)

Recommended citation: Wade, J. A., 1991: Lithostratigraphy 5: Missisauga Formation; in East Coast Basin Atlas Series: Scotian Shelf; Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p. 59.

Additional copies of this map may be obtained from the Geological Survey of Canada, Atlantic Geoscience Centre, P. O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2 Canada (Ph: 902-426-2773; FAX: 902-426-4266).

Notation bibliographique conseillée: Wade, J. A., 1991: Lithostratigraphie 5: Formation de Missisauga; dans Série des atlas des bassins de la côte Est: plate-forme Néo-Écossaise; Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada, p.59.

Des copies supplémentaires de la carte peuvent être obtenues auprès de la Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de l'Atlantique, case postale 1006, Dartmouth (Nouvelle-Ecosse) B2Y 4A2 Canada tél (902) 426-2773, facsimilé (902) 426-4266.

The Missisauga Formation and its equivalents lie between the Logan Canyon and Mic Mac formations and their equivalents (Fig. 1). Over most of the Scotian Shelf, the surface of the Missisauga Formation (Fig. 2) dips seaward with an average gradient of ~19 m/km. However, along the outer edge of the Shelf in an area of growth faults, the dip steepens to ~50 m/km. This zone of faulting results in an area of complex structures, south-southwest of Sable Island, and appears to die out in the vicinity of the Evangeline H-98 well (S17). Major faulting near this well resulted in overthickening of overlying formations and hence a structural low on the top of the Missisauga Formation.

The Missisauga Formation was deposited by a major river system which probably drained much of the northeastern part of the Canadian Shield during the Early Cretaceous (Wade and MacLean, 1990). On the eastern part of the Shelf, the Formation is characterized by widespread alluvial plain facies of thick sandstones interbedded with shales. These facies grade seaward into delta and prodelta facies of which the sandstones are less massive and the sand/shale ratio is lower. To the west on the LaHave Platform (Fig. 3), a marine shelf facies which is characterized by higher amounts of limestone, is equivalent to the Missisauga Formation and is informally named the Roseway unit. The distal equivalent of the Missisauga Formation is the upper part of the Verrill Canyon Formation which occurs beneath the continental slope and rise (Fig. 1).

Age assignments for the Missisauga Formation are difficult because of the facies involved but, generally, the age range is Kimmeridgian to Barremian (Fig. 1; Ascoli, 1976; Barss et al., 1979).

The Missisauga Formation is subdivided into three informal members (Fig. 4; Wade and MacLean, 1990). The upper member extends from the top of the Formation to the base of a series of thin limestone beds of Hauterivian to Barremian age, known as the "O" Marker. The middle member extends from the base of the "O" Marker to the top of a prominent shaly sequence dated as Berriasian-Valanginian. The lower member, which contains the major reservoir beds in the Venture field, extends from this shale unit to a prominent Kimmidgerian limestone bed marking the top of the Mic Mac Formation.

Across the Sable Subbasin, structural deformation and down-to-the-basin faulting created a large number of fault-controlled trapping possibilities for hydrocarbons. The several significant hydrocarbon discoveries in the Missisauga Formation (see Fig. 5) include Venture (S76 to S80), South Venture (S70), Thebaud (S40 to S43), Chebucto, North Triumph (S64 and S65), Onondaga (S36 to S39), Alma (S19 and S20), Glenelg (S32 to S35), and Panuke (S23 and S24).

The Missisauga Formation ranges in thickness from a zero edge along the inner part of the Scotian Shelf to 3000 m or more in a relatively small area between Sable Island and the edge of the Shelf; the latter marks the local depocentre of these latest Jurassic and Early Cretaceous sediments (Fig. 6).

Contours of percent sandstone and siltstone in the Missisauga Formation (Fig. 7) outline a river-dominated deltaic system through the Sable Island area. The delta is flanked to the east and west by broad alluvial plain facies which grade seaward into shallow marine facies. To the southwest along the outer Shelf, marine shale and limestone facies of the Roseway unit predominate.

Figure 8 is a map of subsea depth to the middle member of the Missisauga Formation. The middle member is best observed in the southeastern part of the Scotian Shelf where the "O" Marker can be distinguished on mechanical logs and reflection seismic data. The member is not recognized on the LaHave Platform due to the overall increase in limestone facies. Note that Figure 8 shows many of the same structural features as Figure 2.

The lower member of the Missisauga Formation is limited to the area of most active subsidence during latest Jurassic time. Its thickness ranges from a zero edge, which west of Sable Island approximates the underlying Abenaki carbonate bank, to >2000 m at the Shelf edge south of Sable Island (Fig. 9).

SELECTED BIBLIOGRAPHY

Ascoli, P.
1976: Foraminiferal and ostracod biostratigraphy of the Mesozoic-Cenozoic, Scotian Shelf, Atlantic Canada; in First International Symposium on Benthonic Foraminifera of Continental Margins, Part B, Paleoecology and Biostratigraphy, (ed.) C. T. Schafer and B. R. Pelletier; Maritime Sediments, Special Publication No. 1, p. 653-771.

Barss, M. S., Bujak, J. P., and Williams, G. L.
1979: Palynological zonation and correlation of sixty-seven wells, eastern Canada; Geological Survey of Canada, Paper 78-24, 118 p.

Wade, J. A. and MacLean, B. C.
1990: The geology of the southeastern margin of Canada; part 2: aspects of the geology of the Scotian Basin from recent seismic and well data; in Geology of the Continental Margin of Eastern Canada, (ed.) M. J. Keen and G. L. Williams; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 2, p. 190-238 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-1).

□

La Formation de Missisauga et ses équivalents s'étendent entre les formations de Logan Canyon et de Mic Mac et leurs équivalents (fig. 1). Dans la majeure partie de la plate-forme Néo-Écossaise, la surface de la Formation de Missisauga (fig. 2) plonge vers l'océan selon un gradient moyen d'environ 19 m/km. Cependant, le long de la bordure externe de la plate-forme dans une zone de failles synsédimentaires, le gradient augmente à environ 50 m/km. Cette zone de failles s'étend dans une zone structurale complexe, au sud-sud-ouest de l'Île de Sable, et semble disparaître dans le voisinage du puits Evangeline H-98 (S17). Des failles importantes près de ce puits ont causé un surépaississement des formations sus-jacentes et, de ce fait, un synclinal au sommet de la Formation de Missisauga.

La Formation de Missisauga a été déposée par un important réseau fluvial qui a probablement drainé la majeure partie du nord-est du Bouclier canadien durant le Crétacé précoce (Wade et MacLean, 1990). Dans la plate-forme continentale orientale, la formation est caractérisée par un vaste faciès de plaine alluviale composé de grès épais interstratifié avec du shale. Des faciès deltaïque et prodeltaïque où le grès est moins massif et le rapport sable/shale est plus faible succèdent vers le large à ces couches. À l'ouest, sur la plate-forme de LaHave (fig. 3), un faciès de plate-forme marine, caractérisé par des quantités élevées de calcaire, est l'équivalent de la Formation de Missisauga et est connu sous le nom informel de «unité de Roseway». L'équivalent distal de la Formation de Missisauga est la partie supérieure de la Formation de Verrill Canyon qui se trouve dans la subsurface du talus et du glacis continentaux (fig. 1).

La Formation de Missisauga est difficile à dater en raison de ses faciès mais, en général, son intervalle d'âges s'étend du Kimméridgien au Barrémien (fig. 1; Ascoli, 1976; Barss et al., 1979).

La Formation de Missisauga est subdivisée en trois membres informels (fig. 4; Wade et MacLean, 1990). Le membre supérieur s'étend du sommet de la formation à la base d'une série de couches minces de calcaire de l'Hauterivien au Barrémien, connu sous le nom de marqueur (repère) «O». Le membre intermédiaire s'étend de la base du marqueur «O» jusqu'au sommet d'une séquence shaleuse marquante datant du Berriasien-Valanginien. Le membre inférieur qui contient les principales couches réservoirs du champ Venture, s'étend de cette unité shaleuse à un calcaire kimméridgien bien défini marquant le sommet de la Formation de Mic Mac.

À travers le sous-bassin de Sable, la déformation structurale et la formation de failles plongeant vers le bassin ont créé un grand nombre de pièges d'hydrocarbures possibles reliés à des failles. On a découvert plusieurs gisements d'hydrocarbures dans la Formation de Missisauga (voir la fig. 5), notamment Venture (S76 à S80), South Venture (S70), Thebaud (S40 à S43), Chebucto, North Triumph (S64 et S65), Onondaga (S36 à S39), Alma (S19 et S20), Glenelg (S32 à S35), et Panuk (S23 et S24).

L'épaisseur de la Formation de Missisauga passe de nulle, le long de la partie interne de la plate-forme Néo-Écossaise, à 3 000 m ou plus dans une zone relativement petite située entre l'Île de Sable et la bordure de la plate-forme continentale; cette dernière marque la zone de dépôt maximal locale de ces sédiments du Jurassique terminal et du Crétacé précoce (fig. 6).

Les courbes d'isopourcentages indiquant le contenu de grès et de siltstone de la Formation de Missisauga (fig. 7) délimitent un réseau deltaïque affecté par l'action prédominante des processus fluviatiles qui occupe toute la région de l'Île de Sable. Le delta est flanqué à l'est et à l'ouest par un large faciès de plaine alluviale auquel succède vers le large un faciès marin peu profond. Vers le sud-ouest, le long de la plate-forme externe, c'est le faciès de shale et de calcaire marins de l'unité de Roseway qui prédomine.

La figure 8 est une carte de la profondeur sous le niveau marin du sommet du membre intermédiaire de la Formation de Missisauga. C'est dans la partie sud-est de la plate-forme Néo-Écossaise, là où le marqueur «O» est identifiable sur les diagraphies mécaniques et les données de sismique-réflexion que le membre intermédiaire apparaît le plus nettement. Dans la plate-forme de LaHave, on ne peut pas le repérer à cause de l'expansion globale du faciès calcaire. À remarquer que la figure 8 montre une grande partie des mêmes éléments structuraux que la figure 2.

Le membre inférieur de la Formation de Missisauga est limité à la zone où la subsidence de la toute fin du Jurassique a été la plus active. Son épaisseur passe de nulle, à l'ouest de l'Île de Sable à un endroit correspondant à peu près à la position du banc carbonaté d'Abenaki sous-jacent, à plus de 2 000 m à la bordure de la plate-forme, au sud de l'Île de Sable (fig. 9).

BIBLIOGRAPHIE CHOISIE

Ascoli, P.
1976: Foraminiferal and ostracod biostratigraphy of the Mesozoic-Cenozoic, Scotian Shelf, Atlantic Canada; in First International Symposium on Benthonic Foraminifera of Continental Margins, Part B, Paleoecology and Biostratigraphy, (ed.) C. T. Schafer and B. R. Pelletier; Maritime Sediments, Special Publication No. 1, p. 653-771.

Barss, M. S., Bujak, J. P., et Williams, G. L.
1979: Palynological zonation and correlation of sixty-seven wells, eastern Canada; Geological Survey of Canada, Paper 78-24, 118 p.

Wade, J. A. et MacLean, B. C.
1990: The geology of the southeastern margin of Canada; part 2: aspects of the geology of the Scotian Basin from recent seismic and well data; in Geology of the Continental Margin of Eastern Canada, (ed.) M. J. Keen and G. L. Williams; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 2, p. 190-238 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-1).

[1] Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français

□

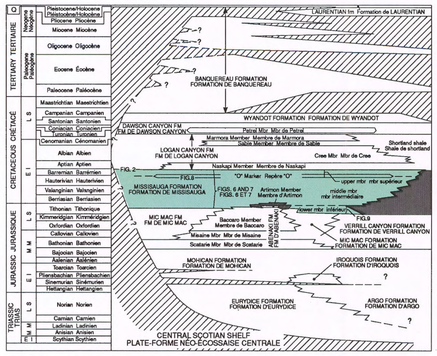


FIGURE 1. Generalized stratigraphy indicating the Missisauga Formation (modified from Wade and MacLean, 1990)

FIGURE 1. Stratigraphie généralisée indiquant la Formation de Missisauga (modifiée de Wade et MacLean, 1990)

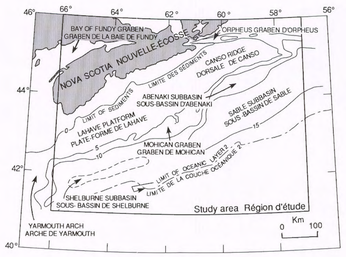


FIGURE 3. Index to main tectonic elements (5 km contour interval)

FIGURE 3. Principaux éléments tectoniques (équidistance de 5 km)

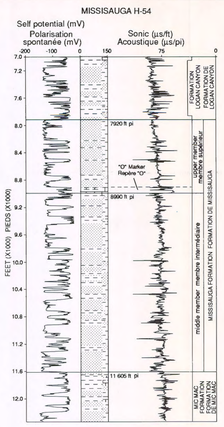


FIGURE 4. Type sections of Missisauga Formation (modified from Wade and MacLean, 1990)

FIGURE 4. Stratotypes de la Formation de Missisauga (modifié de Wade et MacLean, 1990)

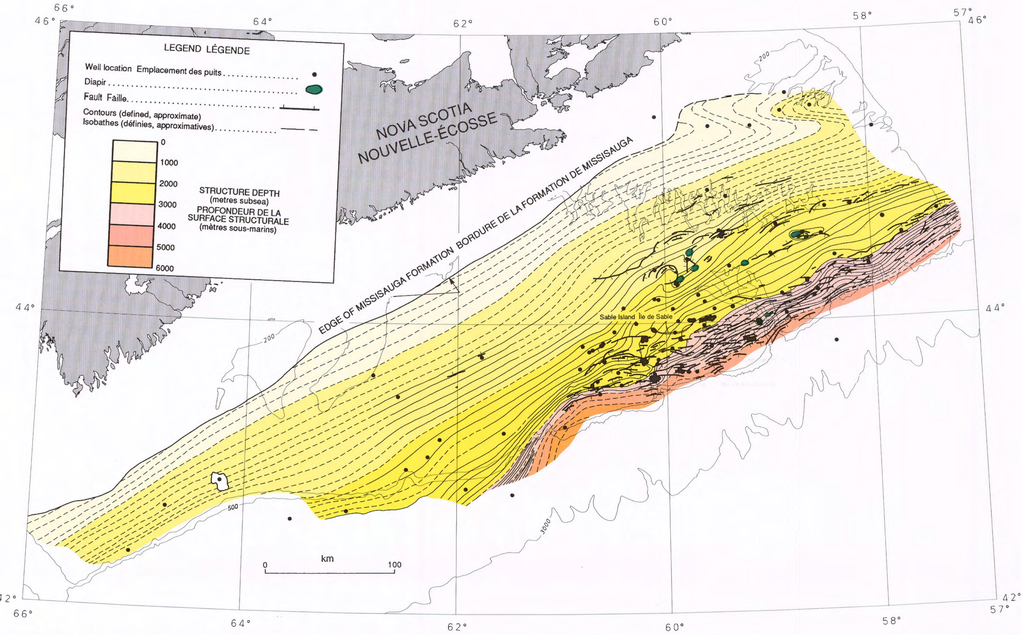


FIGURE 2. Structure depth map, Missisauga Formation

FIGURE 2. Carte isobathe de la surface structurale de la Formation de Missisauga

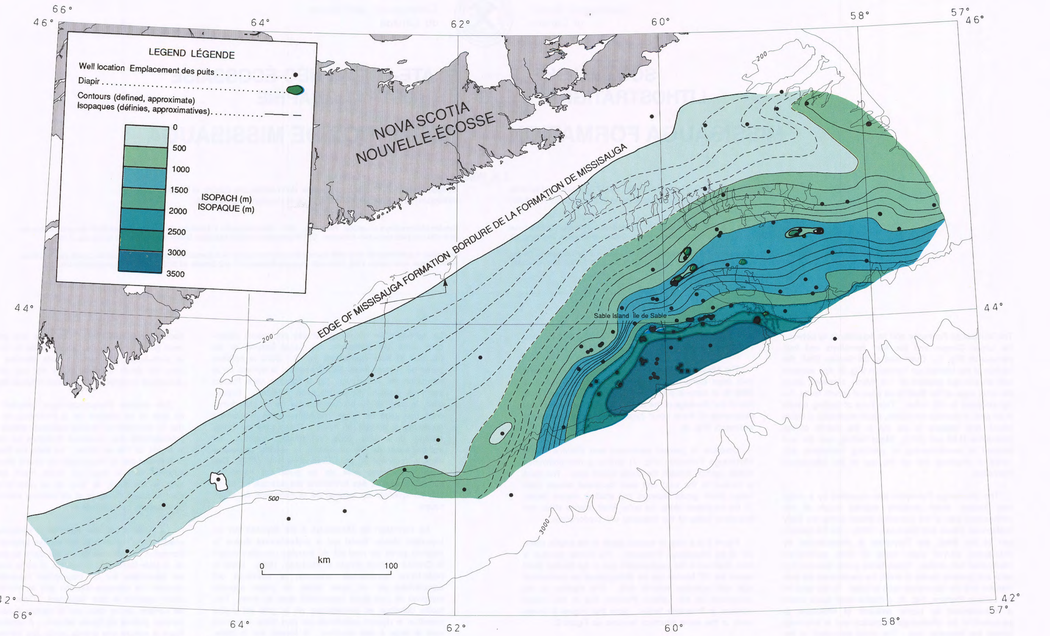


FIGURE 6. Isopach map, Missisauga Formation

FIGURE 6. Carte isopaque de la Formation de Missisauga

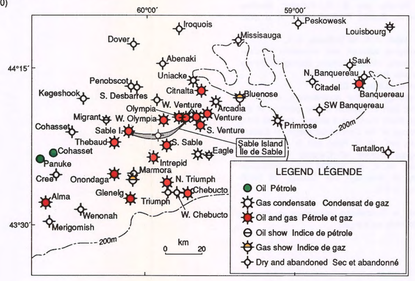


FIGURE 5. Oil and gas discoveries, Missisauga Formation

FIGURE 5. Découvertes de pétrole et de gaz, Formation de Missisauga

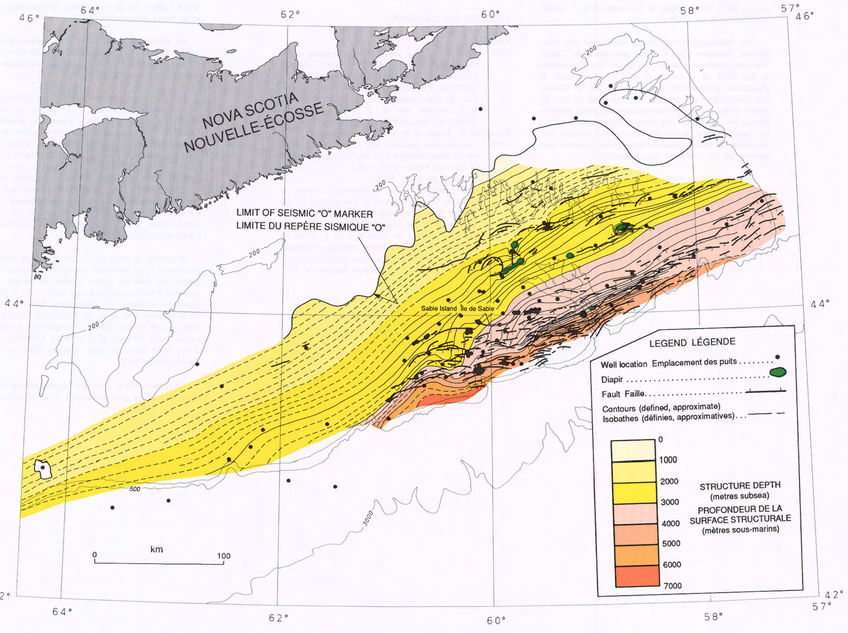


FIGURE 8. Structure depth map, middle member of Missisauga Formation

FIGURE 8. Carte isobathe de la surface structurale du membre intermédiaire de la Formation de Missisauga

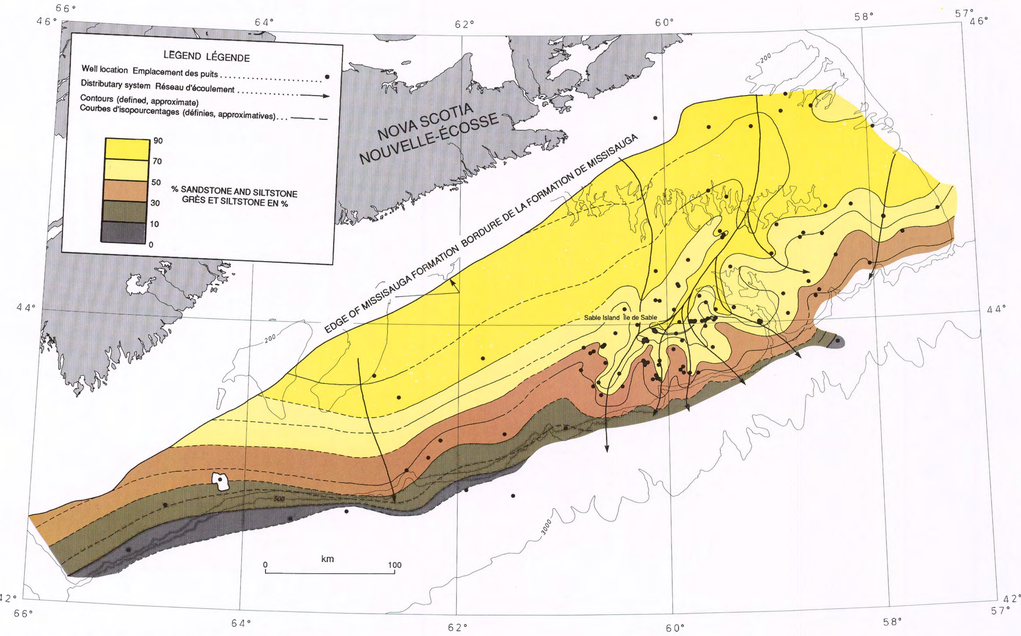


FIGURE 7. Percentage of sandstone and siltstone, Missisauga Formation

FIGURE 7. Pourcentage de grès et de siltstone, Formation de Missisauga

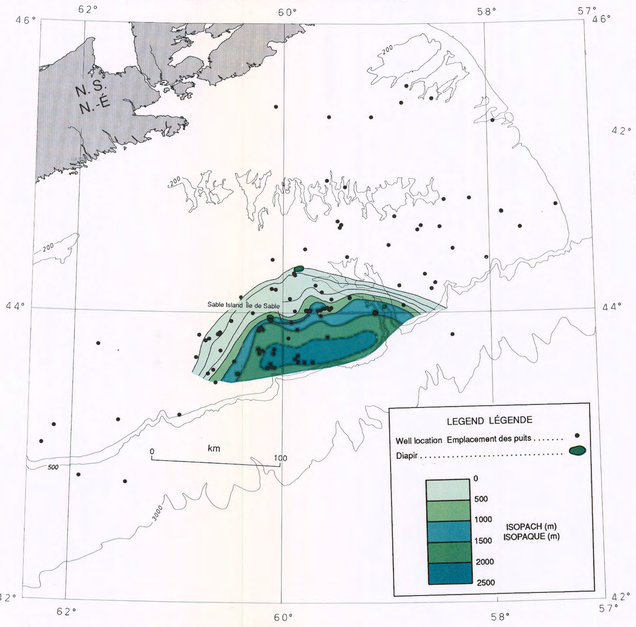


FIGURE 9. Isopach map, lower member of Missisauga Formation

FIGURE 9. Carte isopaque du membre intermédiaire de la Formation de Missisauga

SCOTIAN SHELF LITHOSTRATIGRAPHY 5 MISSISAUGA FORMATION

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE LITHOSTRATIGRAPHIE FORMATION DE MISSISAUGA

Canada
Geological Survey of Canada
Commission géologique du Canada

Geological Survey of Canada

Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF LITHOSTRATIGRAPHY 6 LOGAN CANYON FORMATION

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE LITHOSTRATIGRAPHIE 6 FORMATION DE LOGAN CANYON

J. A. Wade

Contributor: B. C. MacLean (faults and diapir outlines)

Collaborateur: B. C. MacLean (failles et délimitation des diapirs)

Recommended citation: Wade, J. A., 1991: Lithostratigraphy 6: Logan Canyon Formation; in East Coast Basin Atlas Series: Scotian Shelf; Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p. 61.

Additional copies of this map may be obtained from the Geological Survey of Canada, Atlantic Geoscience Centre, P. O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2 Canada (Ph: 902-426-2773; FAX: 902-426-4266).

Notation bibliographique conseillée: Wade, J. A., 1991: Lithostratigraphie 6: Formation de Logan Canyon; dans Série des atlas des bassins de la côte Est: plate-forme Néo-Écossaise; Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada, p. 61.

Des copies supplémentaires de la carte peuvent être obtenues auprès de la Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de l'Atlantique, case postale 1006, Dartmouth (Nouvelle-Écosse) B2Y 4A2 Canada tél (902) 426-2773, facsimilé (902) 426-4266.

The Logan Canyon Formation and its basinal equivalent, the Shortland shale, lie stratigraphically between the Dawson Canyon Formation and the Missisauga Formation (Fig. 1). The Logan Canyon Formation is comprised of four members which, in descending order, are the Marmora, Sable, Cree, and Naskapi; they represent alternating regressive and transgressive facies (Fig. 2). This succession of thick sandstone-shale and shale units was deposited in broad coastal plain and shallow marine shelf environments during periods of relatively greater or lesser quartz clastic supply. The type section is in the Cree E-35 well (S22) where the Formation is 1109 m thick. The age range of the Formation is Aptian and Cenomanian. The sandstones of the Logan Canyon Formation are equivalent to a distal shale facies, the Shortland shale.

The maximum distribution of the Logan Canyon Formation and Shortland shale is poorly known as no regional seismic markers are associated with them. The Formation is expected to extend well landward of the depositional limit of the underlying Missisauga Formation. Toward the basin, equivalent sediments (as interpreted from seismic data) occur across the Scotian Slope and Rise and into the oceanic realm.

Contours on the top of the Logan Canyon Formation and Shortland shale (Fig. 3) delineate a gentle arch east of the Glooscap C-63 well (S10), a broad low in the Sable Island area, a high over the Canso Ridge and a low in the Orpheus Graben (Fig. 4). Salt structuring in the Abenaki Subbasin resulted in a number of sharp local structures. The trend of growth faults along the outer Scotian Shelf and upper Scotian Slope is less prominent than on deeper horizons due to fewer faults offsetting the Formation. As the fault trend is oblique to some of the structural nosing, there is a greater number of fault-controlled trapping possibilities. The mapped surface dips southeastward ~19 m/km beneath the eastern and central parts of the Shelf and ~33 m/km beneath the western part.

On the Scotian Shelf, the Formation thickens from an unmapped zero edge beneath the inner Shelf to ~2000 m at the Shelf edge in the Sable Subbasin (Fig. 5). A local area of sediments thicker than 2000 m, related to major down-to-the-basin faulting, occurs between the Alma wells (S19 and S20) and Evangeline H-98 well (S17). Sharp variations in thickness occur adjacent to some of the diapiric structures, and salt pierces the Formation at six locations in the Abenaki Subbasin. Beneath the western part of the shelf, the thickness is significantly less as it ranges from zero to 500 m.

Oil and gas were recovered from the Logan Canyon Formation in a number of locations (Fig. 6). The most significant occurrences are at the Sable Island E-48 discovery well (S57) where almost 1000 m of gross gas, oil, and condensate-bearing pay were encountered (Fig. 7, Table 1) and at the Cohasset D-42 well (S27) where oil was encountered. Oil was also encountered in the Primrose N-50 well (S100) in a caprock facies, associated with diapirism into the Formation.

Figure 8 shows the percentage of sandstone plus siltstone in the Logan Canyon Formation and its equivalents. Characteristic of a coastal plain environment, the percentage of coarser clastics decreases seaward. Four sandier trends on the eastern part of the Shelf suggest the existence of paleodrainage/distributary systems. Between these trends, the proportion of sandstone and siltstone is considerably reduced. Across the western Shelf, where the Formation is significantly thinner, there is less variation in the percent of coarser clastics indicating a more stable environment.

SELECTED BIBLIOGRAPHY

Ascoll, P.
1976: Foraminiferal and ostracod biostratigraphy of the Mesozoic-Cenozoic, Scotian Shelf, Atlantic Canada; in First International Symposium on Benthonic Foraminifera of Continental Margins, Part B, Paleoecology and Biostratigraphy, (ed.) C. T. Schafer and B. R. Pelletier; Maritime Sediments, Special Publication No. 1, p. 653-771.

Barss, M. S., Bujak, J. P., and Williams, G. L.
1979: Palynological zonation and correlation of sixty-seven wells, eastern Canada; Geological Survey of Canada, Paper 78-24, 118 p.

Mobil Oil Canada Limited
1972: Mobil TETCO Sable Island E-48: well history report; Canada Oil and Gas Lands Administration, Department of Energy, Mines and Resources, Canada.

Wade, J. A. and MacLean, B. C.
1990: The geology of the southeastern margin of Canada; part 2: aspects of the geology of the Scotian Basin from recent seismic and well data; in Geology of the Continental Margin of Eastern Canada, (ed.) M. J. Keen and G. L. Williams; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 2, p. 190-238 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-1).

□

La Formation de Logan Canyon et son équivalent dans le bassin, le shale de Shortland, s'étendent stratigraphiquement entre les formations de Dawson Canyon et de Missisauga (fig. 1). La Formation de Logan Canyon comprend quatre membres qui, par ordre descendant, sont les membres de Marmora, de Sable, de Cree et de Naskapi; ces faciès représentent l'alternance de phases de régression et de transgression (fig. 2). Cette succession d'épaisses unités de grès-shale et de shale s'est déposée sur de vastes plaines côtières et des plates-formes continentales peu profondes durant des périodes d'apports de roches clastiques quartzeuses plus ou moins importants. Le stratotype se trouve dans le puits Cree E-35 (S22) dans lequel la formation mesure 1 109 m d'épaisseur. L'intervalle d'âges de la formation s'étend de l'Aptien au Cénomanien. Les grès de la Formation de Logan Canyon sont les équivalents d'un faciès de shale distal, le shale de Shortland.

La répartition maximale de la Formation de Logan Canyon et du shale de Shortland est mal définie, étant donné qu'aucun marqueur sismique régional ne leur est associé. La Formation de Logan Canyon devrait s'étendre vers le continent, bien au-delà de la limite sédimentaire de la Formation de Missisauga sous-jacente. Vers le bassin, les sédiments équivalents (comme on peut le déduire à partir de données sismiques) s'étendent dans le talus et le glacis et jusque dans le domaine océanique.

Les isobathes du sommet de la Formation de Logan Canyon et du shale de Shortland (fig. 3) délimitent une arche faiblement voûtée à l'est du puits Glooscap C-63 (S10), un vaste creux dans la région de l'île de Sable, une hauteur au-dessus de la dorsale Canso et un creux dans le graben Orpheus (fig. 4). La formation de structures salifères dans le sous-bassin d'Abenaki s'est traduite par un certain nombre de structures locales prononcées. La zone de failles synsédimentaires longeant la plate-forme externe et la partie supérieure du talus est moins évidente que sur les horizons profonds étant donné que les failles décalant la formation sont moins nombreuses. Cette zone de failles étant oblique à quelques «nez» structuraux, les pièges possibles reliés à des failles sont plus nombreux. Dans les parties orientale et centrale de la plate-forme continentale, la surface cartographiée plonge à environ 19 m/km vers le sud-est tandis qu'à l'ouest, elle plonge à environ 33 m/km.

Sur la plate-forme Néo-Écossaise, l'épaisseur de la Formation de Logan Canyon passe de nulle dans la plate-forme interne (bordure non cartographiée), à environ 2 000 m à la bordure de la plate-forme continentale dans le sous-bassin de Sable (fig. 5). Une zone locale de sédiments de plus de 2 000 m d'épaisseur, liée à la formation d'importantes failles plongeant vers le bassin, s'étend entre les puits Alma (S19 et S20) et le puits Evangeline H-98 (S17). On observe des variations brusques d'épaisseur à proximité de certaines structures diapiriques et des dômes de sel percent la formation à six endroits dans le sous-bassin d'Abenaki. Dans la plate-forme occidentale, l'épaisseur est beaucoup moins grande, variant de nulle à 500 m.

On a récupéré du pétrole et du gaz à différents endroits dans la Formation de Logan Canyon (fig. 6). Les gisements les plus importants sont situés au puits de découverte Sable Island E-48 (S57) dans lequel on a pénétré une zone pétrolière d'environ 1 000 m contenant du gaz, du pétrole et du condensat (fig. 7, tableau 1) et au puits Cohasset D-42 (S27) dans lequel on a découvert du pétrole. On a également découvert du pétrole dans le puits Primrose N-50 (S10) dans un faciès de roche couverture, associé à la formation de diapirs à l'intérieur de la formation.

La figure 8 montre le pourcentage de grès et de siltstone contenus dans la Formation de Logan Canyon et ses équivalents. Caractéristique d'un milieu de plaine côtière, le pourcentage de roches clastiques grossières diminue vers le large. Quatre zones orientées plus sableuses dans la plate-forme orientale indiquent l'existence de paléoréseaux hydrographiques. Entre ces zones orientées, la proportion de grès et de siltstone est considérablement moins élevée. À travers la plate-forme occidentale, là où la formation est beaucoup plus mince, le pourcentage de roches clastiques grossières est moins variable indiquant un environnement plus stable.

BIBLIOGRAPHIE CHOISIE

Ascoll, P.
1976: Foraminiféral and ostracod biostratigraphy of the Mesozoic-Cenozoic, Scotian Shelf, Atlantic Canada; in First International Symposium on Benthonic Foraminifera of Continental Margins, Part B, Paleoecology and Biostratigraphy, (ed.) C. T. Schafer and B. R. Pelletier; Maritime Sediments, Special Publication No. 1, p. 653-771.

Barss, M. S., Bujak, J. P., et Williams, G. L.
1979: Palynological zonation and correlation of sixty-seven wells, eastern Canada; Geological Survey of Canada, Paper 78-24, 118 p.

Mobil Oil Canada Limited
1972: Mobil TETCO Sable Island E-48: well history report; Canada Oil and Gas Lands Administration, Department of Energy, Mines and Resources, Canada.

Wade, J. A. et MacLean, B. C.
1990: The geology of the southeastern margin of Canada; part 2: aspects of the geology of the Scotian Basin from recent seismic and well data; in Geology of the Continental Margin of Eastern Canada, (ed.) M. J. Keen and G. L. Williams; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 2, p. 190-238 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-1).

Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français

□

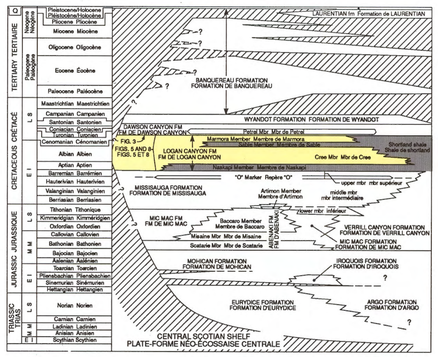


FIGURE 1. Generalized stratigraphy indicating Logan Canyon Formation (modified from Wade and MacLean, 1990)

FIGURE 1. Stratigraphie généralisée indiquant la Formation de Logan Canyon (modifiée de Wade et MacLean, 1990)

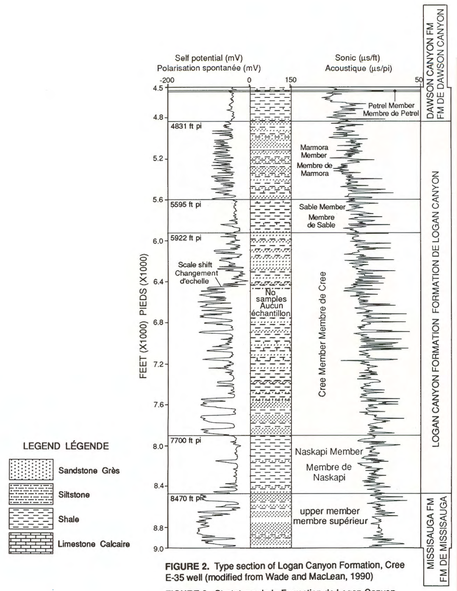


FIGURE 2. Type section of Logan Canyon Formation, Cree E-35 well (modified from Wade and MacLean, 1990)

FIGURE 2. Stratotype de la Formation de Logan Canyon, puits Cree E-35 (modifié de Wade et MacLean, 1990)

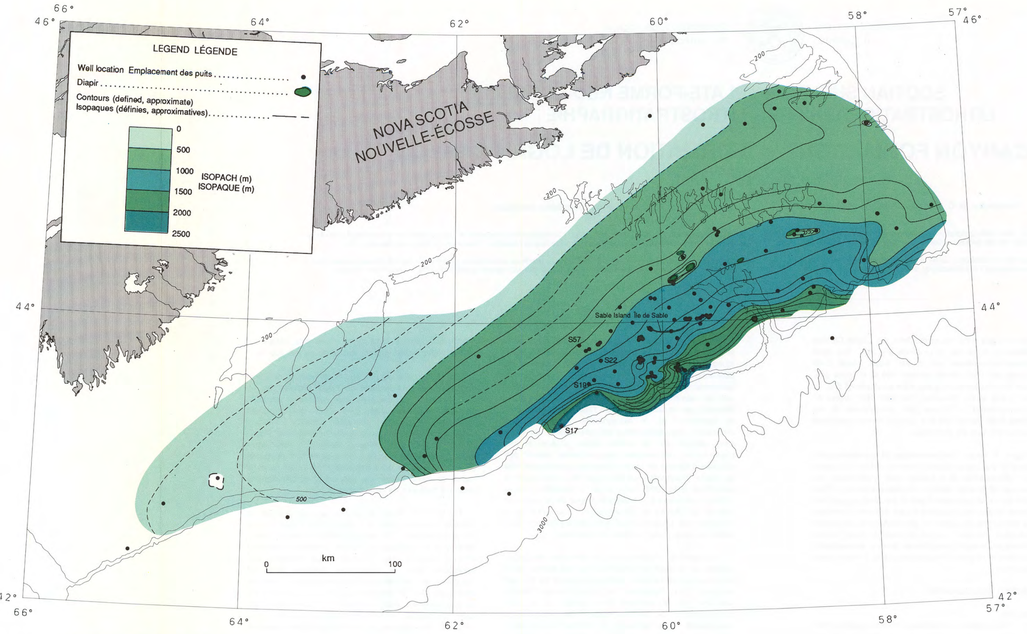


FIGURE 5. Isopach map, Logan Canyon Formation

FIGURE 5. Carte isopaque de la Formation de Logan Canyon

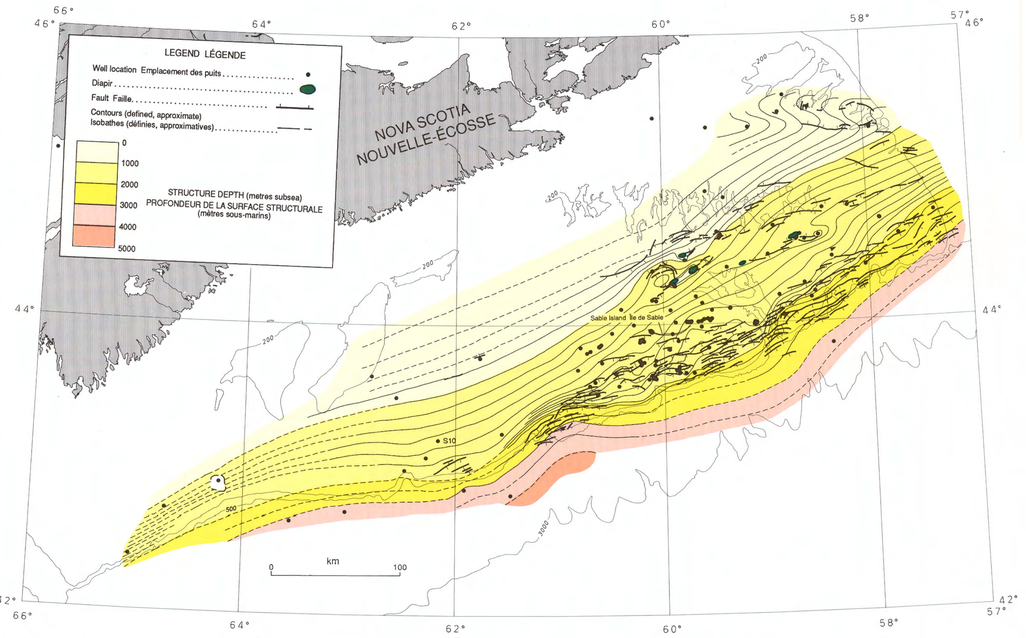


FIGURE 3. Structure depth map, Logan Canyon Formation

FIGURE 3. Carte isobathe de la surface structurale de la Formation de Logan Canyon

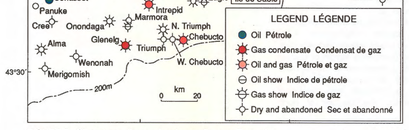


FIGURE 6. Oil and gas discoveries, Logan Canyon Formation

FIGURE 6. Découvertes de pétrole et de gaz, Formation de Logan Canyon

TABLE 1. Production tests, Sable Island E-48 (see Fig. 7)

TABLEAU 1. Essais de production, Sable Island E-48 (voir la figure 7)

1. Flowed gas at 299 306 m^3/d, condensate at 101 m^3/d	1. Production de gaz à 299 306 m^3/d et de condensat à 101 m^3/d
2. Flowed gas at 286 281 m^3/d, condensate at 132 m^3/d	2. Production de gaz à 286 281 m^3/d et de condensat à 132 m^3/d
3. Flowed gas at 198 782 m^3/d, condensate at 264 m^3/d	3. Production de gaz à 198 782 m^3/d et de condensat à 264 m^3/d
4. Flowed gas at 105 055 m^3/d, condensate at 114 m^3/d	4. Production de gaz à 105 055 m^3/d et de condensat à 114 m^3/d
5. Flowed gas at 19 822 m^3/d, condensate and water at 230 m^3/d	5. Production de gaz à 19 822 m^3/d, et de condensat et d'eau à 230 m^3/d
6. Flowed gas at 28 317 m^3/d, oil at 126 m^3/d	6. Production de gaz à 28 317 m^3/d et de pétrole à 126 m^3/d
7. Recovered 457 m formation water	7. Récupération de 457 m^3 d'eau de formation
8. Flowed gas at 22 144 m^3/d, oil at 87 m^3/d	8. Production de gaz à 22 144 m^3/d et de pétrole à 87 m^3/d
9. Flowed gas at 70 508 m^3/d, oil at 65 m3/d, water at 88 m^3/d	9. Production de gaz à 70 508 m^3/d, de pétrole à 65 m^3/d et d'eau à 88 m^3/d
10. Flowed gas at 143 626 m^3/d, condensate at 43 m^3/d	10. Production de gaz à 143 626 m^3/d et de condensat à 43 m^3/d
11. Flowed gas at 39 643 m^3/d, condensate at 21 m^3/d, water at 61 m^3/d	11. Production de gaz à 39 643 m^3/d, de condensat à 21 m^3/d et d'eau à 61 m^3/d
12. Flowed gas at 80 702 m^3/d, condensate at 20 m^3/d, water at 5 m^3/d	12. Production de gaz à 80 702 m^3/d, de condensat à 20 m^3/d et d'eau à 5 m^3/d
13. Flowed gas at 124 593 m^3/d, condensate at 116 m^3/d, water at 2 m^3/d	13. Production de gaz à 124 593 m^3/d, de condensat à 116 m^3/d et d'eau à 2 m^3/d
14. Flowed gas at 8495 m^3/d, oil at 82 m^3/d	14. Production de gaz à 8495 m^3/d et de pétrole à 82 m^3/d
15. Flowed gas at 5663 m^3/d, oil at 58 m^3/d	15. Production de gaz à 5663 m^3/d et de pétrole à 58 m^3/d
16. Flowed gas at 5663 m^3/d, oil at 62 m^3/d	16. Production de gaz à 5663 m^3/d et de pétrole à 62 m^3/d
17. Flowed gas at 4247 m^3/d, oil at 70 m^3/d	17. Production de gaz à 4247 m^3/d et de pétrole à 70 m^3/d
18. Flowed gas at 155 741 m^3/d	18. Production de gaz à 155 741 m^3/d
21. Flowed gas at 113 833 m^3/d	21. Production de gaz à 113 833 m^3/d
Source: Mobil Oil Canada Limited, 1972	Source: Mobil Oil Canada Limitée, 1972

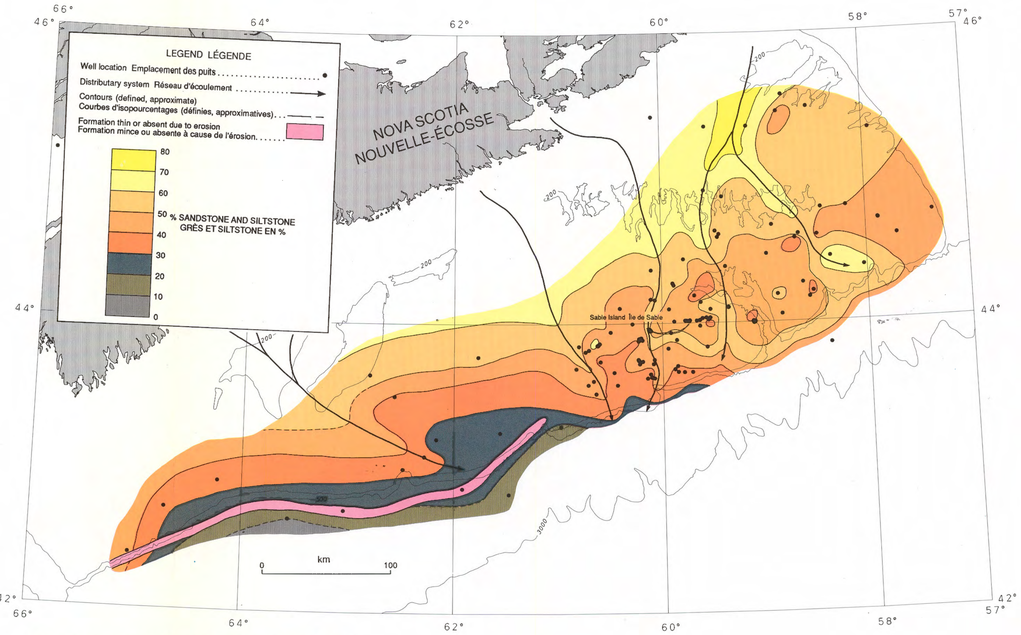


FIGURE 8. Total percentage of sandstone and siltstone, Logan Canyon Formation

FIGURE 8. Pourcentage total de grès et de siltstone, Formation de Logan Canyon

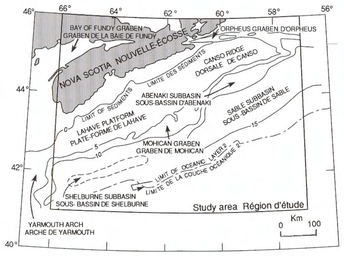


FIGURE 4. Index to main tectonic elements (5 km contour interval)

FIGURE 4. Principaux éléments tectoniques (équidistance de 5 km)

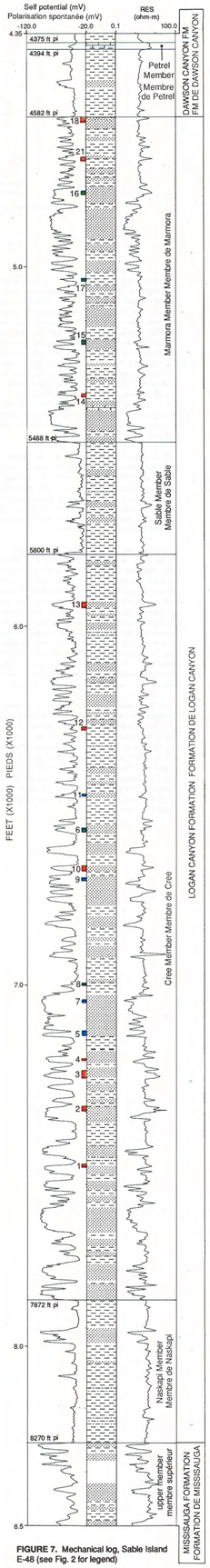


FIGURE 7. Mechanical log, Sable Island E-48 (see Fig. 2 for legend)

FIGURE 7. Diagraphies mécaniques, Sable Island E-48 (voir la légende de la figure 2)

SCOTIAN SHELF LITHOSTRATIGRAPHY 6 LOGAN CANYON FORMATION

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE LITHOSTRATIGRAPHIE 6 FORMATION DE LOGAN CANYON

Geological Survey of Canada

Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF LITHOSTRATIGRAPHY 7

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE LITHOSTRATIGRAPHIE

DAWSON CANYON AND WYANDOT FORMATIONS

FORMATION DE DAWSON CANYON ET FORMATION DE WYANDOT

J. A. Wade

Contributors: B. C. MacLean (faults, diapir outlines, and seismic limits) and A. Edwards (outline of Montagnais structure)

Collaborateurs: B. C. MacLean (failles, délimitation des diapirs, et limites sismiques) et A. Edwards (délimitation de la structure Montagnais)

Recommended citation: Wade, J. A., 1991: Lithostratigraphy 7: Dawson Canyon and Wyandot formations; in East Coast Basin Atlas Series: Scotian Shelf; Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p. 63.

Additional copies of this map may be obtained from the Geological Survey of Canada, Atlantic Geoscience Centre, P. O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2 Canada (Ph: 902-426-2773; FAX: 902-426-4266).

Notation bibliographique conseillée: Wade, J. A., 1991: Lithostratigraphie 7: Formation de Dawson Canyon Formation de Wyandot; dans Série des atlas des bassins de la côte Est: plate-forme Néo-Écossaise; Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada, p. 63.

Des copies supplémentaires de la carte peuvent être obtenues auprès de la Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de l'Atlantique, case postale 1006, Dartmouth (Nouvelle-Écosse) B2Y 4A2 Canada tél (902) 426-2773, facsimilé (902) 426-4266.

DAWSON CANYON FORMATION

The Dawson Canyon Formation lies between the Logan Canyon and Wyandot formations (Fig. 1). It is a transgressional unit, composed primarily of grey marine shale or mudstone with occasional thin beds of siltstone, sandstone, and limestone. The Formation is widespread on the Scotian Shelf. A persistent series of thin limestones within the Formation, namely the Petrel Member, forms a regional lithologic and seismic marker. The limits of the Member, shown on Figure 2, are taken from seismic data. The age range of the Dawson Canyon Formation is Cenomanian to Santonian; the Petrel Member is Turonian in age (Ascoli, 1976; Barss et al., 1979; Doeven, 1983).

The Petrel Member dips uniformly to the southeast at ~12 m/km (Fig. 2). Some significant structuring of the Member is associated with the large diapirs in the Abenaki Subbasin, as it is pierced by five of these structures. Along the outer Scotian Shelf and upper Scotian Slope, the Petrel Member is offset by a series of down-to-the-basin faults that formed in response to the instability of the thick, underlying progradational sequences.

Figure 3 is an isopach map of the Dawson Canyon Formation. Over the eastern Scotian Shelf, the Formation is somewhat lenticular in cross-section and commonly thicker to the north, due to its relationship with the overlying prograding Wyandot Formation. A very thick Dawson Canyon section is interpreted to occur in the Evangeline H-98 well (S17), southwest of Sable Island, in association with a large down-to-the-basin fault system. However, some uncertainty in this interpretation occurs because of a lack of definitive dating. Across the western part of the Shelf, the Formation is more uniform and somewhat thicker than other areas, with an average thickness of ~250 m. It is absent from the Mohican I-100 well (S8) due to erosion; the resulting large channel was subsequently filled with Pleistocene sediments.

One small occurrence of hydrocarbons exists in the Dawson Canyon Formation. Dry gas, at a rate of ~70 000 m³/day, was recovered on a drillstem test in the Sable Island E-48 well (S57, Fig. 4). The reservoir is a sandstone bed in the lower part of the Dawson Canyon Formation.

WYANDOT FORMATION

The Wyandot Formation, which overlies the Dawson Canyon Formation, is widespread across the southern part of the Scotian Shelf east of 64°W (Fig. 5). It is comprised of coccolith chalks, foraminiferal packstones, chalky mudstones, marls, and some shales (Jansa and Wade, 1975). Barss et al. (1979), using palynomorphs, interpreted the age range of the Wyandot Formation to be Campanian to Maastrichtian whereas Ascoli (1976) and Doevan (1983), using foraminifera and nannofossils, respectively, indicated a range from Santonian to Maastrichtian.

Although the Formation is lithologically distinct, seismic data show that the top may be generally diachronous with the chalky and marly facies developing in the bottomset position of overlying gently prograding sequences. Therefore, the top of the Formation is oldest to the west and northwest and youngest to the east.

The limits of the Formation, outlined on Figure 5, are taken from seismic interpretation. Along the inner Scotian Shelf, the Formation was eroded as the area was elevated during the Tertiary; to the south, it was removed by scouring on the Tertiary upper paleoslope. The upper surface of the Formation is relatively smooth and dips to the south-southeast at ~15 m/km (Fig. 5). The most significant structuring occurs along the Shelf edge in the zone of down-to-the-basin faulting. North and northeast of Sable Island, in the Abenaki Subbasin (Fig. 6), the Formation is penetrated by several large salt diapirs.

The isopach map of the Wyandot Formation (Fig. 7) shows a pronounced increase in thickness east of a northeast trending line which approximates the basement hinge zone along the north and west flanks of the Abenaki and Sable subbasins (Fig. 6). West of this line the Formation is generally <30 m thick, except around the Ojibwa E-07 (S13) and Glooscap C-63 (S10) wells on the LaHave Platform where it is 97 m and 156 m thick, respectively. To the east, the thicknesses are more variable in what appear to be local centres of chalk accumulation. The greatest thickness occurs at the eastern end of the Scotian Shelf, where the Dauntless D-35 well (S126) encountered 397 m of the Formation. North and northeast of Sable Island, the Wyandot Formation is missing locally, due to either uplift and erosion associated with diapirism or penetration by salt.

Gas was recovered from the Wyandot Formation at two locations, namely the Eagle D-21 well (S69; see Fig. 8) and the Primrose F-41 (S99) and N-50 (S100) wells. At Eagle D-21, the trapping mechanism is a rollover anticline and at the Primrose wells it is a structure associated with a salt diapir. Currently, neither accumulation is considered economic.

REFERENCES

Ascoli, P.
1976: Foraminiferal and ostracod biostratigraphy of the Mesozoic-Cenozoic, Scotian Shelf, Atlantic Canada; in First International Symposium on Benthonic Foraminifera of Continental Margins, Part B, Paleoecology and Biostratigraphy, (ed.) C. T. Schafer and B. R. Pelletier; Maritime Sediments, Special Publication No. 1, p. 653-771.

Barss, M. S., Bujak, J. P., and Williams, G. L.
1979: Palynological zonation and correlation of sixty-seven wells, eastern Canada; Geological Survey of Canada, Paper 78-24, 118 p.

Doeven, P. H.
1983: Cretaceous nannofossil stratigraphy and paleoecology of the Canadian Atlantic margin; Geological Survey of Canada, Bulletin 356, 70 p.

Jansa, L. F. and Wade, J. A.
1974: Geology of the continental margin off Nova Scotia and Newfoundland; in Offshore Geology of Eastern Canada, Volume 2, Regional Geology, (ed.) W. J. M. van der Linden and J. A. Wade; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, v. 2, p. 51-106.

Wade, J. A. and MacLean, B. C.
1990: The geology of the southeastern margin of Canada; part 2: aspects of the geology of the Scotian Basin from recent seismic and well data; in Geology of the Continental Margin of Eastern Canada, (ed.) M. J. Keen and G. L. Williams; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 2, p. 190-238 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-1).

□

FORMATION DE DAWSON CANYON

La Formation de Dawson Canyon s'étend entre les formations de Logan Canyon et de Wyandot (fig. 1). Il s'agit d'une unité transgressive, composée principalement de shale ou de mudstone marins de couleur grise contenant quelques minces couches de siltstone, de grès et de calcaire. Cette formation est très étendue sur la plate-forme Néo-Écossaise. Une série persistante de calcaire mince au sein de la formation, soit le Membre de Petrel, forme un marqueur (repère) lithologique et sismique régional. Les limites du membre, montrées à la figure 2, ont été établies à partir de données sismiques. L'intervalle d'âges de la formation de Dawson Canyon s'étend du Cénomanien au Santonien; le Membre de Petrel remonte au Turonien (Ascoli, 1976; Barss et al., 1979; Doeven, 1983).

Le Membre de Petrel plonge de façon constante vers le sud-est à environ 12 m/km (fig. 2). Certaines structures importantes du membre sont associées aux grands diapirs du sous-bassin d'Abenaki, étant donné que cinq d'entre eux le pénètrent. Le long de la plate-forme Néo-Écossaise externe et de la partie supérieure du talus, le Membre de Petrel est décalé par une série de failles plongeant vers le bassin qui se sont formées par suite de l'instabilité des épaisses séquences de progradation sous-jacentes.

La figure 3 est une carte isopaque de la Formation de Dawson Canyon. Dans la plate-forme Néo-Écossaise orientale, la formation est quelque peu lenticulaire en coupe et habituellement plus épaisse vers le nord, en raison de sa relation avec la séquence progradante de la Formation de Wyandot sous-jacente. Une section très épaisse de la Formation de Dawson Canyon, dans le puits Evangeline H-98, au sud-ouest de l'Île de Sable, serait associée à un grand réseau de failles plongeant vers le bassin. Cependant, cette hypothèse laisse planer des doutes, faute d'une datation définitive. À travers la partie occidentale de la plate-forme continentale, la formation est plus uniforme et quelque peu plus épaisse que dans les autres zones, mesurant en moyenne 250 m environ. La formation est absente au puits Mohican I-100 (S8), ayant été érodée; le large chenal résultant a été par la suite rempli de sédiments pléistocènes.

Il n'existe qu'une petite occurence d'hydrocarbures dans la Formation de Dawson Canyon. On a récupéré du gaz sec, au débit d'environ 70 000 m³/d, au cours d'un essai aux tiges dans le puits Sable Island E-48 (S57, fig. 4). La roche réservoir est une couche de grès dans la partie inférieure de la Formation de Dawson Canyon.

FORMATION DE WYANDOT

La Formation de Wyandot, qui repose sur la Formation de Dawson Canyon, s'étend dans la partie méridionale de la plate-forme Néo-Écossaise, à l'est de 64°W (fig. 5). Elle contient des craies à coccolithes, des packstones à foraminifères, des mudstones crayeux, des marnes et quelques shales (Jansa et Wade, 1975). Selon Barss et al. (1979), qui ont utilisé des palynomorphes, l'intervalle d'âges de la Formation de Wyandot s'étendrait du Campanien au Maestrichtien tandis que Ascoli (1976) et Doeven (1983), qui ont utilisé l'un, des foraminifères, et l'autre, des nannofossiles, ont indiqué un intervalle allant du Santonien au Maestrichtien.

Même si la lithologie de la formation présente un caractère distinct, les données sismiques indiquent que le sommet pourrait être généralement diachrone, les faciès crayeux et marneux constituant les couches basales des séquences légèrement progradantes sus-jacentes. Par conséquent, le sommet de la formation est plus ancien à l'ouest et au nord-ouest et plus récent à l'est.

Les limites de la formation, telles qu'elles apparaissent à la figure 5, sont basées sur l'interprétation de données sismiques. Le long de la plate-forme Néo-Écossaise interne, la formation a été érodée du fait de sa surélévation durant le Tertiaire; au sud, elle a été affouillée au Tertiaire sur la partie supérieure du paléotalus. La surface supérieure de la formation est relativement unie et plonge vers le sud-sud-est à environ 15 m/km (fig. 5). Les structures les plus importantes s'observent le long de la bordure de la plate-forme dans la zone des failles plongeant vers le bassin. Au nord et au nord-est de l'Île de Sable, dans le sous-bassin d'Abenaki (fig. 6), plusieurs grands diapirs salifères pénètrent dans la formation.

La carte isopaque de la Formation de Wyandot (fig. 7) figure une augmentation marquée de l'épaisseur à l'est d'une ligne de direction nord-est qui correspond approximativement à la charnière du socle le long des flancs nord et ouest des sous-bassins d'Abenaki et de Sable (fig. 6). À l'ouest de cette ligne, la formation a en général moins de 30 m d'épaisseur, sauf autour des puits Ojibwa E-07 (S13) et Glooscap C-63 (S10) dans la plate-forme de LaHave où elle présente une épaisseur de 97 m et 156 m respectivement. À l'est, son épaisseur varie davantage dans ce qui semble être des zones locales d'accumulation de craie. C'est à l'extrémité est de la plate-forme Néo-Écossaise, où le puits Dauntless D-35 (S126) a traversé 397 m de la formation, que l'épaisseur la plus grande a été enregistrée. Au nord et au nord-est de l'Île de Sable, la Formation de Wyandot est absente par endroits, par suite soit d'un soulèvement, soit d'un processus d'érosion associé au diapirisme ou à la pénétration par du sel.

On a récupéré du gaz dans la Formation de Wyandot à deux endroits, soit au puits Eagle D-21 (S69, voir la fig. 8) et aux puits Primrose F-41 (S99) et N-50 (S100). Au puits Eagle D-21, le mécanisme de piégeage est relié à un anticlinal de compensation (anticlinal de rebroussement) tandis qu'aux puits Primrose, il s'agit d'une structure associée à un diapir salifère. Aucune de ces accumulations n'est actuellement considérée économiquement rentable.

RÉFÉRENCES

Ascoli, P.
1976: Foraminiferal and ostracod biostratigraphy of the Mesozoic-Cenozoic, Scotian Shelf, Atlantic Canada; in First International Symposium on Benthonic Foraminifera of Continental Margins, Part B, Paleoecology and Biostratigraphy, (ed.) C. T. Schafer and B. R. Pelletier; Maritime Sediments, Special Publication No. 1, p. 653-771.

Barss, M. S., Bujak, J. P., et Williams, G. L.
1979: Palynological zonation and correlation of sixty-seven wells, eastern Canada; Geological Survey of Canada, Paper 78-24, 118 p.

Doeven, P. H.
1983: Cretaceous nannofossil stratigraphy and paleoecology of the Canadian Atlantic margin; Geological Survey of Canada, Bulletin 356, 70 p.

Jansa, L. F. et Wade, J. A.
1974: Geology of the continental margin off Nova Scotia and Newfoundland; in Offshore Geology of Eastern Canada, Volume 2, Regional Geology, (ed.) W. J. M. van der Linden and J. A. Wade; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, v. 2, p. 51-106.

Wade, J. A. et MacLean, B. C.
1990: The geology of the southeastern margin of Canada; part 2: aspects of the geology of the Scotian Basin from recent seismic and well data; in Geology of the Continental Margin of Eastern Canada, (ed.) M. J. Keen and G. L. Williams; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 2, p. 190-238 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-1).

Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français

□

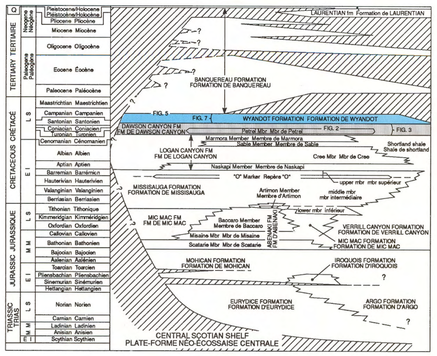


FIGURE 1. Generalized stratigraphy indicating Wyandot Formation and Dawson Canyon Formation (modified from Wade and MacLean, 1990)

FIGURE 1. Stratigraphie généralisée indiquant les formations de Wyandot et de Dawson Canyon (modifée de Wade et MacLean, 1990)

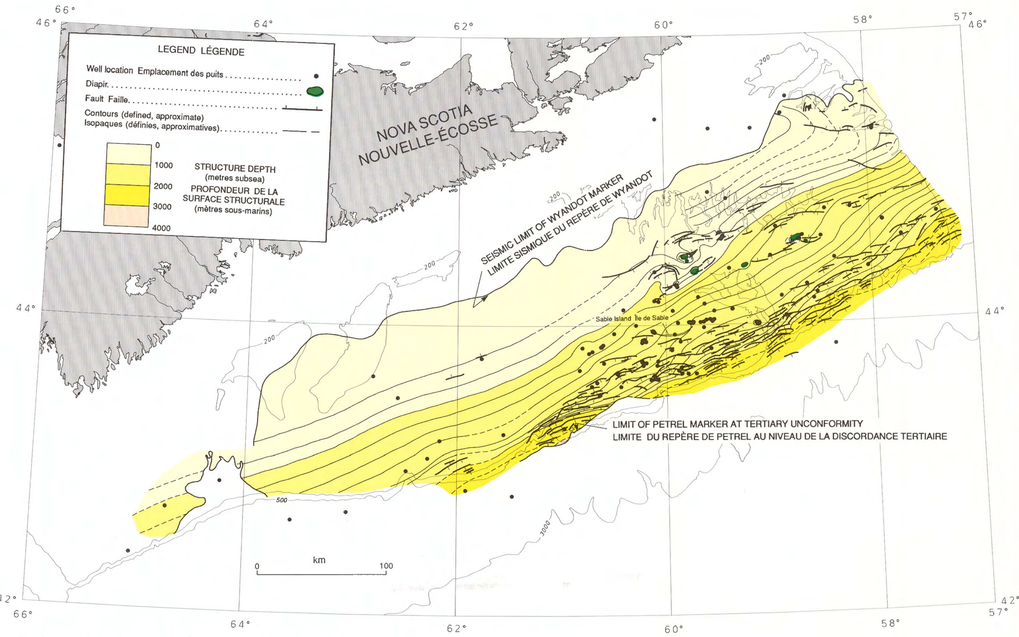


FIGURE 2. Structure depth map, Petrel Member, Dawson Canyon Formation

FIGURE 2. Carte isobathe de la surface structurale du Membre de Petrel, Formation de Dawson Canyon

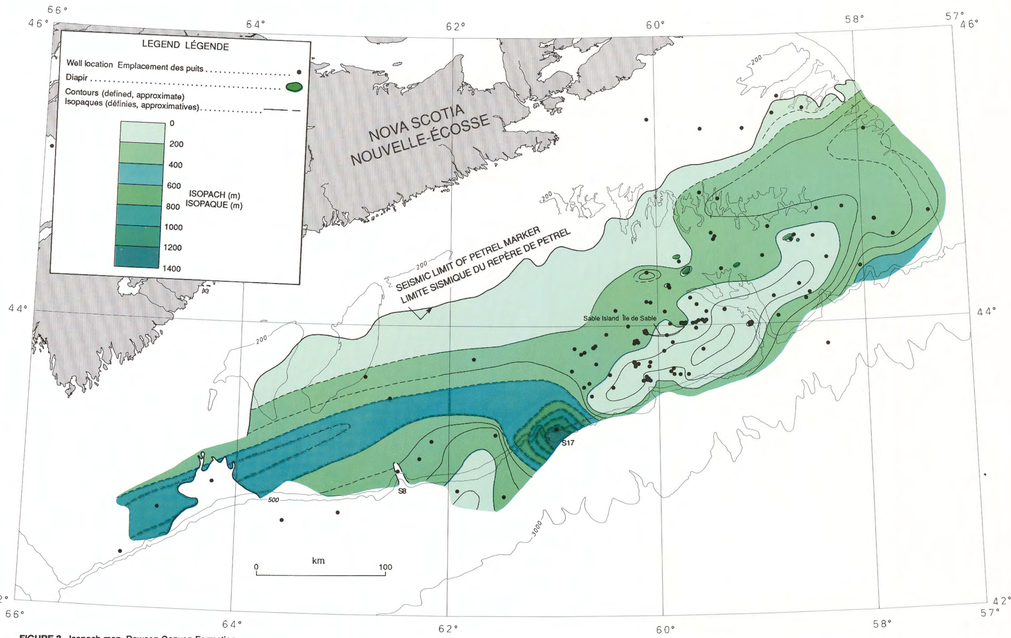


FIGURE 3. Isopach map, Dawson Canyon Formation

FIGURE 3. Carte isopaque de la Formation de Dawson Canyon

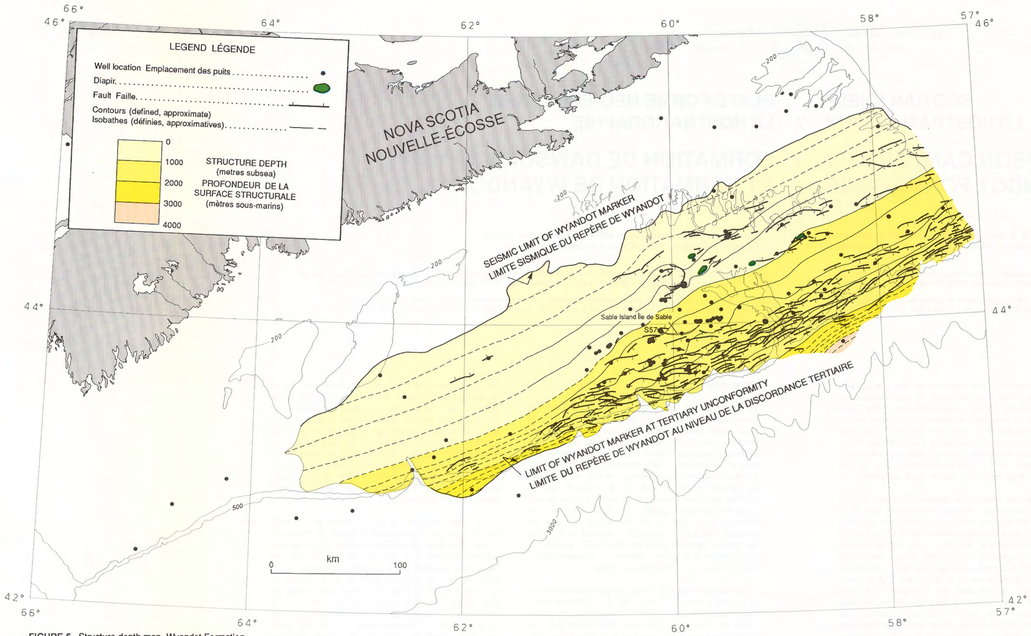
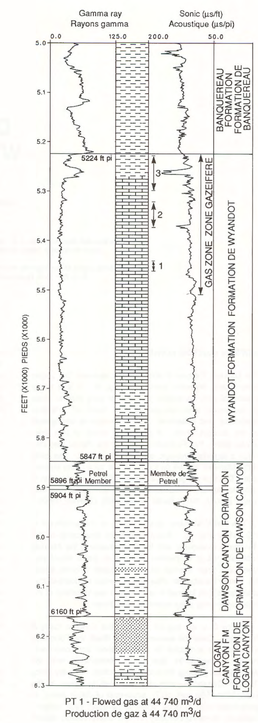


FIGURE 5. Structure depth map, Wyandot Formation

FIGURE 5. Carte isobathe de la surface structurale de la Formation de Wyandot



PT 1 - Flowed gas at 44 740 m^3/d
Production de gaz à 44 740 m^3/d

PT 2 - Flowed gas at 36 812 m^3/d with water at 0.32-0.64 m^3/hr
Production de gaz à 36 812 m^3/d avec eau à 0,32-0,63 m^3/h

PT 3 - Flowed gas at 39 643 m^3/d declining to 4248-4955 m^3/d
Production de gaz à 39 643 m^3/d, châtant à 4248-4955 m^3/d

FIGURE 8. Mechanical log, Eagle D-21 (S69); see Figure 4 for legend

FIGURE 8. Diagraphies mécaniques, Eagle D-21 (S69): voir la légende de la figure 4

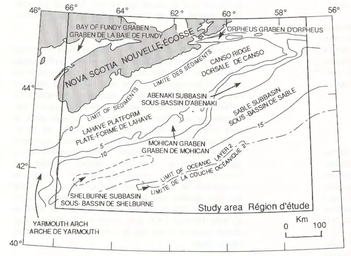
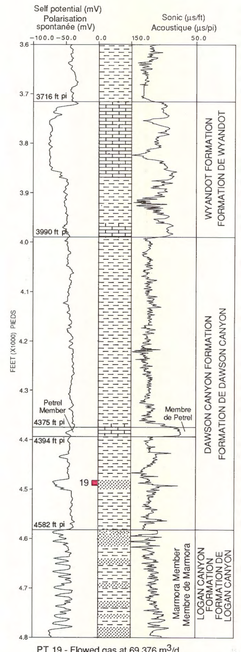


FIGURE 6. Index to main tectonic elements (5 km contour interval)

FIGURE 6. Principaux éléments tectoniques (équidistance de 5 km)



PT 19 - Flowed gas at 69 376 m^3/d
Production de gaz à 69 376 m^3/d

LEGEND LÉGENDE
Sandstone Grès
Siltstone
Shale
Limestone Calcaire

FIGURE 4. Mechanical log, Sable Island E-48 (S57)

FIGURE 4. Diagraphies mécaniques, Sable Island E-48 (S57)

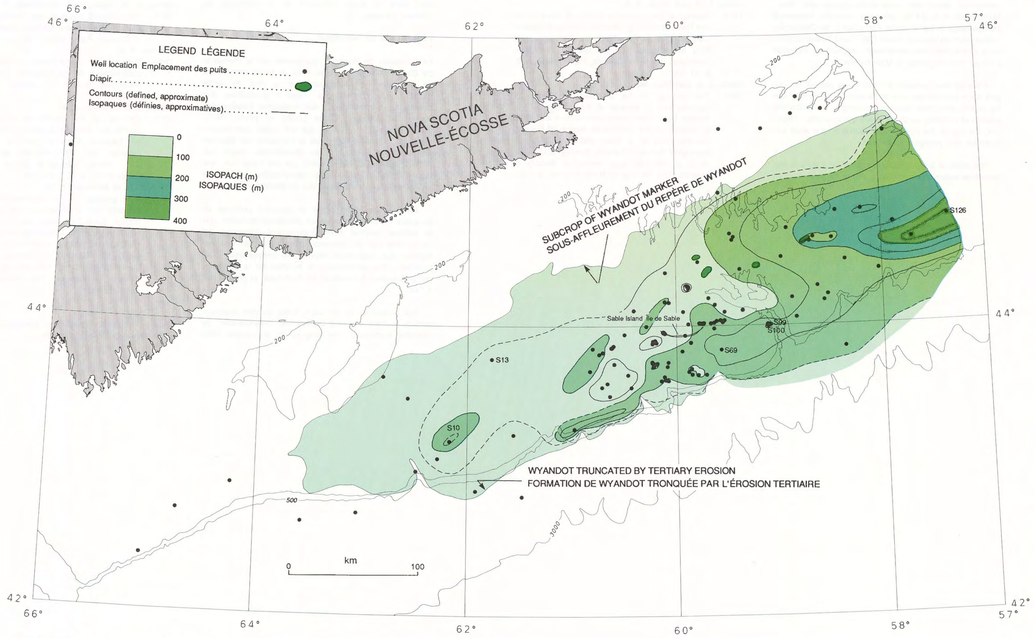


FIGURE 7. Isopach map, Wyandot Formation

FIGURE 7. Carte isopaque de la Formation de Wyandot

SCOTIAN SHELF LITHOSTRATIGRAPHY 7 DAWSON CANYON AND WYANDOT FORMATIONS

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE LITHOSTRATIGRAPHIE 7 FORMATION DE DAWSON CANYON ET FORMATION DE WYANDOT

Canada
Geological Survey of Canada
Commission géologique du Canada

Geological Survey of Canada

Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF LITHOSTRATIGRAPHY 8

ISOPACH MAPS - ROSEWAY UNIT AND ABENAKI FORMATION

L. F. Jansa and P. B. Lake

Recommended citation: Jansa, L. F. and Lake, P. B., 1991: Lithostratigraphy 8: isopach maps - Roseway unit and Abenaki Formation; in East Coast Basin Atlas Series: Scotian Shelf; Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p. 65.

Additional copies of this map may be obtained from the Geological Survey of Canada, Atlantic Geoscience Centre, P. O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2 Canada (Ph: 902-426-2773; FAX: 902-426-4266).

INTRODUCTION

Map sheets Lithostratigraphy 8 to 10 (this volume) demonstrate the regional distribution and depositional characteristics of the Middle Jurassic to Early Cretaceous carbonate strata deposited in the Scotian Basin. Map sheet Lithostratigraphy 8 shows the thickness variations for the Middle Jurassic to Early Cretaceous Abenaki Formation carbonates and for the more localized Early Cretaceous Roseway unit. Figures 1 to 3 of this sheet display the schematic lithology and electric logs characteristic of the principal, late Jurassic-Early Cretaceous formations. Map sheet Lithostratigraphy 9 depicts the interpreted depositional environment of the Scatarie and Baccaro members of the Abenaki Formation. Map sheet Lithostratigraphy 10 documents some of the morphological variations at the carbonate buildup front, which present important considerations for hydrocarbon exploration strategies on the continental margin of eastern Canada.

BACKGROUND GEOLOGY

The Upper Jurassic carbonate-dominated sequence was named the Abenaki Formation by McIver (1972). It is locally >1500 m thick (Fig. 6) and is subdivided into the basal Scatarie Member (limestone), the middle Misaine Member (shale), and the upper Baccaro Member (limestone; McIver, ibid; see Fig. 2). Eliuk (1978) designated 147 m of thick sponge-rich carbonate beds, which overlie the Abenaki Formation in the Demascota G-32 well (S21), as the Artimon Member and included it in the Abenaki Formation. The Member is, according to Eliuk (1978), Hauterivian-Valanginian in age, but Jansa et al. (1982) revised the age as most probably Berriasian on the basis of *Calpionella alpina* in the sponge horizon. Thus, the Abenaki Formation stratigraphically spans the Bajocian to Tithonian-Berriasian time interval (see map sheet Biostratigraphy and Maturation Data 1, this volume).

A modified lithostratigraphic subdivision of the Late Jurassic sedimentary sequence, as proposed by McIver (1972), was used for this compilation. The assignment of limestone-bearing strata is as follows: Mic Mac Formation - 1-20% limestone; the newly recognized Griffin unit - 21-50% limestone; and the Abenaki Formation - >50% limestone. This subdivision distinguishes this map sheet from map sheet Lithostratigraphy 4 (this volume) which is based mainly on seismic recognition (i.e. presence or absence) of carbonate facies within the Late Jurassic. The typical log expression of the Abenaki Formation, the dominantly clastic Mic Mac Formation, and the Griffin unit are shown in Figures 1 and 3. The latter, present in the South Griffin J-13 well (S122), comprises up to 220 m of massive, bedded, shelf carbonates, intercalated with terrigenous clastic beds of similar thickness. The terrigenous clastics and the carbonates are concentrated into distinct packages or horizons (Fig. 3). As the clastic content decreases, the Griffin unit grades proportionally into the Abenaki Formation or, as the carbonate content decreases, into the Mic Mac or Verrill Canyon formations. The Griffin unit is well developed in the northern part of the Basin (Fig. 6), but is also present seaward of the Abenaki Formation in the Sable and Abenaki subbasins (Jansa and Wade, 1975).

The lithologic composition of the carbonate strata indicates that the maximum water depth over most of the Scotian Basin during Late Jurassic - Early Cretaceous time probably did not exceed deep neritic. The spatial relationship of the individual lithostratigraphic units is presented schematically in Figure 4.

ECONOMIC SIGNIFICANCE OF MESOZOIC CARBONATE DEPOSITS

The carbonate deposits under the Scotian Shelf may be economically significant with regard to hydrocarbon exploration since they could: 1) contain source rocks for hydrocarbon generation; 2) contain reservoir rocks (primary or secondary porosity development); or 3) form seals for hydrocarbon migration.

The Abenaki Formation has been the target of several exploration ventures. The lack of exploration success could point to a lack of source rocks, but source rock analyses of the Abenaki Formation carbonates are not sufficient to confirm this suggestion. Drilling defined the presence of reservoirs comprised mainly of secondary dolomitized carbonate beds. The location of these carbonate strata in the Baccaro Member and the Roseway unit are shown on other map sheets in this volume (Fig. 3, map sheet Lithostratigraphy 9, and Fig. 5, map sheet Lithostratigraphy 8, respectively). Dolomitization in the mixing zone under subaerially exposed "reef islands" (Eliuk, 1978), or the penetration of subsurface fresh water lenses under the shelves, are viable mechanisms for the dolomitization process.

Previously, insufficient emphasis was placed on the role of lithified carbonate beds as seals for the entrapment of hydrocarbons and for the development of overpressure (Jansa and Noguera, 1990). As a result of early cementation, the carbonate beds (particularly where they occur as tongues or layers intercalated within a clastic sequence) may act as aquitards for the buildup of formation pressure and as seals for hydrocarbon migration. Such carbonate banks are found in the Mic Mac Formation and Griffin unit, and some may be connected as tongues to the Abenaki Formation carbonate platform front.

ISOPACH MAPS - ABENAKI FORMATION AND ROSEWAY UNIT

The isopach map of the Abenaki Formation (Fig. 6) was constructed by combining seismic data (mapped interval between top of Jurassic and Scatarie seismic markers by MacLean and Wade, personal communication, 1988) with the exploratory drilling results. No geologic data are available for the area offshore of Miquelon Island and data exists for only a few wells on Georges Bank. Consequently, compilation for the Laurentian Channel - St. Pierre Bank area and parts of the Georges Bank area is highly interpretative.

The Artimon Member (Eliuk, 1978) is included in this compilation with the Abenaki Formation. Figure 6 also shows the updip seismic limit of the Scatarie Member, the updip erosional limit of the Jurassic section and the seaward limit of the Abenaki Formation. The Abenaki Formation shelf edge is usually, but not always (Jansa, 1981), located near the basin basement hinge line with the Abenaki Formation carbonate platform principally overlying the slower subsiding LaHave Platform.

Carbonate deposition at the southern part of the Scotian Basin continued into Barremian-Aptian time and, at the northeastern part of the Basin, into the Valanginian. These early Cretaceous carbonates, designated as the Roseway unit of the Missisauga Formation in the Mohawk B-93 well (S4), are difficult to separate from the underlying Abenaki Formation because carbonate deposition continued without interruption into the Lower Cretaceous. An increase in shale/sand intercalations in the Roseway unit was used to distinguish it from the underlying Abenaki Formation.

The Lower Cretaceous Roseway unit (Fig. 5) has a similar, but much more regionally restricted, distribution pattern when compared with the Abenaki Formation. At the southern and southeastern part of the Scotian Basin, the unit appears to overlap the Abenaki Formation platform edge. As a characteristic feature, the Roseway unit carbonates are more intensively dolomitized than the Abenaki Formation carbonates. Figure 6 shows where this dolomitization of the Roseway unit carbonates has occurred.

REFERENCES

Eliuk, L. S.
1978: The Abenaki Formation, Nova Scotia shelf, Canada - a depositional and diagenetic model for a Mesozoic carbonate platform; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 26, p. 424-514.

Jansa, L. F.
1981: Mesozoic carbonate platforms and banks of the eastern North American margin; Marine Geology, v. 44, p. 97-117.

Jansa, L. F. and Noguera Urrea, V. H.
1990: Geology and diagenetic history of overpressured sandstone reservoirs, Venture gas field, offshore Nova Scotia, Canada; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 74, p. 1640-1658.

Jansa, L. F., Termier, G., and Termier, H.
1982: Les biohermes à algues, spongiaires et coraux des séries carbonatées de la flexure bordière du "paléoshelf" au large du Canada oriental; Revue de Micropaléontologie, v. 25, p. 181-219.

Jansa, L. F. and Wade, J. A.
1975: Geology of the continental margin off Nova Scotia and Newfoundland; in Offshore Geology of Eastern Canada, Volume 2, Regional Geology, (ed.) W. J. M. van der Linden and J. A. Wade; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, v. 2, p. 51-105.

McIver, N. L.
1972: Mesozoic and Cenozoic stratigraphy of the Nova Scotia shelf; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 9, p. 54-70.

□

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE LITHOSTRATIGRAPHIE 8

CARTES ISOPAQUES - UNITÉ DE ROSEWAY ET FORMATION D'ABENAKI

L. F. Jansa et P. B. Lake

Notation bibliographique conseillée: Jansa, L. F. et Lake, P. B., 1991: Lithostratigraphie 8: cartes isopaques - unité de Roseway et Formation d'Abenaki; dans Série des atlas des bassins de la côte Est: plate-forme Néo-Écossaise; Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada, p. 65.

Des copies supplémentaires de la carte peuvent être obtenues auprès de la Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de l'Atlantique, case postale 1006, Dartmouth (Nouvelle-Écosse) B2Y 4A2 Canada tél (902) 426-2773, facsimilé (902) 426-4266.

INTRODUCTION

Les cartes Lithostratigraphie 8 à 10 (du présent volume) figurent la distribution régionale et les caractéristiques du milieu de sédimentation des couches carbonatées du Jurassique moyen au Crétacé précoce déposées dans le bassin Néo-Écossais. La carte Lithostratigraphie 8 montre les variations d'épaisseur des roches carbonatées de la Formation d'Abenaki du Jurassique moyen au Crétacé précoce et de l'unité de Roseway du Crétacé précoce, d'étendue plus limitée. Les figures 1 à 3 de cette même carte illustrent la lithologie schématique et des diagraphies électriques caractéristiques des principales formations du Jurassique tardif-Crétacé précoce. La carte Lithostratigraphie 9 décrit le milieu de sédimentation des membres de Scatarie et de Baccaro de la Formation d'Abenaki et la carte Lithostratigraphie 10 documente les variations morphologiques au front des constructions carbonatées qui présentent des implications importantes au regard de la stratégie d'exploration des hydrocarbures sur la marge continentale de l'Est du Canada.

GÉOLOGIE DE BASE

La séquence à dominante carbonatée du Jurassique supérieur a été désignée «Formation d'Abenaki» par McIver (1972). Elle a par endroits plus de 1 500 m d'épaisseur (fig. 6) et elle se subdivise en trois membres: à la base, le Membre de Scatarie (calcaire), en position intermédiaire, le Membre de Misaine (shale) et dans la partie supérieure, le Membre de Baccaro (calcaires; McIver, ibid.; voir la fig. 2). Eliuk (1978) a donné aux épaisses couches carbonatées (147 m) riches en spongiaires qui reposent sur la Formation d'Abenaki dans le puits Demascota G-32 l'appellation de «Membre d'Artimon» et l'a inclu dans la Formation d'Abenaki. Selon Eliuk (1978), ce membre est d'âge hauterivien-valanginien, mais selon Jansa et al. (1982), il serait plutôt d'âge berriasien compte tenu de la présence de *calpionella alpina* dans l'horizon de spongiaires. Par conséquent, la Formation d'Abenaki s'étend stratigraphiquement du Bajocien au Tithonique-Berriasien (voir la carte Biostratigraphie et données de maturation 1 du présent volume).

Pour la présente compilation, a été utilisée une subdivision lithostratigraphique modifiée de la séquence sédimentaire du Jurassique tardif telle que proposée par McIver (1972). Le contenu en couche calcaire est établi de la façon suivante: la Formation de Mic Mac contient entre 1 % et 20 % de calcaire; l'unité de Griffin, récemment reconnue, entre 21 et 50 % de calcaire; et la Formation d'Abenaki, plus de 50 % de calcaire. Par cette subdivision, la présente carte se distingue de la carte Lithostratigraphie 4 (du présent volume) qui a été dressée principalement à partir de la reconnaissance (c.-à-d., la présence ou l'absence) sur les profils sismiques de faciès carbonatés à l'intérieur des unités du Jurassique tardif. Les signatures diagraphiques typiques de la Formation d'Abenaki, de la Formation de Mic Mac à dominante clastique et de l'unité de Griffin, sont présentées aux figures 1 et 3. L'unité de Griffin, présente dans le puits South Griffin J-13 (S122), comporte jusqu'à 220 m de roches carbonatées de plate-forme, stratifiées, massives, intercalées avec des couches clastiques terrigènes d'épaisseur comparable. Les roches clastiques terrigènes et les roches carbonatées sont regroupées en horizons ou ensembles distincts. À mesure que la composante clastique diminue, l'unité cède graduellement la place à la Formation d'Abenaki ou, à mesure que la composante carbonatée diminue, aux formations de Mic Mac ou de Verrill Canyon. L'unité de Griffin est bien formée dans la partie nord du bassin (fig. 6), mais est également présente au large de la Formation d'Abenaki dans les sous-bassins de Sable et d'Abenaki (Jansa et Wade, 1975).

La composition lithologique des strates carbonatées indique que la profondeur d'eau maximale sur la majeure partie du bassin Néo-Écossais au Jurassique tardif-Crétacé n'a probablement pas dépassée la zone néritique profonde. La relation spatiale des unités lithostratigraphiques est présenté schématiquement à la figure 4.

IMPORTANCE ÉCONOMIQUE DES DÉPÔTS CARBONATÉS DU MÉSOZOÏQUE

Les dépôts carbonatés de la plate-forme Néo-Écossaise pourraient avoir une importance économique sur le plan des richesses en hydrocarbures étant donné qu'ils pourraient: 1) contenir des roches mères d'hydrocarbures; 2) contenir des roches réservoirs (formation d'une porosité primaire ou secondaire); 3) assurer une étanchéité face à la migration des hydrocarbures.

La Formation d'Abenaki a été la cible de plusieurs entreprises d'exploration. On pourrait croire que l'insuccès des travaux d'exploration est la preuve de l'absence de roches mères; cependant, les analyses du potentiel de roche mère des roches carbonatées de la Formation d'Abenaki ne sont pas suffisantes pour confirmer cette hypothèse. Les forages ont permis de déterminer la présence de roches réservoirs principalement associées à des couches carbonatées dans lesquelles s'observe une dolomitisation secondaire. La position de ces strates carbonatées dans le Membre de Baccaro et l'unité de Roseway est indiquée sur d'autres cartes du présent volume (fig. 3 de la carte Lithostratigraphie 9 et fig. 5 de la carte Lithostratigraphie 8, respectivement). La dolomitisation dans la zone de mélange au-dessous d'«îles récifales» subaériennes (Eliuk, 1978), ou la pénétration de lentilles d'eau douce souterraine dans les plates-formes, sont des mécanismes possibles du processus de dolomitisation.

Dans le passé, on n'a pas suffisamment mis l'accent sur le rôle des couches carbonatées lithifiées dans le piégeage des hydrocarbures et la formation de surpression (Jansa et Noguera, 1990). Par suite d'une cimentation précoce, les couches carbonatées (en particulier lorsqu'elles forment des langues ou des couches intercalées dans une séquence clastique) peuvent jouer le rôle d'aquitard pour le développement d'une pression de formation et assurer une étanchéité face à la migration des hydrocarbures. De tels bancs carbonatés se trouvent dans la Formation de Mic Mac et l'unité de Griffin, et certains peuvent être reliés sous forme de langues, au front de la plate-forme carbonatée de la Formation d'Abenaki.

CARTES ISOPAQUES DE LA FORMATION D'ABENAKI ET DE L'UNITÉ DE ROSEWAY

La carte isopaque de la Formation d'Abenaki (fig. 6) a été dressée en combinant les données sismiques (intervalle cartographié entre les marqueurs sismiques du sommet du Jurassique et de Scatarie par MacLean et Wade, communication personnelle, 1988) aux données de forage d'exploration. Aucune donnée géologique n'est disponible pour la région au large de l'île Miquelon et les données pour le banc de Georges sont limitées à quelques puits. Par conséquent, la compilation des données relatives à la région du chenal Laurentien et du banc de Saint-Pierre et à certaines parties du banc de Georges comporte une grande part d'interprétation.

Le Membre d'Artimon (Eliuk, 1978) est inclus ici dans la Formation d'Abenaki. La figure 6 montre également la limite sismique d'amont-pendage du Membre de Scatarie, la limite d'érosion d'amont-pendage de la séquence jurassique et la limite océanique de la Formation d'Abenaki. La bordure de plate-forme de la Formation d'Abenaki est habituellement, mais pas toujours (Jansa, 1981), située près de la charnière du socle du bassin et la plate-forme carbonatée de la Formation d'Abenaki repose principalement sur la plate-forme de LaHave à subsidence plus lente.

La sédimentation des roches carbonatées dans la partie méridionale du bassin Néo-Écossais s'est poursuivie pendant le Barrémien-Aptien et, dans la partie nord-est du bassin, pendant le Valanginien. Il est difficile de séparer ces roches carbonatées du Crétacé précoce, appelées «unité de Roseway» de la Formation de Missisauga dans le puits Mohawk B-93 (S4), de la Formation d'Abenaki sous-jacente étant donné que la sédimentation des roches carbonatées s'est poursuivie sans interruption dans le Crétacé inférieur. Une augmentation des intercalations de shale et sable dans l'unité de Roseway a servi à la distinguer de la Formation d'Abenaki.

L'unité de Roseway du Crétacé inférieur (fig. 5) présente une configuration de répartition semblable, mais beaucoup plus restreinte régionalement, que celle de la Formation d'Abenaki. Dans les parties sud et au sud-est du bassin Néo-Écossais, l'unité semble chevaucher la bordure de plate-forme de la Formation d'Abenaki. La plus intense dolomitisation observée dans les roches carbonatées de l'unité de Roseway par rapport à celles de la Formation d'Abenaki apparaît être une caractéristique distinctive. La figure 6 montre les endroits où la dolomitisation des roches carbonatées de l'unité de Roseway a eu lieu.

RÉFÉRENCES

Eliuk, L. S.
1978: The Abenaki Formation, Nova Scotia shelf, Canada - a depositional and diagenetic model for a Mesozoic carbonate platform; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 26, p. 424-514.

Jansa, L. F.
1981: Mesozoic carbonate platforms and banks of the eastern North American margin; Marine Geology, v. 44, p. 97-117.

Jansa, L. F. et Noguera Urrea, V. H.
1990: Geology and diagenetic history of overpressured sandstone reservoirs, Venture gas field, offshore Nova Scotia, Canada; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 74, p. 1640-1658.

Jansa, L. F., Termier, G., et Termier, H.
1982: Les biohermes à algues, spongiaires et coraux des séries carbonatées de la flexure bordière du "paléoshelf" au large du Canada oriental; Revue de Micropaléontologie, v. 25, p. 181-219.

Jansa, L. F. et Wade, J. A.
1975: Geology of the continental margin off Nova Scotia and Newfoundland; in Offshore Geology of Eastern Canada, Volume 2, Regional Geology, (ed.) W. J. M. van der Linden and J. A. Wade; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, v. 2, p. 51-105.

McIver, N. L.
1972: Mesozoic and Cenozoic stratigraphy of the Nova Scotia shelf; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 9, p. 54-70.

□

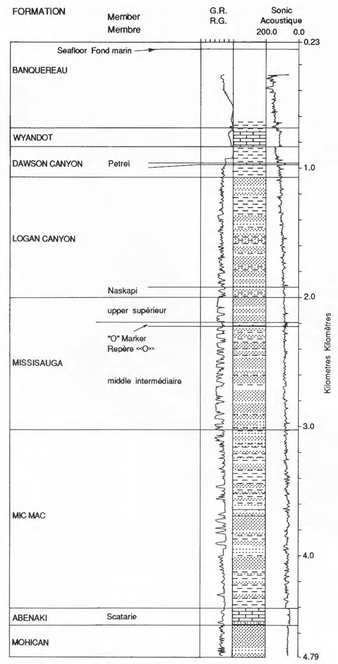


FIGURE 1. Gamma ray and sonic logs, Mic Mac H-86 well

FIGURE 1. Diagraphies acoustique et du rayonnement gamma, puits Mic Mac H-86

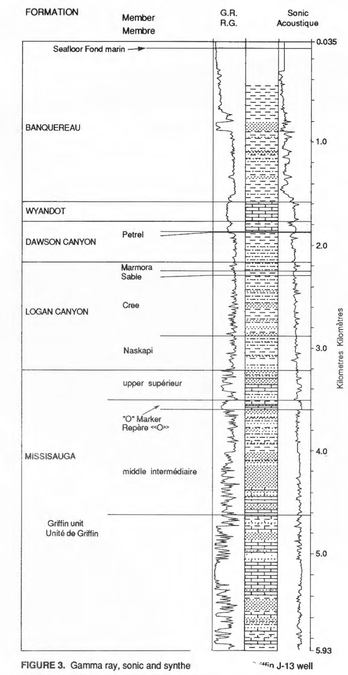


FIGURE 3. Gamma ray, sonic and synthe[illegible] gamma, puits South Griffin J-13 well

FIGURE 3. Diagraphies acoustique synthétique[illegible] gamma, puits South Griffin J-13

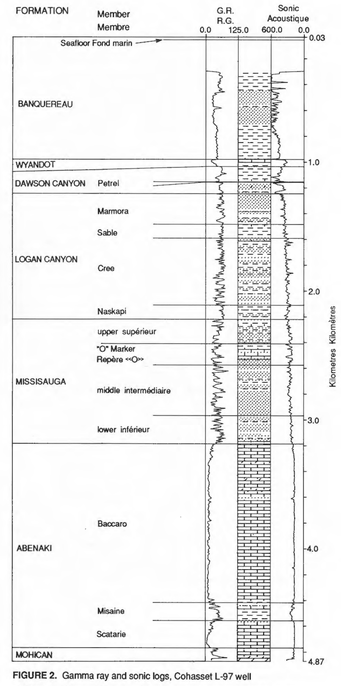


FIGURE 2. Gamma ray and sonic logs, Cohasset L-97 well

FIGURE 2. Diagraphies acoustique et du rayonnement gamma, puits Cohasset L-97

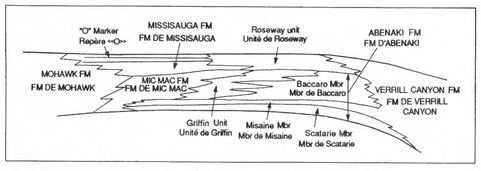


FIGURE 4. Schematic spatial relation of Early Cretaceous-Late Jurassic formations and units

FIGURE 4. Représentation schématique de la position relative (dans l'espace) des formations et des unités d'âge crétacé inférieur à jurassique supérieur

Energy, Mines and Resources Canada
Énergie, Mines et Ressources Canada

Geological Survey of Canada
Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF LITHOSTRATIGRAPHY 8 PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE LITHOSTRATIGRAPHIE

ISOPACH MAPS - ROSEWAY UNIT AND ABENAKI FORMATION

CARTES ISOPAQUES - UNITÉ DE ROSEWAY ET FORMATION D'ABENAKI

Bathymetric contours in metres
Lambert Conformal Projection (standard parallels 45° N and 66° N)
Courbes bathymétriques en mètres
Projection conforme de Lambert (parallèles standard 45° N et 66° N)

Scale 1: 2 000 000 Échelle 1/2 000 000

Kilometres Kilomètres
50 0 50 100 150



FIGURE 5. Isopach map, Roseway unit
FIGURE 5. Carte isopaque, unité de Roseway

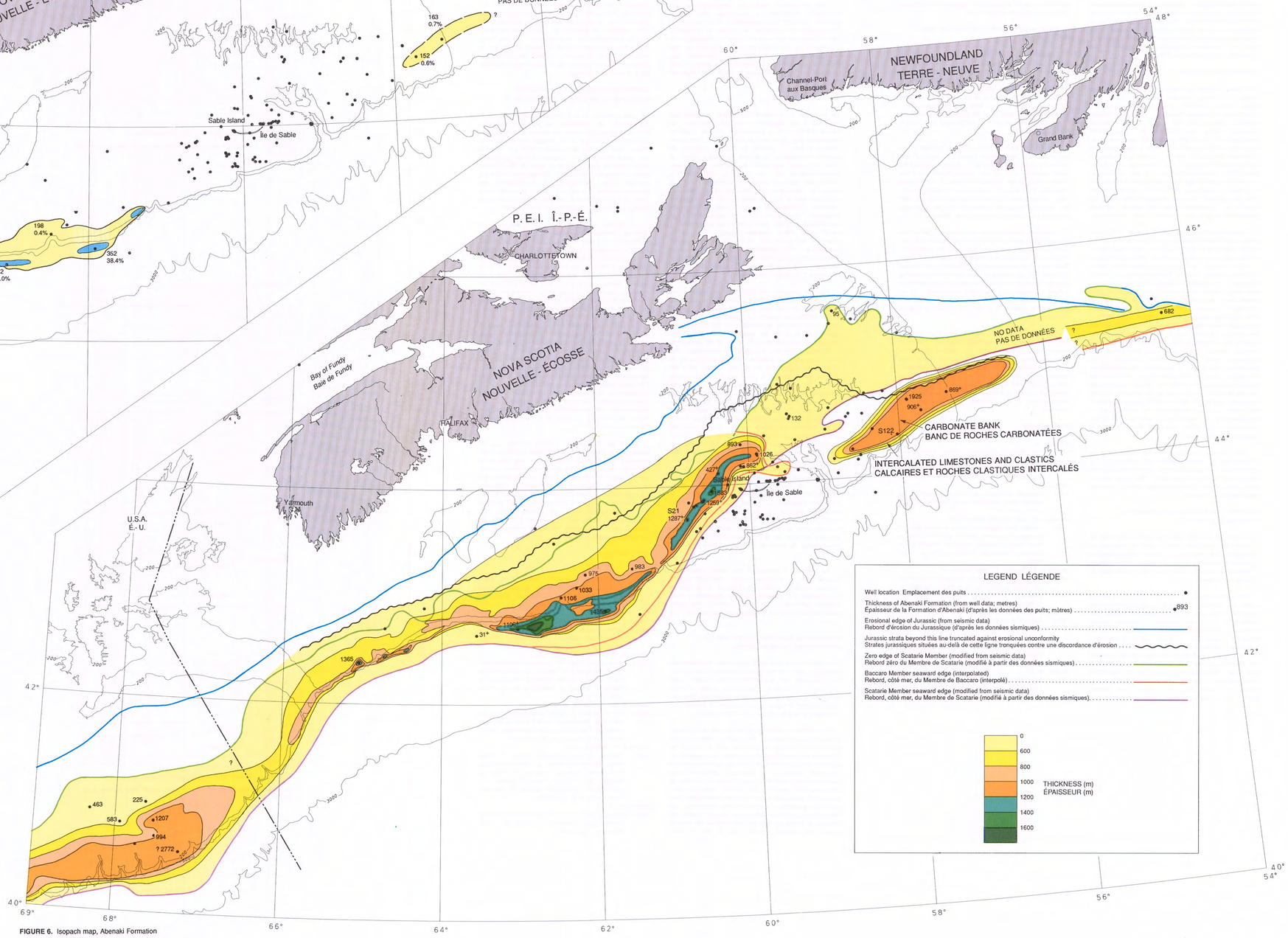


FIGURE 6. Isopach map, Abenaki Formation
FIGURE 6. Carte isopaque, Formation d'Abenaki

Canada

Geological Survey of Canada

Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF LITHOSTRATIGRAPHY 9

LITHOFACIES AND DEPOSITIONAL ENVIRONMENT - SCATARIE AND BACCARO MEMBERS

L. F. Jansa and P. B. Lake

Recommended citation: Jansa, L. F. and Lake, P. B., 1991: Lithostratigraphy 9: lithofacies and depositional environment - Scatarie and Baccaro members; in East Coast Basin Atlas Series: Scotian Shelf; Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p. 67.

Additional copies of this map may be obtained from the Geological Survey of Canada, Atlantic Geoscience Centre, P. O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2 Canada (Ph: 902-426-2773; FAX: 902-426-4266).

LITHOFACIES AND DEPOSITIONAL ENVIRONMENT - SCATARIE AND BACCARO MEMBERS

To demonstrate the compositional variation of the Abenaki Formation carbonates, several environmentally sensitive limestone constituents (e.g. oolites, oncoliths, peloids, corals, algae, sponges, bryozoa, etc.) were selected, their abundances in drill cuttings calculated for 100 m intervals and the results summed for the Scatarie (Bathonian-Callovian) and Baccaro (Oxfordian-Berriasian) members. The analysis showed very high vertical lithologic variation for both members. The interpretation presented on this map sheet is thus highly generalized with the dominant lithology delineating only major depositional/environmental belts.

The depositional environment of the Scatarie Member (Fig. 1) shows high energy variability along the carbonate deposition belt which resulted in deposition of different lithologic sequences. With respect to the physiography, the Scatarie Member can be classified as a ramp (Fig. 2), however, the presence of locally constructed oolitic banks resulted in the formation of spatially-restricted, incipient, carbonate platforms. The local effect of clastics input on carbonate depositional environment led to the rapid areal progradation of the ramp, particularly in the centre of the study area, at the front of the paleo-Musquodoboit River (Fig. 1).

The depositional environment analysis of the Baccaro Member (Fig. 3) shows that during Oxfordian-Tithonian time an extensive carbonate platform was constructed on the outer shelf. Figure 4 is a schematic section across the carbonate platform. Construction of the platform was complex, as discussed on map sheet Lithostratigraphy 10 (this volume).

The occurrence of corals, stromatoporoids and hydrozoa between skeletal debris comprising the limestones indicates the presence of bioherms and/or small reefs along the outer rim of the carbonate platform. Such bioherms were identified in cores from the Demascota G-32 (S21) and Cohasset L-97 (S29) wells; reef-builders are present as debris in the Acadia K-62 (S15) and Penobscot L-30 (S48) wells (Eliuk, 1978; Jansa, 1981; Jansa et al., 1982; Ellis, 1984; Ellis et al., 1985; Pratt and Jansa, 1989). Large reef structures, similar to those defined on seismic lines in the Baltimore Canyon trough (Schlee and Grow, 1980) and later drilled by oil industry (Meyer, 1989), are rare in the Scotian Basin. Interpretation of seismic reflection profiles from the Scotian Basin suggests that reef structures occur here at the southern edge of the LaHave Platform (Fig. 3; map sheet Lithostratigraphy 10, Fig. 1 to 4, this volume). The reef structure located at the paleoshelf edge (map sheet Lithostratigraphy 10, Fig. 1, 2, this volume) is approximately 1000 m broad at the base and up to several hundred metres high. A younger, smaller reef developed also in the same area during Kimmeridgian time.

Deep-water cyanobacteria bioherms identified in the Demascota G-32 (map sheet Lithostratigraphy 10, Fig. 3, 4, this volume), Penobscot L-30 (map sheet Lithostratigraphy 10, Fig. 5, 6, this volume), and Acadia K-62 (Fig. 3) wells (Eliuk, 1978; Jansa et al., 1982; Ellis, 1984; Dromart, 1986; Jansa et al., 1989) are preferentially located at the upper slope of the carbonate platforms and at the toe of the bioherms. The extent of these structures along the Abenaki Formation carbonate margin remains unknown.

The two lithofacies maps show the input of clastics from land by rivers, and their mixing with carbonates on the inner shelf. The direction of clastics dispersion indicates a southwestward longshore current. Interestingly, one river supplying predominantly muddy sediment to the Shelf during the time of Scatarie Member deposition was in the same location as the recent Musquodoboit River. Considering that Cretaceous sediments were found to be deposited in the Musquodoboit valley, the origin of the paleovalley probably dates back to the middle Jurassic, about 160 m.y. ago.

REFERENCES

Dromart, G.
1986: Facies grumeleux, noduleux et crystoalgaires des marges Jurassiques de la Tethys nord-occidentale et de L'Atlantique central; unpublished thesis, Université Claude-Bernard, Lyon, France.

Eliuk, L. S.
1978: The Abenaki Formation, Nova Scotia shelf, Canada - a depositional and diagenetic model for a Mesozoic carbonate platform; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 26, p. 424-514.

Ellis, P. M.
1984: Upper Jurassic carbonates from the Lusitanian basin, Portugal and their subsurface counterparts in the Nova Scotia Shelf; unpublished thesis, Open University, Milton Keynes, England.

Ellis, P. M., Crevello, P. D., and Eliuk, L. S.
1985: Upper Jurassic and Lower Cretaceous deep-water buildups, Abenaki Formation, Nova Scotia shelf; in Deep-water Carbonates: Buildups, Turbidites, Debris Flows and Chalk - A Core Workshop, (ed.) P. D. Crevello and P. M. Harris; Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Core Workshop No. 6, p. 212-248.

Jansa, L. F.
1981: Mesozoic carbonate platforms and banks of the eastern North American margin; Marine Geology, v. 44, p. 97-117.

Jansa, L. F., Pratt, B. R., and Dromart, G.
1989: Deep water trombolite mounds from the upper Jurassic of offshore Nova Scotia; in Reefs, Canada and Adjacent Area. (ed.) H. H. J. Geldsetzer, N. P. James, and G. E. Tebbutt; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 13, p. 725-735.

Jansa, L. F., Termier, G., and Termier, H.
1982: Les biohermes à algues, spongiaires et coraux des séries carbonatées de la flexure bordière du "paléoshelf" au large du Canada oriental; Revue de Micropaléontologie, v. 25, p. 181-219.

Meyer, F. O.
1989: Siliciclastic influence on Mesozoic platform development: Baltimore Canyon trough, western Atlantic; in Controls on Carbonate Platform and Basin Development, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, no. 44, p. 213-232.

Pratt, B. R. and Jansa, L. F.
1989: Upper Jurassic shallow water reefs of offshore Nova Scotia; in Reefs: Canada and Adjacent Area, (ed.) H. H. J. Geldsetzer, N. P. James and G. E. Tebbutt; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 13, p. 741-747.

Schlee, J. S. and Grow, J. A.
1980: Buried carbonate shelf edge beneath the Atlantic continental slope; The Oil and Gas Journal, v. 78, p. 148-156.

□

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE LITHOSTRATIGRAPHIE

LITHOFACIÈS ET MILIEU DE SÉDIMENTATION - MEMBRE DE SCATARIE ET MEMBRE DE BACCARO

L. F. Jansa et P. B. Lake

Notation bibliographique conseillée: Jansa, L. F. et Lake, P. B., 1991: Lithostratigraphie 9: lithofaciès et milieu de sédimentation - Membre de Scatarie et Membre de Baccaro; dans Série des atlas des bassins de la côte Est: plate-forme Néo-Écossaise; Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada, p. 67.

Des copies supplémentaires de la carte peuvent être obtenues auprès de la Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de l'Atlantique, case postale 1006, Dartmouth (Nouvelle-Écosse) B2Y 4A2 Canada tél (902) 426-2773, facsimilé (902) 426-4266.

LITHOFACIÈS ET MILIEUX DE SÉDIMENTATION - MEMBRES DE SCATARIE ET DE BACCARO

Pour montrer la composition variable des roches carbonatées de la Formation d'Abenaki, plusieurs constituants du calcaire sensibles aux conditions du milieu de sédimentation (par ex., oolithe, oncolithe, pellet, corail, algue, spongiaire, bryozoaire etc.) ont été choisis. On a mesuré leur abondance dans les déblais de forage sur des intervalles de 100 m et les résultats ont été intégrés sur l'ensemble des membres de Scatarie (Bathonien-Callovien) et de Baccaro (Oxfordien-Berriasien). L'analyse a indiqué des variations lithologiques verticales très grandes dans les deux membres. L'interprétation qui apparaît sur la présente carte est donc une généralisation très poussée, la lithologie dominante ne délimitant seulement que les principales zones environnementales et de sédimentation.

Le milieu de sédimentation du Membre de Scatarie (fig. 1) révèle une forte variation de l'énergie le long de la zone de sédimentation des roches carbonatées ce qui s'est traduit par le dépôt de séquences lithologiquement différentes. Selon une classification physiographique, le Membre de Scatarie peut être défini comme une rampe (fig. 2); cependant, des bancs oolithiques locaux ont donné naissance à des plates-formes carbonatées embryonnaires très limitées. L'apport localisé de roches clastiques dans les milieux de sédimentation de roches carbonatés a eu pour effet d'entraîner une progradation rapide de la rampe, en particulier au centre de la zone d'étude, face à la paléorivière Musquodoboit (fig. 1).

Les analyses du milieu de sédimentation du Membre de Baccaro (fig. 3) indique que durant l'Oxfordien-Tithonique une vaste plate-forme carbonatée s'est formée sur la plate-forme continentale externe. La figure 4 est une coupe transversale schématique de la plate-forme carbonatée. La construction de la paléo-plate-forme a été complexe et est traitée sur la carte Lithostratigraphie 10 (dans le présent volume).

La présence de coraux, de stromatoporoïdés et d'hydrozoaires entre les débris bioclastiques qui constituent les calcaires, révèlent la présence de biohermes ou de petits récifs le long du rebord externe de la plate-forme carbonatée. De tels biohermes ont été identifiés dans des carottes prélevées dans les puits Demascota G-32 (S21) et Cohasset L-97 (S29); des organismes constructeurs de récifs sont présents sous forme de débris dans les puits Acadia K-62 (S15) et Penobscot L-30 (S-48)(Eliuk, 1978; Jansa, 1981; Jansa et al., 1982; Ellis, 1984; Ellis et al., 1985; Pratt et Jansa, 1989). Les grandes structures récifales semblables à celles définies sur les profils sismiques de la cuvette du canyon de Baltimore (Schlee et Grow, 1980) et qui ont par la suite été traversées par les sondages de l'industrie pétrolière, sont très rares dans le bassin Néo-Écossais. Selon l'interprétation des profils de sismique-réflexion du bassin Néo-Écossais, les structures récifales ne seraient présentes qu'à la bordure méridionale de la plate-forme de LaHave (fig. 3; carte Lithostratigraphie 10 du présent volume, fig. 1 à 4). La structure récifale située à la bordure de la paléoplate-forme (carte Lithostratigraphie 10 du présent volume, fig. 1, 2) mesure environ 1 000 m de largeur à la base et jusqu'à plusieurs centaines de mètres de hauteur. Un récif plus petit et plus récent s'est formé également dans la même région pendant le Kimméridgien.

Les biohermes à cyanobactéries d'eau profonde relevés dans les puits Demascota G-32 (carte Lithostratigraphie 10 du présent volume, fig. 3, 4), Penobscoct L-30 (carte Lithostratigraphie 10 du présent volume, fig. 5, 6) et Acadia K-62 (fig. 3) (Eliuk, 1978; Jansa et al., 1982; Ellis, 1984; Dromart, 1986; Jansa et al., 1989) sont surtout situés sur le talus supérieur des plates-formes carbonatées et au pied des biohermes. L'étendue de ces structures le long de la marge carbonatée de la Formation d'Abenaki n'a pas encore été déterminée.

Les deux cartes de lithofaciès montrent l'apport de roches clastiques du continent par les cours d'eau et leur mélange avec les roches carbonatées sur la plate-forme continentale interne. La direction de la dispersion des roches clastiques indique un courant littoral vers le sud-ouest. Il est intéressant de remarquer que l'un des cours d'eau qui a transporté des sédiments principalement boueux vers la plate-forme continentale pendant le dépôt du Membre de Scatarie était situé au même endroit que l'actuelle rivière Musquodoboit. Si l'on tient compte du fait que les sédiments crétacés se sont déposés dans la vallée de la Musquodoboit, la formation de la paléovallée remonte probablement au Jurassique moyen, soit à environ 160 millions d'années.

RÉFÉRENCES

Dromart, G.
1986: Facies grumeleux, noduleux et crystoalgaires des marges Jurassiques de la Tethys nord-occidentale et de L'Atlantique central; unpublished thesis, Université Claude-Bernard, Lyon, France.

Eliuk, L. S.
1978: The Abenaki Formation, Nova Scotia shelf, Canada - a depositional and diagenetic model for a Mesozoic carbonate platform; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 26, p. 424-514.

Ellis, P. M.
1984: Upper Jurassic carbonates from the Lusitanian basin, Portugal and their subsurface counterparts in the Nova Scotia Shelf; unpublished thesis, Open University, Milton Keynes, England.

Ellis, P. M., Crevello, P. D., et Eliuk, L. S.
1985: Upper Jurassic and Lower Cretaceous deep-water buildups, Abenaki Formation, Nova Scotia shelf; in Deep-water Carbonates: Buildups, Turbidites, Debris Flows and Chalk - A Core Workshop, (ed.) P. D. Crevello and P. M. Harris; Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Core Workshop No. 6, p. 212-248.

Jansa, L. F.
1981: Mesozoic carbonate platforms and banks of the eastern North American margin; Marine Geology, v. 44, p. 97-117.

Jansa, L. F., Pratt, B. R., et Dromart, G.
1989: Deep water trombolite mounds from the upper Jurassic of offshore Nova Scotia; in Reefs, Canada and Adjacent Area, (ed.) H. H. J. Geldsetzer, N. P. James, and G. E. Tebbutt; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 13, p. 725-735.

Jansa, L. F., Termier, G., et Termier, H.
1982: Les biohermes à algues, spongiaires et coraux des séries carbonatées de la flexure bordière du "paléoshelf" au large du Canada oriental; Revue de Micropaléontologie, v. 25, p. 181-219.

Meyer, F. O.
1989: Siliciclastic influence on Mesozoic platform development: Baltimore Canyon trough, western Atlantic; in Controls on Carbonate Platform and Basin Development, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, no. 44, p. 213-232.

Pratt, B. R. et Jansa, L. F.
1989: Upper Jurassic shallow water reefs of offshore Nova Scotia; in Reefs: Canada and Adjacent Area, (ed.) H. H. J. Geldsetzer, N. P. James and G. E. Tebbutt; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 13, p. 741-747.

Schlee, J. S. et Grow, J. A.
1980: Buried carbonate shelf edge beneath the Atlantic continental slope; The Oil and Gas Journal, v. 78, p. 148-156.

□

Energy, Mines and Resources Canada | Énergie, Mines et Ressources Canada

Geological Survey of Canada | Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF LITHOSTRATIGRAPHY 9 LITHOFACIES AND DEPOSITIONAL ENVIRONMENT - SCATARIE AND BACCARO MEMBERS

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE LITHOSTRATIGRAPHIE LITHOFACIÈS ET MILIEU DE SÉDIMENTATION - MEMBRE DE SCATARIE ET MEMBRE DE BACCARO

Bathymetric contours in metres
Lambert Conformal Projection (standard parallels 45° N and 66° N)
Courbes bathymétriques en mètres
Projection conforme de Lambert (parallèles standard 45° N et 66° N)

Scale 1: 2 000 000 Échelle 1/2 000 000

Kilometres Kilomètres
50 0 50 100 150

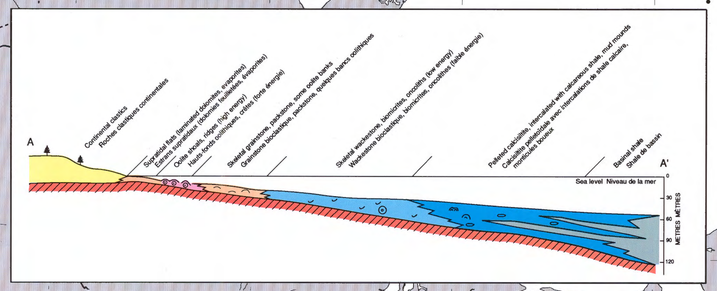


FIGURE 2. Schematic lithofacies belts in a ramp
FIGURE 2. Zones schématiques de lithofaciès d'une rampe

FIGURE 1. Lithofacies and depositional environment, Scatarie Member
FIGURE 1. Lithofaciès et milieu de sédimentation, Membre de Scatarie

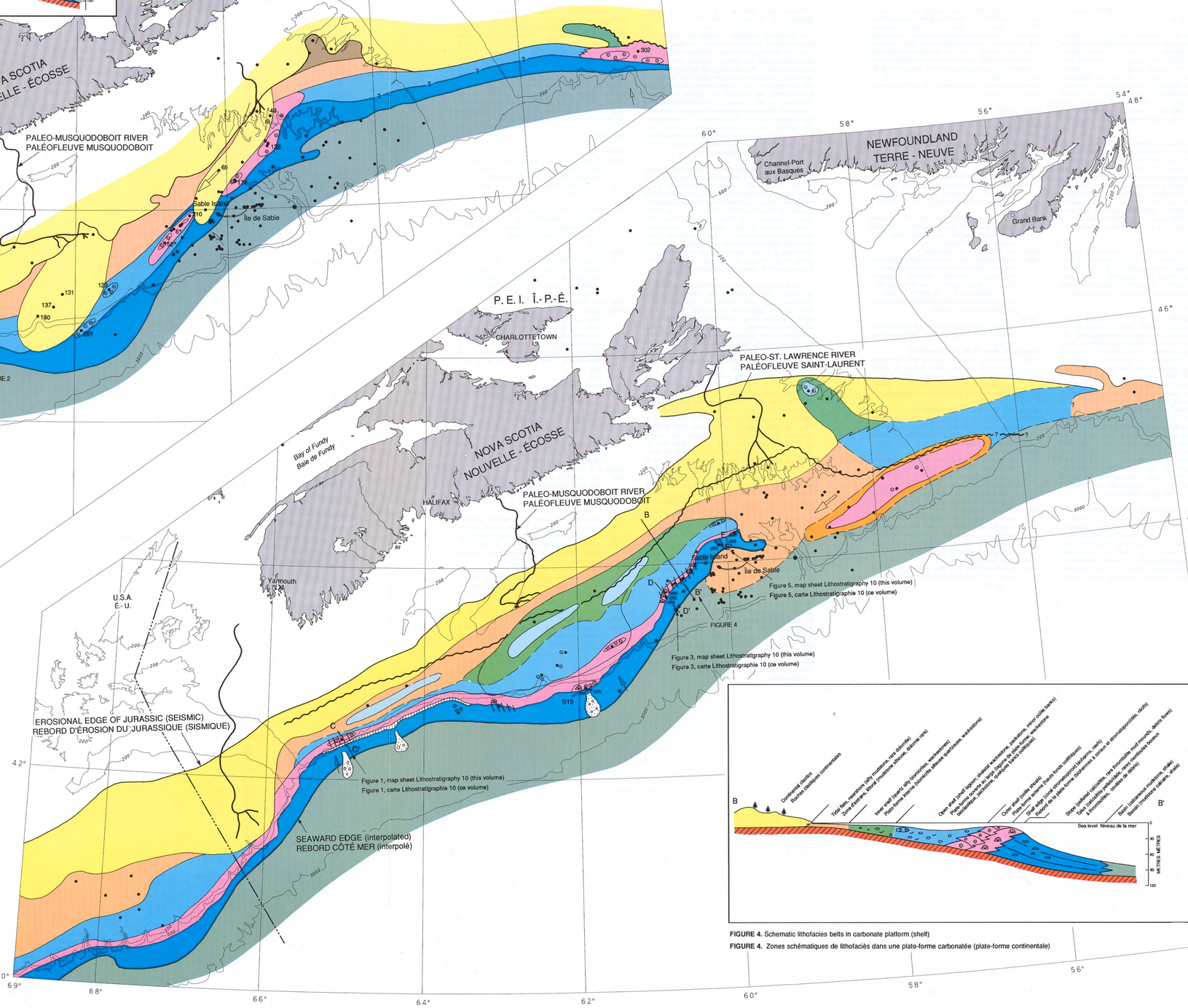


FIGURE 3. Lithofacies and depositional environment, Baccaro Member
FIGURE 3. Lithofaciès et milieu de sédimentation, Membre de Baccaro

FIGURE 4. Schematic lithofacies belts in carbonate platform (shelf)
FIGURE 4. Zones schématiques de lithofaciès dans une plate-forme carbonatée (plate-forme continentale)

LEGEND LÉGENDE

DEPOSITIONAL ENVIRONMENT BELTS AND DOMINANT LITHOFACIES
ZONES DE MILIEUX DE SÉDIMENTATION ET LITHOFACIÈS DOMINANTS

- Continental and deltaic terrigenous clastics
  Roches clastiques terrigènes de nature continentale et deltaïque
- Inner shelf; marginal marine clastics, intercalated thin limestone beds
  Plate-forme interne; roches clastiques (margino-marines) avec intercalations de minces couches de calcaire
- Tidal zone with megalodont banks
  Zone intertidale avec des bancs à mégalodontes
- Inner shelf with lagoons, shoals and ridges; mixed terrigenous and carbonate muds, silty, pelleted limestones, biomicrites, less muddy skeletal sands
  Plate-forme interne avec lagunes, hauts-fonds et crêtes; boues terrigènes et carbonatées, calcaires pelletoïdaux, silteux, biomicrites, sables bioclastiques moins boueux
- Open shelf (low energy); skeletal, peloid wackestones, biomicrites, rare skeletal and oolitic grainstones, oncoliths, corals and hydrozoa
  Plate-forme ouverte au large (faible énergie); wackestones pelletoïdaux, bioclastiques, biomicrites, rares grainstones oolithiques et bioclastiques, oncolithes, coraux et hydrozoaires
- Open shelf (high energy shelf-edge belt); localized active oolite banks, coral-hydrozoan bioherms and reefs
  Plate-forme ouverte au large (zone du rebord de la plate-forme à haute énergie); bancs oolithiques actifs localisés, récifs et biohermes à coraux et hydrozoaires
- Foreslope of the carbonate platform; silt-size pelleted packstone, wackestone, biomicrites locally with cyanobacteria-thrombolite mud mounds, minor limestone debris flows and turbidites
  Pente frontale de la plate-forme carbonatée; packstone pelletoïdal, wackestone, biomicrites avec des monticules de boue à cyanobactéries et thrombolites par endroits, quelques coulées de débris calcaires et turbidites
- Basin; shale, calcareous mudstone with localized calcareous turbidites and debris flows
  Bassin; shale, mudstone calcaire avec des turbidites et des coulées de débris calcaires localisées
- Carbonate bank (low energy outer shelf); pelletized-skeletal carbonate muds, locally rare oncoliths)
  Banc carbonaté (plate-forme externe à faible énergie); boues carbonatées de nature bioclastiques et pelletoïdaux, rares oncolithes par endroits)
- Mixed carbonate bank and terrigenous clastic deposits (outer shelf)
  Banc carbonatés et dépôts clastiques terrigènes (plate-forme externe)
- Carbonate bank developed on the top of localized highs and ridges (low to moderate energy, outer shelf)
  Banc carbonaté mis en place sur le sommet de hauteurs et de crêtes localisées (énergie faible à modérée, plate-forme externe)

- Coral-hydrozoan bioherm
  Bioherme à coraux et hydrozoaires
- Deep-water cyanobacteria mud mound
  Monticule boueux à cyanobactéries d'eau profonde
- Carbonate escarpment Escarpement carbonaté
- Secondary dolomitization area
  Zone de dolomitisation secondaire
- Limestone turbidite, debris flow
  Turbidite calcaires, coulée de débris
- Skeletal sand Sable bioclastique
- Oncolith Oncolithe
- Ooid Oolides
- Active oolite shoal Haut-fond oolithique actif
- Pellet
- Skeletal debris Débris bioclastique

Environment/lithofacies limit (defined, approximate)
Limite de milieux de sédimentation ou de lithofacies (définie, approximative) .....

Erosion of Jurassic north of this line (seismic)
Érosion du Jurassique au nord de cette ligne (sismique) .....

Paleoriver (interpreted) Paléorivière (interprétée) .....

Terrigenous sand dispersal envelope
Enveloppe de dispersion de sable terrigène .....

Direction of longshore current
Direction des courants de dérive littorale .....

Direction of wave-generated current
Direction des courants produits par les vagues .....

Well location Emplacement des puits ..... ●

Canada

Geological Survey of Canada

Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF LITHOSTRATIGRAPHY 10 CARBONATE BUILDUP MORPHOLOGY

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE LITHOSTRATIGRAPHIE 10 MORPHOLOGIE DES CONSTRUCTIONS CARBONATÉES

L. F. Jansa

Recommended citation: Jansa, L. F.,1991: Lithostratigraphy 10: carbonate buildup morphology; in East Coast Basin Atlas Series: Scotian Shelf; Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p. 69.

Additional copies of this map may be obtained from the Geological Survey of Canada, Atlantic Geoscience Centre, P. O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2 Canada (Ph: 902-426-2773; FAX: 902-426-4266).

Notation bibliographique conseillée: Jansa, L. F., 1991: Lithostratigraphie 10: morphologie des constructions carbonatées; dans Série des atlas des bassins de la côte Est: plate-forme Néo-Écossaise; Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada, p. 69.

Des copies supplémentaires de la carte peuvent être obtenues auprès de la Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de l'Atlantique, case postale 1006, Dartmouth (Nouvelle-Écosse) B2Y 4A2 Canada tél (902) 426-2773, facsimilé (902) 426-4266.

CARBONATE BUILDUP MORPHOLOGY

Jansa (1981) recognized six morphological types of carbonate platforms along the North American margin, namely stationary (aggradational), prograding, landward retreating, seaward retreating, destructional by erosion, and destructional by faulting carbonate platforms. All but the stationary type are identifiable in the Scotian Basin. The above classification did not consider the range of morphological differences of carbonate platform fronts, which are illustrated below by the seismic sections of three selected areas:

(1) The open, ocean-facing carbonate platform front penetrated by the Bonnet P-23 well (Fig. 1, 2): Carbonate platforms of Jurassic to early Cretaceous age developed at the hinge zone of the continental margin and reached an overall thickness of approximately 2700 m. The shelf edge of the platform was predominantly stationary (aggradational) most of this time, as the platform developed upward. Two reef structures of late Jurassic age can be identified at the paleoshelf edge. The slope in the front of the reefs was predominantly an area of nondeposition and erosion (bypass slope) resulting in the development of a steep carbonate escarpment up to 1000 m high with turbidites, debris flows, and slumped deposits accumulating at its base. The outer carbonate platform edge was down-faulted during ?Kimmeridgian time, and then buried under Late Cretaceous-Tertiary deposits. During the Early Tertiary, the outer edge of the shelf was severely eroded; a wedge as much as 1000 m high and up to 10 km wide was removed. Simultaneously, erosion cut into the upper part of the Early Cretaceous carbonate platform. The platform was then reburied by late Tertiary shelf deposits. The present shelf edge is in the approximate position of the paleoshelf of the early Cretaceous carbonate platform.

(2) Pericratonic (intrashelf basin) carbonate platform front associated with the intrashelf basin, such as the Sable Subbasin (Fig. 3, 4): While the carbonate paleoshelf edge is well defined, the fore slope is moderately inclined (30°), when compared to the open, ocean-facing platform front, and the bypass slope is absent. On the upper slope, mostly shaley facies are intercalated with carbonate turbidite beds and silt-size, pelleted, wackestone/packstone lithologies. The Demascota G-32 well penetrated 1289 m of this facies. The trombolitic mud mounds which developed on the upper slope (Jansa et al., 1989) are not apparent on the seismic data.

(3) Carbonate ramp: With further reduction in slope inclination the carbonate sequence attained the form of a ramp, as developed in the vicinity of the Penobscot L-30 well (Fig. 5, 6). This well is located along the northern edge of the carbonate bank adjacent to the Mic Mac delta. Predominantly low energy, progradational carbonate wedges were deposited on a low inclined basin floor, where they were alternated periodically with basinal shale. As on the Demascota slope, trombolitic mud mounds are extensively developed in a deeper neritic environment. When the basin was almost filled with carbonate and shale deposits, the ramp was capped by a rapidly prograding, thin, regionally extensive carbonate platform.

REFERENCES

Jansa, L. F.
1981: Mesozoic carbonate platforms and banks of the eastern North American margin; Marine Geology, v. 44, p. 97-117.

Jansa, L. F., Pratt, B. R., and Dromart, G.
1989: Deep water trombolite mounds from the upper Jurassic of offshore Nova Scotia; in Reefs: Canada and Adjacent Area, (ed.) H. H. J. Geldsetzer, N. P. James, and G. E. Tebbutt; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 13, p. 725-735.

□

MORPHOLOGIE DES CONSTRUCTIONS CARBONATÉES

Jansa (1981) a reconnu six types morphologiques de plates-formes carbonatées le long de la marge de l'Amérique du Nord, soit stationnaire (d'agradation), progradante, en retrait vers le continent, en retrait vers l'océan, dégradée par l'érosion et dégradée par la formation de failles. Tous ces types morphologiques sauf le type stationnaire s'observent dans le bassin Néo-Écossais. La classification ci-dessus ne tient pas compte des différences morphologiques des fronts des plates-formes carbonatées, illustrées par les coupes sismiques suivantes de trois régions choisies:

(1) Le front océanique de plate-forme carbonatée, ouvert sur l'océan, pénétré par le puits Bonnet P-23 (fig. 1, 2): Les plates-formes carbonatées du Jurassique au Crétacé précoce se sont formées à la zone charnière de la marge continentale et ont atteint une épaisseur globale d'environ 2 700 m. La bordure de plate-forme continentale de la plate-forme a été en grande partie stationnaire (développée par agradation) à cette époque pendant que la plate-forme s'édifiait vers le haut. On relève la présence, à la bordure de la paléoplate-forme continentale, de deux structures récifales du Jurassique tardif. Le talus au front des récifs était surtout une zone dépourvue de sédimentation où l'érosion était active (talus de dévіation) causant la formation d'un escarpement carbonaté abrupt mesurant jusqu'à 1 000 m de hauteur, au pied duquel s'accumulaient des turbidites, des coulées boueuses et des dépôts déformés. La bordure externe de la plate-forme carbonatée a été entraînée vers le bas par une faille durant le Kimméridgien? avant d'être enfouie sous des sédiments au Crétacé tardif-Tertiaire. Durant le Tertiaire précoce, la bordure externe de la plate-forme continentale a été considérablement érodée; un biseau mesurant jusqu'à 1 000 m de hauteur et jusqu'à 10 km de largeur a ainsi disparu. Simultanément, l'érosion s'est attaquée à la partie supérieure de la plate-forme carbonatée du Crétacé précoce. La plate-forme a été ensuite de nouveau enfouie sous des sédiments de plate-forme continentale au Tertiaire tardif. La bordure de la plate-forme continentale actuelle est à peu près située à la même position que la paléoplate-forme continentale de la plate-forme carbonatée du Crétacé précoce.

(2) Front de plate-forme carbonatée péricratonique (bassin à l'intérieur de la plate-forme continentale) associé à un bassin de plate-forme continentale, tel que le sous-bassin de Sable (fig. 3, 4): même si la bordure de la paléoplate-forme continentale carbonatée est bien définie, l'avant-pente est modérément inclinée (30°) lorsqu'on la compare au front océanique de la plate-forme ouverte sur l'océan et il n'y a pas de talus de déviation sédimentaire. Sur le talus supérieur, les faciès principalement shaleux sont intercalés de couches de turbidites carbonatées et de wackestone-packstone silteux à pellets. Le puits Demascota G-32 a traversé 1 289 m de ce faciès. Les monticules de boue à thrombolites qui se sont formés sur le talus supérieur (Jansa et al., 1989) ne peuvent être distingués sur les données sismiques.

(3) Rampe carbonatée: par suite d'une réduction accrue de l'inclinaison du talus, la séquence carbonatée a atteint la forme d'une rampe, telle qu'observée dans le voisinage du puits Penobscot L-30 (fig. 5, 6). Ce puits est situé le long de la bordure nord du banc carbonaté adjacent au delta Mic Mac. Des biseaux de progradation de roches carbonatées de faible énergie se sont déposés sur un plancher de bassin faiblement incliné, alternant périodiquement avec des shales de bassin. Comme sur le talus Demascota, des monticules de boue à thrombolites se sont formés sur une grande étendue dans un milieu néritique profond. Lorsque le bassin fut presque rempli de roches carbonatées et de shale, la rampe a été recouverte d'une mince plate-forme carbonatée de vaste étendue régionale et à progradation rapide.

RÉFÉRENCES

Jansa, L. F.
1981: Mesozoic carbonate platforms and banks of the eastern North American margin; Marine Geology, v. 44, p. 97-117.

Jansa, L. F., Pratt, B. R., et Dromart, G.
1989: Deep water trombolite mounds from the upper Jurassic of offshore Nova Scotia; in Reefs: Canada and Adjacent Area, (ed.) H. H. J. Geldsetzer, N. P. James, and G. E. Tebbutt; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 13, p. 725-735.

□

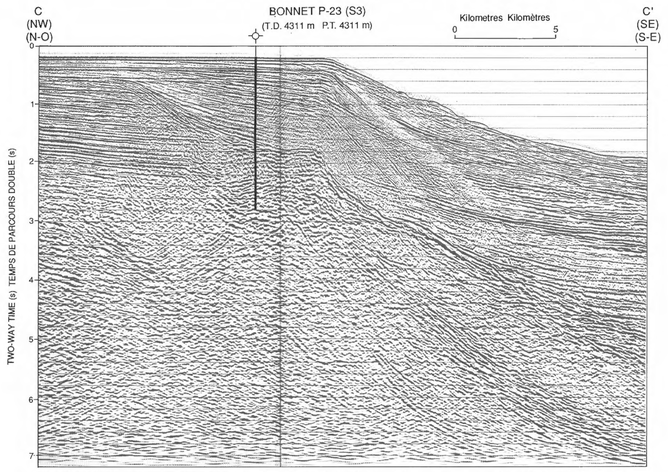


FIGURE 1. Seismic profile across the carbonate platform front of the windward, ocean-facing continental margin, Bonnet P-23 well (seismic profile Petro-Canada line 3220-82); see Figure 7 for location.

FIGURE 1. Profil sismique à travers le front externe de la plate-forme carbonatée, marge continentale océanique, puits Bonnet P-23 (profil sismique Petro-Canada, ligne 3220-82); voir la figure 7 pour la position.

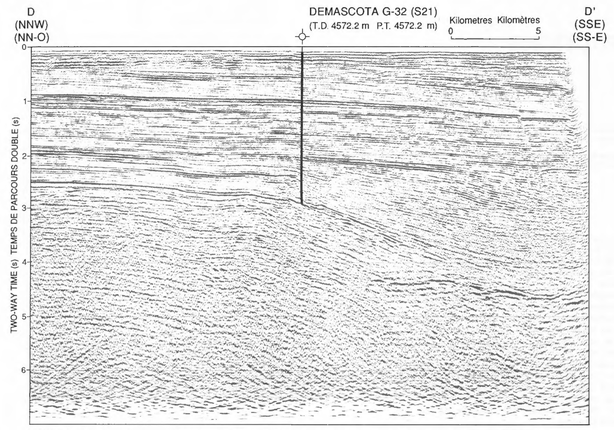


FIGURE 3. Seismic profile across the carbonate platform front constructed on the margin of the pericratonic (shallow shelf) basin, Demascota G-32 well (seismic profile Petro-Canada line 3506-82); see Figure 7 for location.

FIGURE 3. Profil sismique à travers le front de la plate-forme carbonatée construite sur la marge du bassin péricratonique (plate-forme peu profonde), puits Demascota G-32 (profil sismique Petro-Canada, ligne 3506-82); voir la figure 7 pour la position.

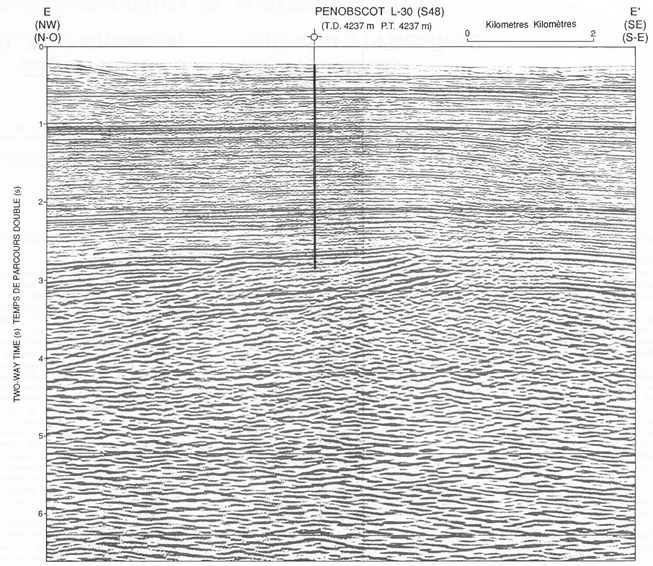


FIGURE 5. Seismic profil across carbonate ramp, Penobscot L-30 well (seismic profile Shell Canada line 314-80); see Figure 7 for location.

FIGURE 5. Profil sismique à travers la rampe carbonatée, puits Penobscot L-30 (profil sismique Shell Canada, ligne 314-80); voir la figure 7 pour la position.

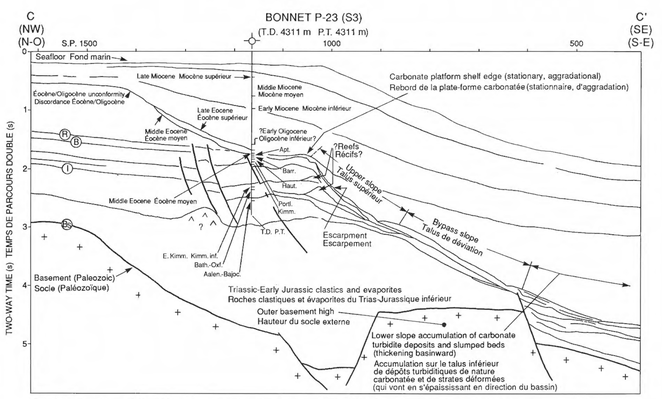


FIGURE 2. Line interpretation of Figure 1: The carbonate platform consists mainly of a stationary shelf edge and a steep escarpment at the carbonate platform front. The escarpment abuts a bypass slope which at the lower slope grades into a zone of carbonate debris beds and slump deposits. Two reef structures are buried under the upper slope. The outer part of the carbonate platform has been faulted and the outermost tectonic block has rotated along a basin-dipping listric fault.

FIGURE 2. Interprétation de la figure 1: La plate-forme carbonatée est principalement composée d'un rebord de plate-forme stationnaire et d'un escarpement abrupt au front de la plate-forme. L'escarpement est contigu à un talus de déviation qui, dans la partie inférieure, passe à une zone de couches de débris carbonatés et de dépôts de décrochements. Deux structures récifales sont enfouies dans le talus supérieur. La partie externe de la plate-forme carbonatée a été faillée et le bloc tectonique le plus à l'extérieur a pivoté le long d'une faille listrique plongeant vers le bassin.

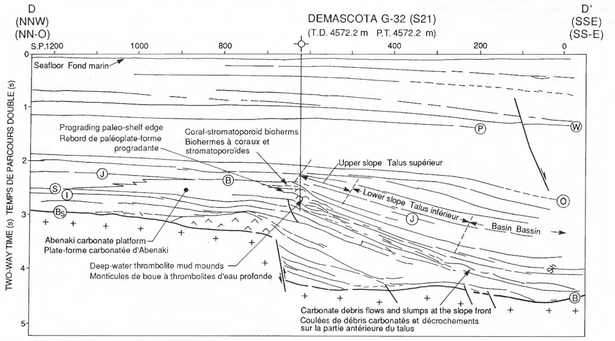


FIGURE 4. Line interpretation of Figure 3: The carbonate platform accreated vertically from an earlier, gently basin-dipping carbonate ramp to a steep geometry (estimate of basinward dip is 30°). Cyanobacteria mud mounds (thrombolite mounds, bioherms) occur on the upper slope. The coral-stromatoporoid bioherms and reefs, that developed near the shelf edge, are not resolved by the seismic. Carbonate debris flow deposits accumulated at the toe of the slope. Note the progradation of the carbonate platform edge.

FIGURE 4. Interprétation de la figure 3: La plate-forme carbonatée s'est développée par accrétion verticale, passant d'une rampe carbonatée faiblement inclinée vers le bassin à une structure abrupte (le pendage en direction du bassin est estimée à 30°). Des monticules de boue à cyanobactéries (monticules à thrombolites, biohermes) sont présents sur le talus supérieur. Les récifs et les biohermes à coraux et stromatoporoïdés qui se sont mis en place près du rebord de la plate-forme, ne peuvent être distingués par la sismique. Des dépôts de coulée de débris carbonatés se sont accumulés au pied du talus. A remarquer la progradation du rebord de la plate-forme carbonatée.

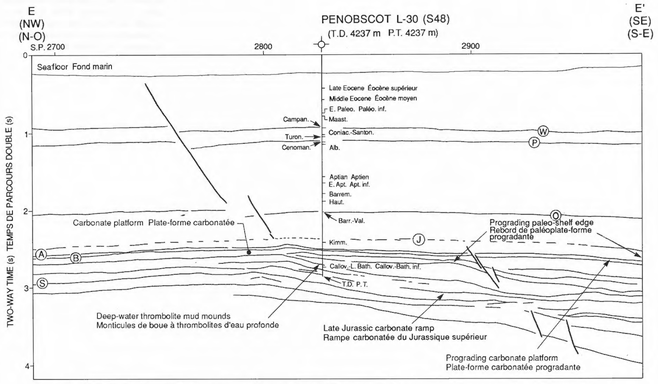


FIGURE 6. Line interpretation of Figure 5: Carbonate ramp (low inclination) developed at the upper reaches of the continental shelf. During the later stages of ramp development, the basin progressively filled with clastic and carbonate deposits that rapidly prograded and overstepped the ramp. Cyanobacteria bioherms (mud mounds) are extensive on the deeper part of the ramp, as observed in the Penobscot L-30 well.

FIGURE 6. Interprétation de la figure 5: Rampe carbonatée (faible inclinaison) mise en place aux confins supérieurs de la plate-forme continentale. Pendant les dernières étapes de la formation de la rampe, le bassin a été progressivement comblé par des dépôts clastiques et carbonatés qui rapidement ont progressés vers la mer et ont recouvert la rampe en discordance. Les biohermes à cyanobactéries (monticules boueux) sont étendus dans la partie la plus profonde de la rampe, comme on a pu l'observé dans le puits Penobscot L-30.

LEGEND LÉGENDE

Seismic markers Couches-repères sismiques

Wyandot Formation (Santonian-E. Maastrichtian)
Formation de Wyandot (Santonien-Maestrichtien inf.) ..... W

Petrel Member (Turonian) Membre de Petrel (Turonien) ..... P

"O" Marker (Hauterivian) Repère "O" (Hauterivien) ..... O

Roseway unit (Early Cretaceous)
Unité de Roseway (Crétacé inférieur) ..... R

Jurassic/Cretaceous seismic boundary
Limite sismique entre le Jurassique et le Crétacé ..... J

Artimon Member (Berriasian/?Valanginian)
Membre d'Artimon (Berriasien/Valanginien?) ..... A

Baccaro Member (Late Jurassic)
Membre de Baccaro (Jurassique supérieur) ..... B

Scatarie Member Membre de Scatarie ..... S

Iroquois Formation Formation d'Iroquois I

Basement Socle ..... B_S

SCOTIAN SHELF — PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE
LITHOSTRATIGRAPHY 10 LITHOSTRATIGRAPHIE
CARBONATE BUILDUP MORPHOLOGY — MORPHOLOGIE DES CONSTRUCTIONS CARBONATÉES

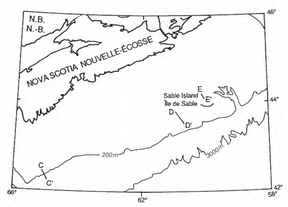


FIGURE 7. Index map indicating locations of cross-sections

FIGURE 7. Carte de localisation indiquant la position des coupes transversales

Geological Survey of Canada

Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF LITHOSTRATIGRAPHY 11 OVERPRESSURE 1

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE LITHOSTRATIGRAPHIE 11 SURPRESSION 1

J. A. Wade

Recommended citation: Wade, J. A., 1991: Lithostratigraphy 11: overpressure 1; in East Coast Basin Atlas Series: Scotian Shelf; Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p. 71.

Additional copies of this map may be obtained from the Geological Survey of Canada, Atlantic Geoscience Centre, P. O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2 Canada (Ph: 902-426-2773; FAX: 902-426-4266).

Notation bibliographique conseillée: Wade, J. A., 1991: Lithostratigraphie 11: surpression 1; dans Série des atlas des bassins de la côte Est: plate-forme Néo-Écossaise; Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada, p. 71.

Des copies supplémentaires de la carte peuvent être obtenues auprès de la Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de l'Atlantique, case postale 1006, Dartmouth (Nouvelle-Écosse) B2Y 4A2 Canada tél (902) 426-2773, facsimilé (902) 426-4266.

An extensive overpressure system exists beneath the eastern Scotian Shelf (Fig. 1). It occurs in all deep wells drilled south and east of a line marking the basement hinge zone and the Abenaki Formation carbonate front as far west as 61°W. The extent of the overpressured system was originally restricted to the Sable Island area. However, deep drilling since 1983 has established that overpressures exist beneath the entire southeastern part of the Shelf.

Overpressure describes a condition in which subsurface formation fluids, at a given depth, are at a greater pressure than that exerted by a column of water containing 80 000 ppm total dissolved solids, extending from the surface to that depth (Dickinson, 1953). By definition, the normal hydrostatic gradient of this fluid column is 10.52 kPa/m (0.465 lbs/ft) and its density is 1052 kg/m^3 which is equivalent to a mud weight of 8.8 lbs/gal (Fig. 2). A formation with a pressure gradient greater than ~10.52 kPa/m indicates an overpressured condition (Fig. 3). Overpressure cannot be generated or maintained unless restrictions to fluid flow exist to separate the overpressured fluids from normally pressured fluids. Such flow-restricting beds include salt, shale, and impermeable sandstone or carbonate. Their permeability must be sufficiently low that the fluid equilibrium is temporarily or permanently retarded in terms of geological time. Mechanisms that could generate overpressure include rapid burial, clay diagenesis, hydrocarbon generation, aquathermal pressuring, osmotic pressuring, and tectonic compression (Bradley, 1975).

Beneath the eastern Scotian Shelf, high geopressures are sometimes found within highly porous sandstones interbedded with normally compacted shales (e.g. Venture field) as well as within lower porosity sandstones and limestones (e.g. Arcadia, Hesper, Louisbourg, and other wells). Analyses of the Scotian Shelf occurrences indicate rapid burial or shale diagenesis is not the sole cause of the overpressure and suggest an additional mechanism may be hydrocarbon (gas) generation in an effectively closed system (Mudford and Best, 1989; Wade and MacLean, 1990).

Throughout the basin, the beds sealing the overpressure system are impermeable shales or limestones that, in progression, are stratigraphically older to the northeast (Fig. 4; Fig. 1, map sheet Lithostratigraphy 12, this volume). The top of the geopressured system, as delineated by existing well control, is encountered at subsea depths ranging from 2712 to 5184 m. The most studied area with abnormal pressures is the Venture field where gas pools are reservoired in overpressured Lower Cretaceous and Upper Jurassic sandstones.

Figure 3 is a pressure versus depth plot for five Venture field wells. A geostatic pressure gradient of 22.6 kPa/m and a hydrostatic gradient of 10.7 kPa/m define the upper and lower boundary for overpressure. (The latter is slightly higher than normal due to very saline formation water.) From the top of the geopressure (4440 m subsea) to approximately 4750 m, Venture field geopressures increase from ~47 000 to 79 000 kPa which is an incremental gradient of 107 kPa/m. This 310 m interval is termed the transition zone; beneath it lies a 350 m interval where pressures increase at a gradient of ~20.0 kPa/m from 79 000 to 86 000 kPa. Deeper again, the pressures continue to increase almost linearly from 86 000 to 118 000 kPa, in the Venture B-52 and H-22 wells. This is the maximum pressure recorded thus far in the Venture field. This is the zone of hard overpressure (Fertl, 1976), which spans an interval >600 m and has an average gradient of 53 kPa/m. It is significant that in the Venture field the total overpressure zone is >1200 m thick and its base has not been encountered.

In reality, the Venture overpressure develops in a series of small pressure steps (K. J. Drummond, personal communication, 1984; Meloche, 1985). This situation is also revealed by the drilling mud weight data (Fig. 2). The transition zone is a zone of upward pore fluid flow as the overpressured fluids move slowly through the imperfectly sealed beds toward hydrostatic equilibrium with the overlying normally pressured sequence. This flow or "leakage" takes place under restricted hydrodynamic conditions imposed by shales with permeabilities <0.00001 md (Mudford and Best, 1989) in the transition zone.

Typically, the normally pressured section of the Venture wells is drilled with mud weights ranging 1078 to 1200 kg/m^3 (9-10 lbs/gal). At the onset of abnormally high pressures and across the transition zone, the mud weight is incrementally increased from 1258 to 1581 kg/m^3 (10.5-13.2 lbs/gal; Fig. 2). These moderate increments in mud weight are effective in controlling the pore fluid pressures within the transition zone.

Below the transition zone, an interval with a pressure gradient of ~20 kPa/m is interpreted to have interconnected permeable reservoirs. No pressure drop in this zone precludes the possibility of increased pore fluid leakage. The underlying very high pressure zone represents an interval of hard overpressure, again characterized by the presence of a series of porous sandstones separated by very low permeability shales or limestones, as indicated by its steeper pressure gradient. The highest pressures recorded in the Venture field are within this zone and they approach lithostatic pressure (Figs. 2 and 3). A formation pressure of 118 000 kPa was recorded at a depth of 5693 m in the Venture B-52 well during production tests. (Mud weights of 2049-2097 kg/m^3 (17.1-17.5 lb/gal) are required to contain these hard geopressures.) A number of other Scotian Shelf wells also reached these extreme levels of overpressure (Fig. 6, Table 1, map sheet Lithostratigraphy 12, this volume).

Figure 4 demonstrates the variations in the pressure regime between wells in different fault slices. The line of section is shown on Figure 1. In general, the top of overpressure is deepest at the Venture field and shallower north and south of the field. However, the individual pressure levels (indicated by the colour lines) do not mirror this relationship but show that, in all probability, each fault slice may represent an individual pressure cell within the regional system.

Figure 5 is a composite plot of shale acoustic velocity versus depth for 17 wells across the Scotian Shelf. The wells are arranged from left to right according to the depth of overpressure. Three parameters are provided for each well: the depth of maximum shale velocity, the top of overpressure, and the depth of the 130°C isotherm. Note that all three data sets criss-cross each other with the maximum shale velocity ranging from ~425 m above to ~500 m below the top of overpressure, and the 130°C isotherm ranging from ~350 m above to ~750 m below the same. In general, maximum shale velocity occurs very close to a subsea depth of 4500 m. However the overpressure and temperature data seem more interrelated, having the same general trend of shallower to the left and deeper to the right. This shows that the degree of shale diagenesis, as indicated by velocity, is quite consistent across the Shelf and, although initially related, is now independent of the top of overpressure. However, overpressure has some relationship to temperature which, in turn, is related to the maturation of organic matter and generation of hydrocarbons.

REFERENCES

Bradley, J.
1975: Abnormal formation pressure; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 59, p. 957-973.

Dickinson, G.
1953: Geological aspects of abnormal reservoir pressures in Gulf Coast Louisiana; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 37, p. 410-432.

Fertl, W. H.
1976: Abnormal Formation Pressures; Elsevier Scientific Publishing Company, New York, 382 p.

Meloche, J.
1985: Diagenetic evolution of overpressured sandstones - Scotian Shelf (abstract); Geological Association of Canada - Mineralogical Association of Canada Joint Annual Meeting, Program with Abstracts, p. A39.

Mudford, B. S. and Best, M. E.
1989: Venture gas field offshore Nova Scotia: case study of overpressuring in region of low sedimentation rate; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 73, p. 1383-1386.

Wade, J. A. and MacLean, B. C.
1990: The geology of the southeastern margin of Canada; Chapter 5 in Geology of the Continental Margin of Eastern Canada, (ed.) M. J. Keen and G. L. Williams; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 2, p. 167-238 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-1).

□

Un vaste système de surpression est présent dans la plate-forme Néo-Écossaise orientale (fig. 1). Tous les puits profonds forés au sud et à l'est d'une ligne marquant la charnière du socle et le front carbonaté de la Formation d'Abenaki, et ce aussi loin à l'ouest que 61°W, l'ont recoupé. À l'origine, on avait limité l'étendue du système de surpression à la région de l'Île de Sable. Cependant, des forages profonds effectués à partir de 1983 ont établi que le système de surpression pourrait s'étendre à toute la partie sud-est de la plate-forme Néo-Écossaise.

Par surpression, on désigne une condition dans laquelle les fluides de formation de subsurface atteignent, à une profondeur donnée, une pression supérieure à celle qu'exercerait une colonne d'eau s'étendant depuis la surface jusqu'à cette profondeur et qui contiendrait une teneur totale en solides dissous de 80 000 ppm (Dickinson, 1953). Par définition, le gradient hydrostatique normal de cette colonne de fluide est de 10,52 kPa/m (0,465 lb/pi) et sa «densité» (masse volumique) est de 1 052 kg/m^3, ce qui équivaut à un «poids» des boues de 8,8 lb/gal (fig. 2). Une formation dont le gradient de pression est supérieur à 10,52 kPa/m est dans une condition de surpression (fig. 3). La surpression ne peut pas être créée ou maintenue à moins qu'il n'existe des limitations à l'écoulement des fluides ayant pour effet de séparer les fluides en surpression des fluides à pression normale. Les couches de sel, de shale et de grès ou de roches carbonatées imperméables sont des couches qui limitent l'écoulement. Leur perméabilité doit être suffisamment faible pour que l'équilibre des fluides soit temporairement ou en permanence retardé à l'échelle des temps géologiques. Les mécanismes qui pourraient provoquer une surpression sont notamment un enfouissement rapide, la diagenèse des argiles, la formation d'hydrocarbures, la pression aquathermique, la pression osmotique et la compression tectonique (Bradley, 1975).

Dans la plate-forme Néo-Écossaise orientale, des pressions élevées sont observées par endroits dans des grès très poreux interstratifiés avec des shales normalement compactés (par ex. champ Venture) et dans des grès et calcaires de porosité plus faible (par ex. puits Arcadia, Hesper, Louisbourg et autres). L'analyse des occurrences dans la plate-forme Néo-Écossaise indique que l'enfouissement rapide ou la diagenèse des shales ne constituent pas la seule cause de la surpression et qu'un autre mécanisme pourrait être la formation d'hydrocarbures (gaz) dans un système formé de façon effective (Mudford et Best, 1989; Wade et MacLean, 1990).

Dans tout le bassin, les couches qui assurent l'étanchéité du système de surpression sont des shales ou des calcaires imperméables qui, en progression, sont stratigraphiquement plus anciennes vers le nord-est (fig. 4; fig. 1 de la carte Lithostratigraphie 12 du présent volume). Le sommet du système soumis à une géopression, tel que délimité par les données de puits actuelles, se trouve à des profondeurs sous-marines variant entre 2 712 m et 5 184 m. Parmi les régions caractérisées par des pressions anormales, la plus étudiée est celle du champ Venture où les gisements de gaz logent dans des grès réservoirs en surpression du Crétacé inférieur et du Jurassique supérieur.

La figure 3 est un diagramme de la pression en fonction de la profondeur de cinq puits forés dans le champ Venture. Un gradient de pression géostatique de 22,6 kPa/m et un gradient hydrostatique de 10,7 kPa/m définissent les limites supérieure et inférieure de la zone de surpression. (Cette dernière est légèrement plus élevée que la normale due à la forte salinité de l'eau de formation). Du sommet de la zone de géopression (4 440 m sous le niveau marin) à environ 4 750 m, les géopressions du champ Venture augmentent passant d'environ 47 000 à 79 000 kPa, ce qui correspond à un gradient différentiel de 107 kPa/m. Cet intervalle de 310 m a été désigné «zone de transition». Au-dessous de cette zone, s'étend un intervalle de 350 m où les pressions augmentent selon un gradient d'environ 20,0 kPa/m, passant de 79 000 à 86 000 kPa. En profondeur, les pressions continuent d'augmenter de façon presque linéaire de 86 000 à 118 000 kPa comme en témoignent les données recueillies dans les puits Venture B-52 et H-22. C'est la pression maximale enregistrée à ce jour dans le champ Venture. Il s'agit de la zone de «surpression dure» (Fertl, 1976) qui recouvre un intervalle de plus de 600 m et dont le gradient moyen est de 53 kPa/m. Il est important de noter que dans le champ Venture, la zone de surpression totale a plus de 1 200 m d'épaisseur et que sa base n'a pas été atteinte.

En réalité, la surpression dans le champ Venture se forme suivant une série de petites étapes d'augmentation de pression (K.J. Drummond, communication personnelle, 1984; Meloche, 1985). Ce processus est également mis en évidence par les données sur le «poids» des boues de forage (fig. 2). La zone de transition est une zone d'écoulement vers le haut des fluides interstitiels étant donné que les fluides en surpression se déplacent lentement à travers les couches imparfaitement étanches pour atteindre un équilibre hydrostatique avec les fluides de la séquence sus-jacente à pression normale. Cet écoulement ou «fuite» a lieu dans des conditions hydrodynamiques limitées imposées par la présence de shale dont la perméabilité est inférieure à 0,00001 md (Mudford et Best, 1989) dans la zone de transition.

En général, l'intervalle à pression normale des puits Venture est foré avec des boues dont le «poids» varie entre 1 078 et 1 200 kg/m^3 (9-10 lb/gal). Au début de la zone des pressions anormalement élevées et à travers la zone de transition, le «poids» des boues est accru, par incréments, de 1 258 à 1 581 kg/m^3 (10,5-13,2 lb/gal; fig. 2). Ces incréments modérés du «poids» des boues permettent de contrôler les pressions des fluides interstitiels au sein de la zone de transition.

Au-dessous de la zone de transition, un intervalle dont le gradient de pression est d'environ 20 kPa/m est interprété comme comportant des roches réservoirs perméables reliées entre elles. Aucune chute de pression dans cette zone ne laisse entrevoir la possibilité d'une fuite accrue de fluide interstitiel. La zone sous-jacente, à pression très élevée, représente un intervalle de surpression dure, caractérisée elle aussi par la présence d'une série de grès poreux séparés par des shales ou des calcaires très peu perméables, comme en témoigne son gradient de pression plus élevé. C'est dans cette zone que l'on a enregistré les plus fortes pressions dans le champ Venture, pressions qui se rapprochent de la pression lithostatique (fig. 2 et 3). Une pression de formation de 118 000 kPa a été enregistrée à une profondeur de 5 693 m dans le puits Venture B-52 au cours d'essais de production. (Des «poids» de boues de 2 049-2 097 kg/m^3 (17,1-17,5 lb/gal) sont nécessaires pour contenir ces géopressions dures.) Certains autres puits forés dans la plate-forme Néo-Écossaise ont atteint des surpressions aussi élevées (fig. 6, tableau 1 de la carte Lithostratigraphie 12 du présent volume).

La figure 4 illustre les variations du régime de pression entre les puits forés dans différentes écailles tectoniques. La trace du plan de coupe est montrée à la figure 1. En général, le sommet de la zone de surpression est plus profond au champ Venture mais il l'est moins au nord et au sud du champ. Cependant, chacun des niveaux de pression (indiqués par des lignes colorées) ne reflète pas cette relation mais montre que, fort probablement, chaque écaille peut représenter une cellule de pression individuelle au sein du système régional.

La figure 5 est un diagramme composite de la vitesse du son dans les shales en fonction de la profondeur dans 17 puits de la plate-forme Néo-Écossaise. Les puits sont disposés de gauche à droite selon la profondeur de la zone de surpression. Trois paramètres sont indiqués pour chacun des puits: la profondeur de la vitesse maximale dans le shale, le sommet de la zone de surpression et la profondeur de l'isotherme de 130°C. À remarquer que tous les ensembles de trois données s'entrecroisent - la vitesse maximale dans les shales ayant été atteinte entre des profondeurs approximatives de 425 m au-dessus et 500 au-dessous du sommet de la zone de surpression, et l'isotherme de 130°C, entre 350 m au-dessus et 750 m au-dessous de la même surface de référence. En général, la vitesse maximale dans les shales s'observe très près d'une profondeur sous-marine de 4 500 m tandis que les données sur la surpression et les températures semblent davantage interreliées et présentent toutes deux une tendance à l'approfondissement vers la droite et une tendance inverse vers la gauche. Cette situation révèle que le degré de diagenèse des shales, indiqué par la vitesse, est constant dans toute la plate-forme et que, même s'il était initialement lié au sommet de la zone de surpression, il ne l'est plus. Cependant, la zone de surpression a présenté certains liens avec la température qui, à son tour, est liée à la maturation des matières organiques et à la formation des hydrocarbures.

RÉFÉRENCES

Bradley, J.
1975: Abnormal formation pressure; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 59, p. 957-973.

Dickinson, G.
1953: Geological aspects of abnormal reservoir pressures in Gulf Coast Louisiana; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 37, p. 410-432.

Fertl, W. H.
1976: Abnormal Formation Pressures; Elsevier Scientific Publishing Company, New York, 382 p.

Meloche, J.
1985: Diagenetic evolution of overpressured sandstones - Scotian Shelf (abstract); Geological Association of Canada - Mineralogical Association of Canada Joint Annual Meeting, Program with Abstracts, p. A39.

Mudford, B. S. et Best, M. E.
1989: Venture gas field offshore Nova Scotia: case study of overpressuring in region of low sedimentation rate; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 73, p. 1383-1386.

Wade, J. A. et MacLean, B. C.
1990: The geology of the southeastern margin of Canada; Chapter 5 in Geology of the Continental Margin of Eastern Canada, (ed.) M. J. Keen and G. L. Williams; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 2, p. 167-238 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-1).

□

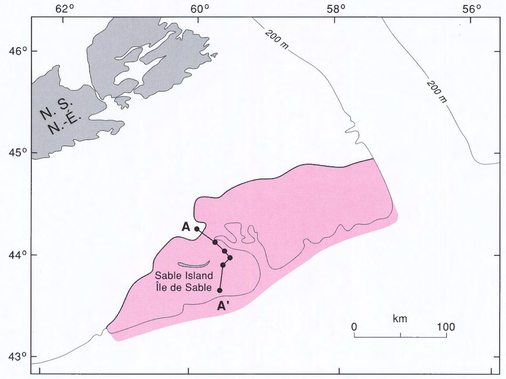


FIGURE 1. Overpressure region, eastern Scotian Shelf (cross-section A-A' is indicated)
FIGURE 1. Région de la surpression, partie est de la plate-forme Néo-Écossaise (la position de la coupe A-A' est indiquée)

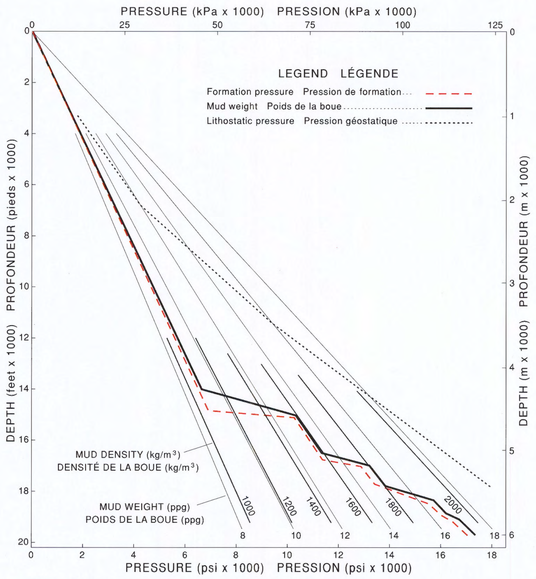
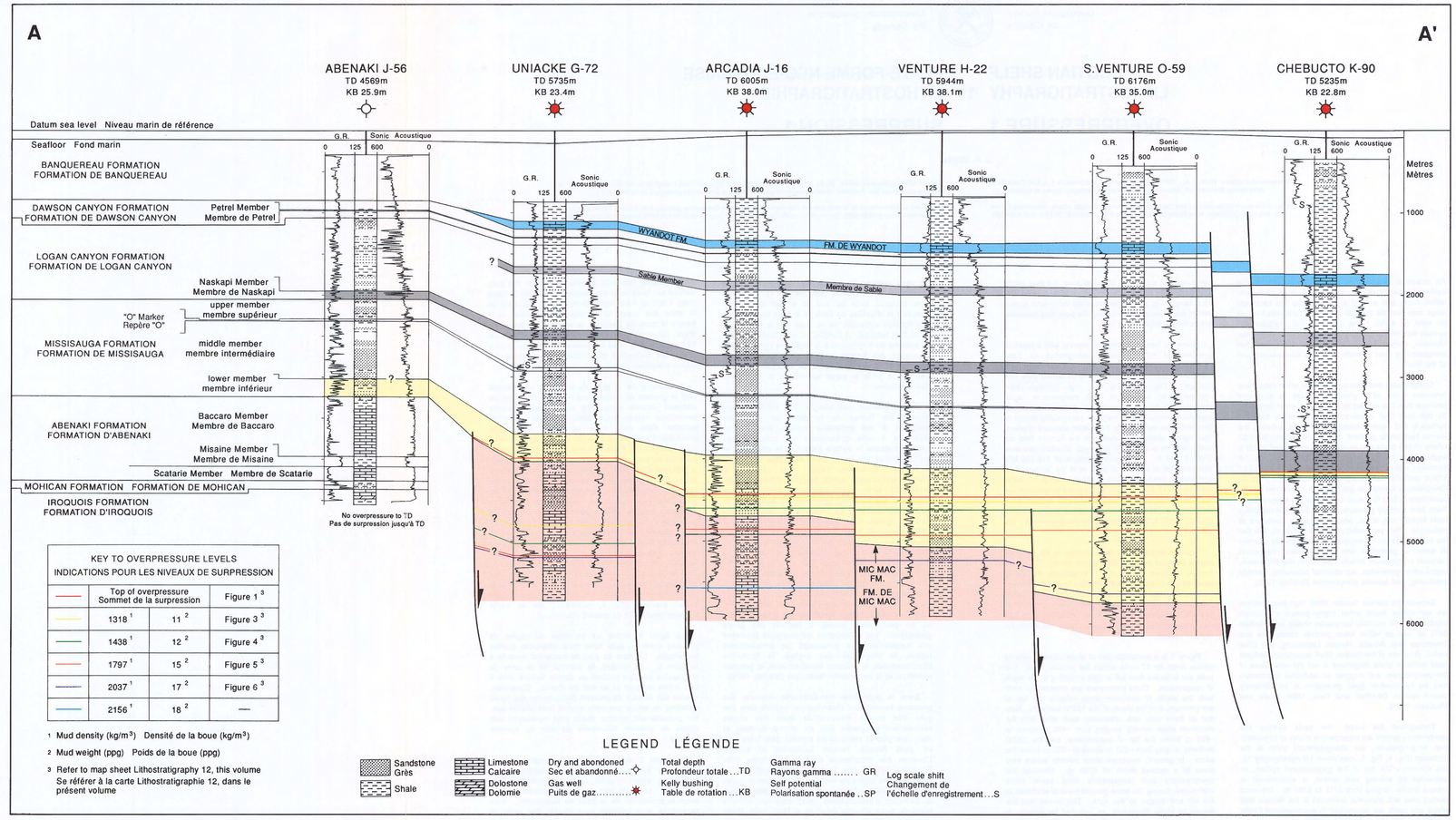


FIGURE 2. Generalized formation pressure vs. mud weight, Sable Island area
FIGURE 2. Pression de la formation en fonction du poids de boue, région de l'île de Sable



KEY TO OVERPRESSURE LEVELS INDICATIONS POUR LES NIVEAUX DE SURPRESSION			
	Top of overpressure Sommet de la surpression		
	1318 [1]	11 [2]	Figure 1 [3]
	1438 [1]	12 [2]	Figure 3 [3]
	1797 [1]	15 [2]	Figure 4 [3]
	2037 [1]	17 [2]	Figure 5 [3]
	2156 [1]	18 [2]	Figure 6 [3]

1 Mud density (kg/m³) Densité de la boue (kg/m³)
2 Mud weight (ppg) Poids de la boue (ppg)
3 Refer to map sheet Lithostratigraphy 12, this volume
Se référer à la carte Lithostratigraphie 12, dans le présent volume

LEGEND LÉGENDE
Sandstone Grès
Shale
Limestone Calcaire
Dolostone Dolomie
Dry and abondoned Sec et abandonné
Gas well Puits de gaz
Total depth Profondeur totale ...TD
Kelly bushing Table de rotation ...KB
Gamma ray Rayons gamma ..... GR
Self potential Polarisation spontanée .. SP
Log scale shift Changement de l'échelle d'enregistrement ...S

FIGURE 4. Cross-section A-A' showing relationships between stratigraphy and levels of overpressure (see Figure 1 for location of section)
FIGURE 4. Coupe A-A' montrant les relations entre la stratigraphie et les niveaux de surpression (se référer à la Figure 1 pour la localisation de la coupe)

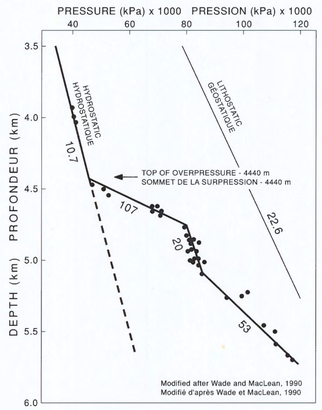


FIGURE 3. Depth vs. pressure plot with hydrostatic and lithostatic gradients indicated in kPa/m, Venture field
FIGURE 3. Graphique de la pression en fonction de la profondeur avec les gradients hydrostatiques et géostatiques indiqués en kPa/m, champ Venture

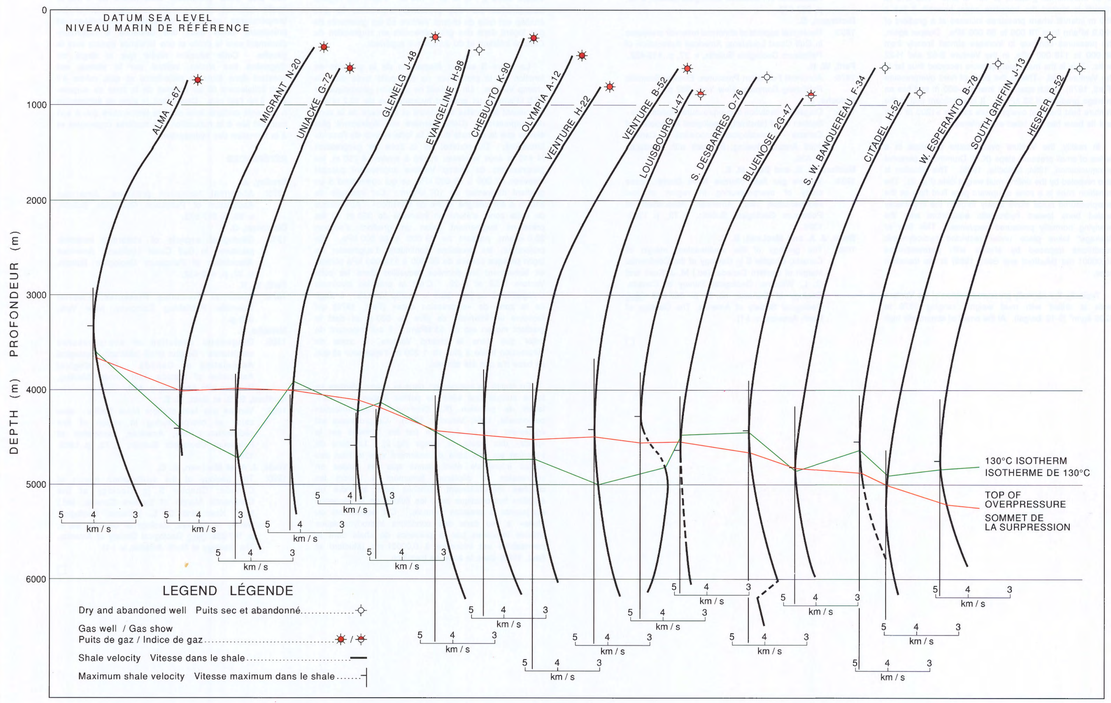


FIGURE 5. Relationships between shale velocity, overpressure and maturation
FIGURE 5. Relations entre la vitesse dans le shale, la surpression et la maturation

SCOTIAN SHELF — LITHOSTRATIGRAPHY 11 — OVERPRESSURE 1
PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE — LITHOSTRATIGRAPHIE — SURPRESSION 1

Geological Survey of Canada

Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF LITHOSTRATIGRAPHY 12 OVERPRESSURE 2

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE 12 LITHOSTRATIGRAPHIE SURPRESSION 2

J. A. Wade

Recommended citation: Wade, J. A., 1991: Lithostratigraphy 12: overpressure 2; in East Coast Basin Atlas Series: Scotian Shelf; Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p. 73.

Additional copies of this map may be obtained from the Geological Survey of Canada, Atlantic Geoscience Centre, P. O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2 Canada (Ph: 902-426-2773; FAX: 902-426-4266).

Notation bibliographique conseillée: Wade, J. A., 1991: Lithostratigraphie 12: surpression 2; dans Série des atlas des bassins de la côte Est: plate-forme Néo-Écossaise; Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada, p. 73.

Des copies supplémentaires de la carte peuvent être obtenues auprès de la Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de l'Atlantique, case postale 1006, Dartmouth (Nouvelle-Écosse) B2Y 4A2 Canada tél (902) 426-2773, facsimilé (902) 426-4266.

The individual maps on this sheet delineate aspects of the overpressure system. To provide a standard, they are based on mud weight data. In many of the pre-1980s wells, the only recorded indication of the onset of overpressures and their severity are the mud weights used to balance the subsurface pressures. Necessarily, these generated pressures slightly higher than the formation pressures and so tend to slightly overstate the overpressure regime (Fig. 2, map sheet Lithostratigraphy 11, this volume).

Figure 1 presents generalized contours on the top of the overpressure system and indicates the formation in which the top of overpressure first occurs. Four stratigraphic units are involved. These range from the youngest, which is an equivalent of the Logan Canyon Formation, in the southwest to the oldest, the Mic Mac Formation, in the northeast (Fig. 2). The thickness of the overpressure system is unknown, but more than 1500 m were drilled.

In reality, the upper surface of the overpressured system is highly faulted with different combinations of fault planes and/or impermeable beds providing seals from one fault block to another (Fig. 4, Lithostratigraphy 11, this volume). It is not known what forms the lateral, updip seals at the western limit of the overpressure system but it appears to be related to faulting adjacent to the Upper Jurassic Abenaki Formation carbonate bank. None of the wells, drilled on the carbonate bank, encountered abnormal pressures whereas several wells just east of the bank edge intersected overpressured Lower Cretaceous and Upper Jurassic formations. The northern limit of the system is roughly coincident with the basement hinge zone and, again, the lateral sealing mechanism is attributed to faulting.

Contours on the top of the Scotian Shelf overpressured zone (Fig. 1) show a northeast trending high or ridge. This feature deepens noticeably toward the Shelf edge where down-to-the-basin faulting is most prevalent (see Fig. 2, map sheet Lithostratigraphy 5 and Fig. 5, map sheet Lithostratigraphy 4, this volume). A northeast plunge is suggested by values at the West Esperanto B-78 (S119), Hesper P-52 (S125), and Louisbourg J-47 (S121) wells, although it is exaggerated in part by a very thin transition zone in these wells (Table 1). The depths to the top of the system to the east of the Scotian Shelf are not known. A re-entrant in the pressure field, which is controlled by the Chebucto K-90 (S68), Bluenose 2G-47 (S98), Citadel H-52 (S105), and Southwest Banquereau F-34 (S104) wells, is present on all the maps.

The shallowest overpressure occurs in the Cree E-35 well (S22) at a subsurface depth of ~2712 m (8897 ft) in the upper member of the Missisauga Formation (Table 1). Although almost 1000 m higher than might be expected, the operator specifically refers to overpressure at this level and increased the mud weight to 1258 kg/m^3 (10.5 lb/gal). At total depth the mud weight was 1330 kg/m^3 (11.1 lb/gal; Shell Canada Limited, 1971). The deepest first occurrence of overpressure is in the Hesper P-52 well at a depth of 5184 m. This well also has the highest formation pressure at first occurrence of ~95 500 kPa (13,850 psi) requiring 1845 kg/m^3 (15.4 lb/gal) mud to control.

The youngest formations affected by the overpressure occur in the southwest, as indicated at the Evangeline H-98 (S17) and Merigomish C-52 (S18) wells (Fig. 1). In these wells, a predominantly shaly section with few reservoirs is overpressured; this section is the Shortland shale, which is equivalent to the Logan Canyon Formation (Fig. 2). To the north and east, in a broad zone along the outer Shelf, the overpressure is within the upper and middle members of the Missisauga Formation. The lower member and its equivalents are overpressured in an area adjacent to Sable Island and eastward along the outer Shelf. In the remainder of the wells, the top of overpressure occurs within the Mic Mac Formation.

Figures 3 to 6 show the depths to mud weights of 1318, 1437, 1797, and 2037 kg/m^3 (11, 12, 15, and 17 lbs/gal). The regional features are similar on all maps including the indicated northeastward extension of the overpressured system into the area of the Laurentian Channel at depths of 5.5 to 6.0 km. The great thickness of sediments in this region and their similarity to those of the eastern Scotian Shelf support the likelihood of a continuation of the overpressure system.

REFERENCE

Shell Canada Limited
1971: Shell Cree E-35: well history report; Canada Oil and Gas Lands Administration, Department of Energy, Mines and Resources, Canada, 43 p.

□

Les figures de la présente carte délimitent certains aspects du système de surpression. À titre de référence, on se base sur les données relatives au «poids» des boues. Dans nombre des puits forés avant les années 80, la seule indication enregistrée sur les surpressions et leur importance était le «poids» des boues utilisées pour contrebalancer les pressions souterraines. Comme ces pressions définies sont légèrement plus élevées que les pressions de formation, elles ont tendance à légèrement surévaluer le régime de surpression (fig. 2 de la carte Lithostratigraphie 11 du présent volume).

La figure 1 présente les isobathes généralisées du sommet du système de surpression et indique la formation dans laquelle le sommet de la zone de surpression a d'abord été rencontré. Quatre unités stratigraphiques sont affectées. Ce sont, de la plus récente à la plus ancienne, une unité équivalente de la Formation de Logan Canyon, dans le sud-ouest, et la Formation de Mic Mac, dans le nord-est (fig. 2). L'épaisseur du système de surpression n'a pas été déterminée, mais plus de 1 500 m en ont été forés.

En réalité, la surface supérieure du système de surpression est très faillée et comporte différentes combinaisons de plans de faille et de couches imperméables qui assurent l'étanchéité entre les divers blocs faillés (fig. 4 de la carte Lithostratigraphie 11 du présent volume). On n'a pas déterminé ce qui assure l'étanchéité latérale en amont-pendage, à la limite ouest du système de surpression, mais cette étanchéité semble lier à la formation de failles près du banc carbonaté de la Formation d'Abenaki du Jurassique supérieur. Dans aucun de ces puits forés dans le banc carbonaté, les pressions ont été anormales tandis que dans plusieurs puits situés juste à l'est de la bordure du banc, des formations du Crétacé inférieur et du Jurassique supérieur en surpression ont été recoupées. La limite septentrionale du système coïncide à peu près avec la charnière du socle et, encore là, l'étanchéité latérale est attribuée à la formation de failles.

Les isobathes du sommet de la zone de surpression de la plate-forme Néo-Écossaise (fig. 1) révèlent une hauteur ou crête de direction nord-est. Cette structure s'approfondit de façon notable vers la bordure de la plate-forme où prédominent des failles plongeant vers le bassin (voir la fig. 2 de la carte Lithostratigraphie 5 et la fig. 5 de la carte Lithostratigraphie 4 du présent volume). Le pendage nord-est est révélé par des données recueillies dans le puits West Esperanto B-78 (S119), Hesper P-52 (S125) et Louisburg J-47 (S121), même s'il est exagéré en partie par la présence d'une mince zone de transition dans ces puits (tableau 1). Les profondeurs jusqu'au sommet du système à l'est de la plate-forme Néo-Écossaise n'ont pas été déterminées. Un rentrant dans le champ de pression, révélé par des données recueillies dans les puits Chebucto K-90 (S68), Bluenose 2G-47 (S98), Citadel H-52 (S105) et Southwest Banquereau F-34 (S104), est observable sur toutes les cartes.

La zone de surpression la moins profonde a été relevée dans le puits Cree E-35 (S22) à une profondeur sous le niveau marin de 2 712 m (8 897 pi) dans le membre supérieur de la Formation de Missisauga (tableau 1). Même si c'est presque 1 000 m plus haut que ce que l'on aurait pu prévoir, l'exploitant fait spécifiquement mention de surpression à ce niveau et a accru le «poids» des boues à 1 258 kg/m^3 (10,5 lb/gal). À la base du puits, des boues de 1 330 kg/m^3 (11,1 lb/gal) ont été utilisées (Shell Canada Limited, 1971). La plus profonde première intersection de surpression dans un puits a été atteinte à 5 184 m dans le puits Hesper P-52. C'est également dans ce puits qu'on a enregistré la pression de formation la plus élevée pour une première intersection, soit environ 95 500 kPa (13 850 psi), nécessitant une boue de 1 845 kg/m^3 (15,4 lb/gal).

Les formations les plus récentes dans lesquelles sont développées des surpressions se situent dans le sud-ouest, comme on peut l'observer dans les puits Evangeline H-98 (S17) et Merigomish C-52 (S18) (fig. 1). Dans ces puits, un intervalle principalement shaleux contenant quelques roches réservoirs, le shale de Shortland qui est l'équivalent de la Formation de Logan Canyon, est en surpression (fig. 2). Au nord et à l'est de cette région, dans une vaste zone le long de la plate-forme continentale externe, les membres supérieur et intermédiaire de la Formation de Missisauga sont en surpression. Le membre inférieur et ses équivalents sont en surpression dans une zone voisine de l'île de Sable et en direction de l'est, le long de la plate-forme continentale externe. Dans le reste des puits, le sommet de la zone de surpression se situe au sein de la Formation de Mic Mac.

Les figures 3 à 6 montrent les profondeurs correspondant auxquelles des boues de 1 318, 1 437, 1 797 et 2 037 kg/m^3 (11, 12, 15 et 17 lb/gal) sont requises. Les caractéristiques régionales sont semblables sur toutes les cartes, notamment le prolongement du système de surpression vers le nord-est dans la zone du chenal Laurentien à des profondeurs de 5,5 à 6 km. La grande épaisseur des sédiments dans cette région et leur ressemblance avec les sédiments de la plate-forme Néo-Écossaise orientale appuient l'hypothèse d'un prolongement du système de surpression.

RÉFÉRENCE

Shell Canada Limited
1971: Shell Cree E-35: well history report; Canada Oil and Gas Lands Administration, Department of Energy, Mines and Resources, Canada, 43 p.

□

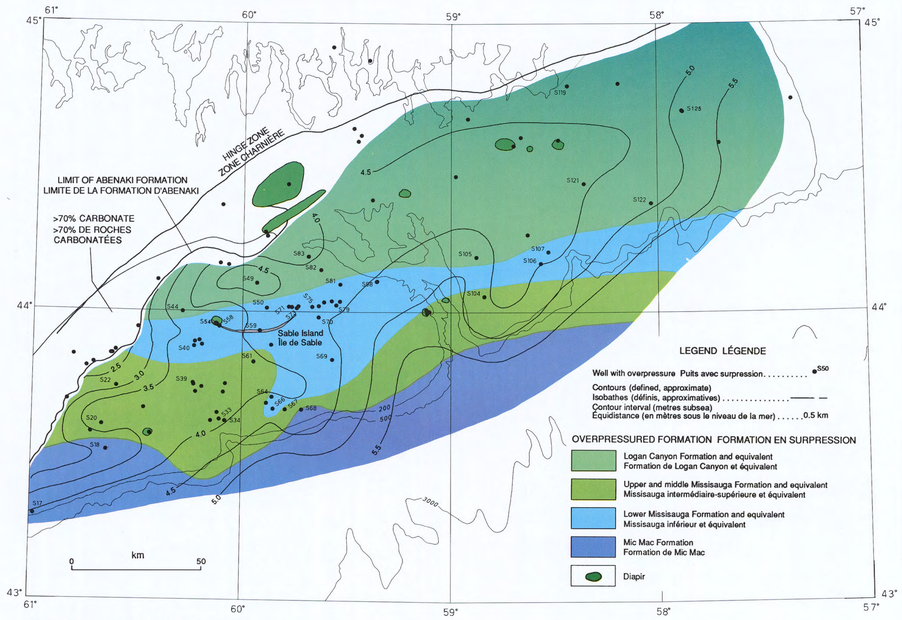


FIGURE 1. Subsea depth to top of overpressure

FIGURE 1. Profondeur sous le niveau de la mer du sommet de la zone de surpression

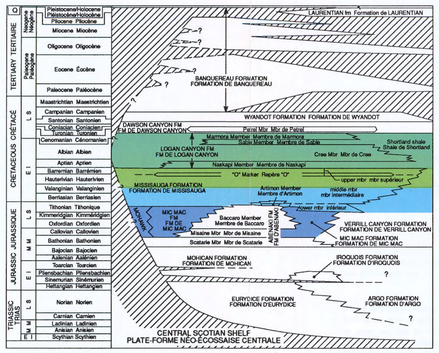


FIGURE 2. Generalized stratigraphy (after Wade and MacLean, 1990)

FIGURE 2. Stratigraphie généralisée (d'après Wade et Maclean, 1990)

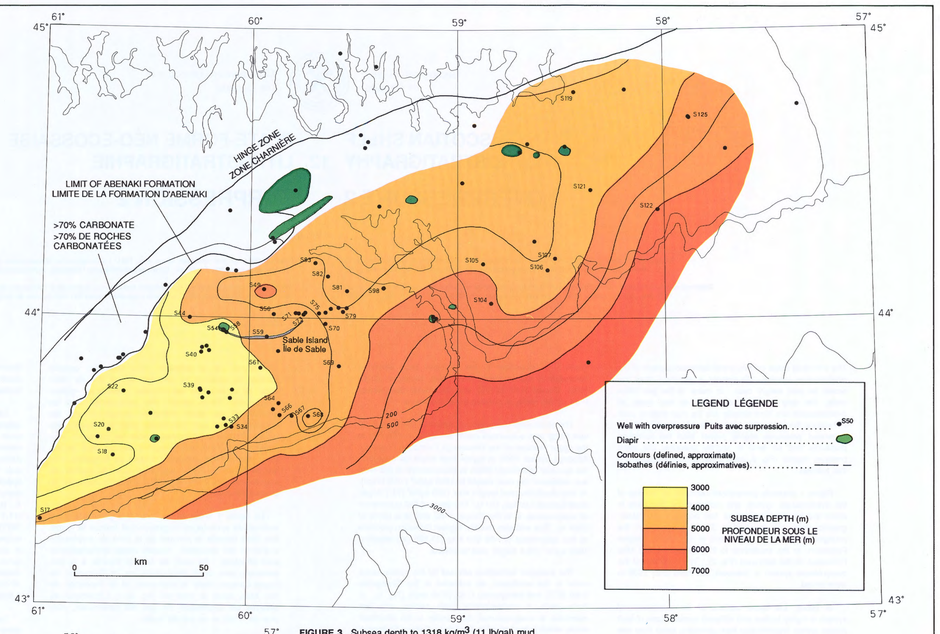


FIGURE 3. Subsea depth to 1318 kg/m^3 (11 lb/gal) mud

FIGURE 3. Profondeur sous le niveau de la mer à laquelle des boues de 1318 kg m^3 (11 lb/gal) sont requises

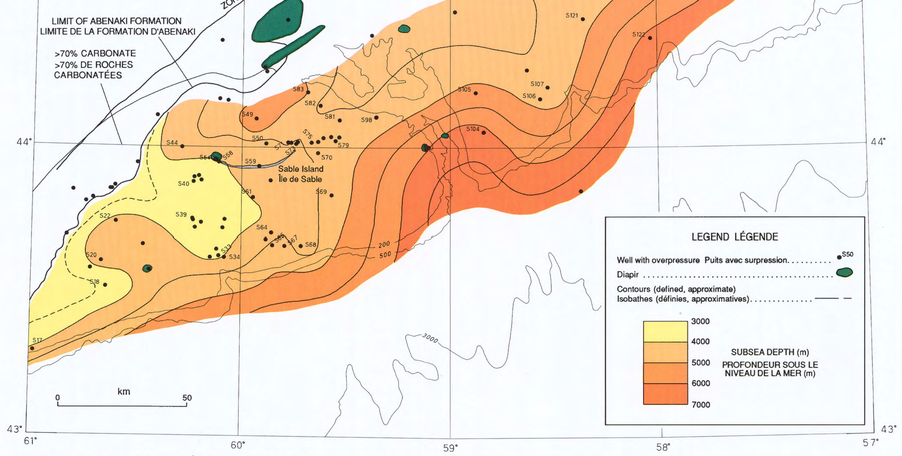


FIGURE 4. Subsea depth to 1438 kg/m^3 (12 lb/gal) mud

FIGURE 4. Profondeur sous le niveau de la mer à laquelle des boues de 1438 kg/m^3 (12 lb/gal) sont requises

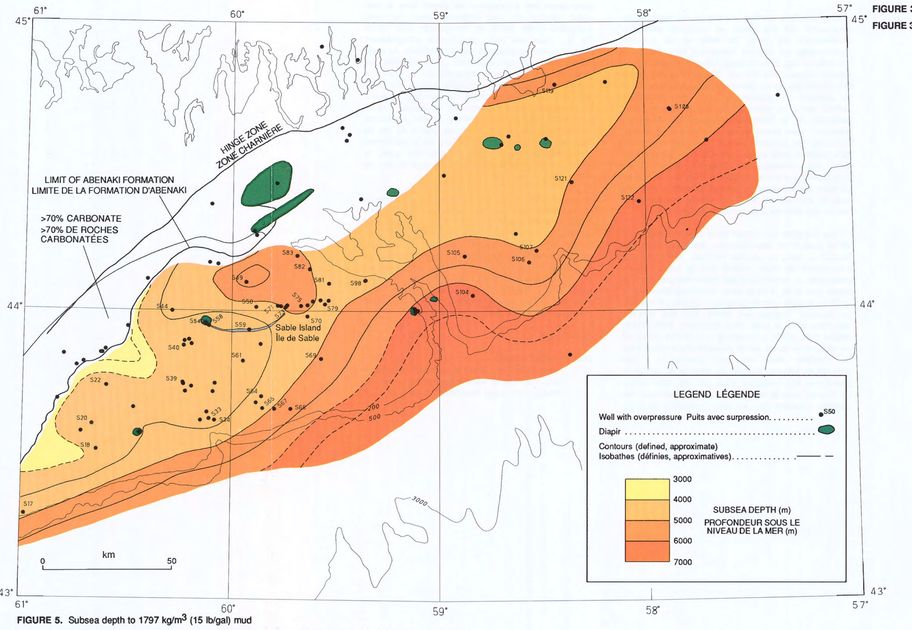


FIGURE 5. Subsea depth to 1797 kg/m^3 (15 lb/gal) mud

FIGURE 5. Profondeur sous le niveau de la mer à laquelle des boues de 1797 kg/m^3 (15 lb/gal) sont requises

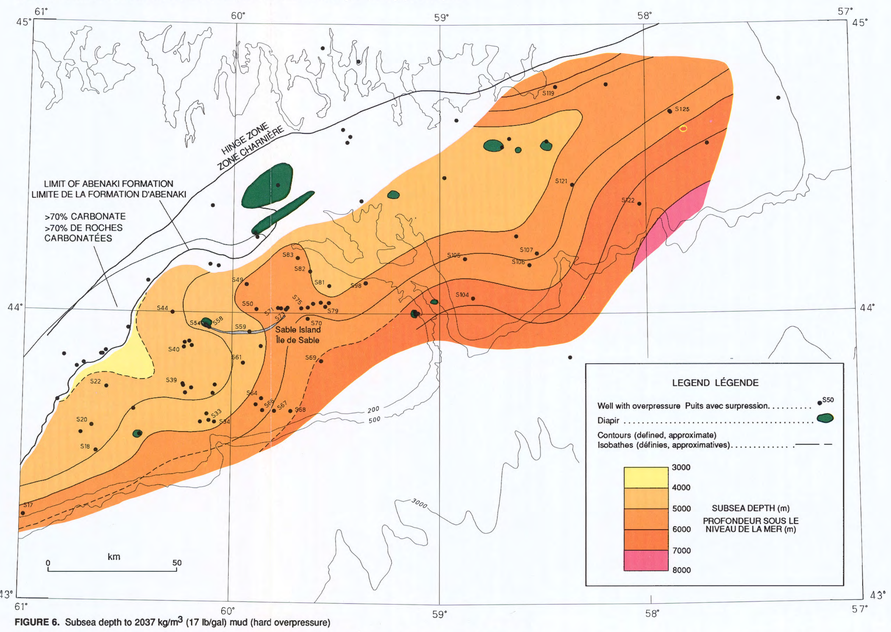


FIGURE 6. Subsea depth to 2037 kg/m^3 (17 lb/gal) mud (hard overpressure)

FIGURE 6. Profondeur sous le niveau de la mer à laquelle des boues de 2037 kg/m^3 (17 lb/gal; surpression dure) sont requises

TABLE 1. Overpressure data for Scotian Shelf wells

TABLEAU 1. Données sur la surpression pour les puits de la plate-forme Néo-Écossaise

WELL NAME (well index number) NOM DES PUITS (numéro du puits)	KB[1]	OVERPRESSURE[2] (Depth[3] / Fm[4] / Level) SURPRESSION[2] (Profondeur[3] / Formation[4] / Niveau)	DEPTH TO MUD WEIGHT / DENSITY[6] PROFONDEUR D'UTILISATION DE BOUE DE POIDS / DENSITÉ[6] weight (lb / gal) poids (lb / gal) 11 12 15 17 18 density (kg / m^3) densité (kg / m^3) 1318 1438 1797 2037 2156					at TD[5] à TD[5]
Alma F-67 (S20)	24.0	3626 / 5 / 10.4	3976	4026	4388	4388	-	17.8@5030
Arcadia J-16 (S81)	38.0	4434 / 4 / 10.4	4452	4550	4827	4860	5551	17.8@5977
Banquereau C-21 (S106)	27.0	4503 / 5 / 10.2	4553	4923	-	-	-	4.8@4964
Bluenose 2G-47 (S98)	24.0	4556 / 4 / 11.0	4556	4568	4821	5026	-	17.8@5773
Chebucto K-90 (S68)	22.8	4157 / 1 / 11.0	4157	4213	-	-	-	12.9@5212
Citadel H-52 (S105)	38.3	4827 / 6 / 10.6	4992	5112	5162	-	-	16.5@5628
Cohasset I-59 (S82)	29.9	4316 / 6 / 10.7	4316	4475	-	-	-	13.3@4545
Cree E-35 (S22)	31.4	27127 / 2 / 10.5	3954	-	-	-	-	11.1@3954
Eagle D-21 (S69)	29.9	4466 / 4 / 10.4	4630	-	-	-	-	11.0@4630
Evangeline H-98 (S17)	20.1	4003 / 1 / 12.4	4003	4003	4980	-	-	15.0@5024
Glenelg H-38 (S34)	24.0	4313 / 2 / 11.7	4313	4313	4321	4841	-	17.4@4841
Glenelg J-48 (S33)	24.0	39767 / 2 / 14.1	3976	3976	4454	4851	-	17.6@5148
Hesper P-52 (S125)	40.5	5184 / 6 / 15.0	5184	5184	5184	5585	-	17.8@5639
Intrepid L-80 (S61)	31.4	3934 / 3 / 10.8	3952	4047	-	-	-	12.8@4131
Louisbourg J-47 (S121)	38.2	4382 / 6 / 10.5	4932	4932	5012	5500	5562	18.3@6004
Merigomish C-52 (S18)	27.5	3122 / 1 / 11.0	3122	3722	-	-	-	12.6@3922
Migrant N-20 (S44)	25.9	3936 / 6 / 10.7	4089	4308	-	-	-	14.7@4442
North Banquereau I-13 (S107)	25.0	4325 / 4 / 10.2	4555	4755	-	-	-	12.0@5163
North Triumph G-43 (S64)	24.0	4125 / 3 / 9.4	4627	4627	-	-	-	12.7@4627
Olympia A-12 (S71)	38.0	4382 / 4 / 10.4	4457	4502	4992	5192	-	17.7@6026
Onondaga B-96 (S39)	29.9	3720 / 3 / 11.4	3727	3727	-	-	-	14.5@3727
Sable Island C-67 (S59)	8.2	4381 / 4 / 12.8	4381	4381	4285	-	-	15.1@4596
Sable Island O-47 (S58)	7.3	3683 / 4 / 10.6	3690	3723	-	-	-	14.2@4191
Sable Island 4H-58 (S54)	10.6	3649 / 4 / 10.5	3982	4111	-	-	-	14.5@4111
South Desbarres O-76 (S49)	23.7	4546 / 6 / 9.6	5053	5226	5601	-	-	16.9@6015
South Griffin J-13 (S122)	39.6	49837 / 6 / 10.4	5430	-	-	-	-	11.8@5824
South Venture O-59 (S70)	35.0	4415 / 4 / 9.5	45207	4595	4825	5626	-	17.2@6141
Southwest Banquereau F-34 (S104)	25.3	4575 / 3 / 10.3	5175	6100	-	-	-	12.0@5284
Thebaud I-93 (S40)	36.0	3879 / 4 / 12.3	3879	3878	4344	-	-	16.8@5129
Triumph P-50 (S66)	25.9	4469 / 4 / 10.4	4484	4514	-	-	-	12.0@4569
Uniacke G-72 (S83)	23.4	3952 / 4 / 10.6	4777	5002	5160	5160	-	17.8@5712
Venture H-22 (S79)	38.1	4442 / 4 / 9.5	4512	4584	4874	5210	-	17.5@5906
West Chebucto K-20 (S67)	22.8	4013 / 2 / 10.5	4613	4648	-	-	-	13.4@5346
West Esperanto B-78 (S119)	23.3	4847 / 6 / 10.3	4977	4987	4999	-	-	14.5@5680
West Olympia O-51 (S80)	39.0	4261 / 4 / 11.0	4261	4321	45917	-	-	15.0@4777
West Venture C-62 (S75)	34.0	4411 / 4 / 9.5	4506	4757	5158	5330	-	17.6@5488
West Venture N-91 (S73)	39.3	4384 / 4 / 11.0	4384	4457	5101	5335	-	17.4@5511

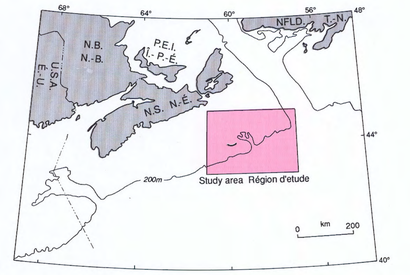
[1] KB = Kelly bushing Table de rotation

[2] Data are based on drilling mud weights from company well history reports and depths are therefore slightly shallower than equivalent formation pressures.
Les données sont basées sur des poids de boue de forage tirés des rapports d'avancement du forage tenus par les sociétés et les profondeurs de surpression sont donc légèrement inférieures à celles des pressions de formation équivalentes.

[3] Depth in metres subsea Profondeur en mètres sous le niveau de la mer

[4] Formation codes: Codes pour les formations:
1 = Logan Canyon Formation Formation de Logan Canyon
2 = upper member, Missisauga Formation Membre supérieur, Formation de Missisauga
3 = middle member, Missisauga Formation Membre intermédiaire, Formation de Missisauga
4 = lower member, Missisauga Formation Membre inférieur, Formation de Missisauga
5 = Verrill Canyon Formation Formation de Verrill Canyon
6 = Mic Mac Formation Formation de Mic Mac

[5] TD = Total depth Profondeur totale



SCOTIAN SHELF — PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE
LITHOSTRATIGRAPHY 12 LITHOSTRATIGRAPHIE
OVERPRESSURE 2 — SURPRESSION 2

Geological Survey of Canada

Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF STRUCTURE AND ISOPACH 1

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE STRUCTURE ET ISOPAQUES

DEPTH TO PRE-MESOZOIC BASEMENT AND OCEANIC LAYER 2

PROFONDEUR JUSQU'AU SOCLE PRÉMÉSOZOÏQUE ET LA COUCHE OCÉANIQUE 2

B. C. MacLean

Recommended citation: MacLean, B. C., 1991: Structure and isopach 1: depth to pre-Mesozoic basement and oceanic layer 2; in East Coast Basin Atlas Series: Scotian Shelf; Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p. 75.

Additional copies of this map may be obtained from the Geological Survey of Canada, Atlantic Geoscience Centre, P. O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2 Canada (Ph: 902-426-2773; FAX: 902-426-4266).

Notation bibliographique conseillée: MacLean, B. C., 1991: Structure et isopaques 1; profondeur jusqu'au socle prémésozoïque et la couche océanique 2; dans Série des atlas des bassins de la côte Est: plate-forme Néo-Écossaise; Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada, p. 75.

Des copies supplémentaires de la carte peuvent être obtenues auprès de la Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de l'Atlantique, case postale 1006, Dartmouth (Nouvelle-Écosse) B2Y 4A2 Canada tél (902) 426-2773, facsimilé (902) 426-4266.

Nine exploratory wells penetrated pre-Mesozoic basement (Table 1) and encountered either Meguma Group metasediments or granitic plutons. On shallow platforms or ridges below undisturbed sediments, the granites produce a crisp, strong reflection while Meguma Group rocks generally produce a broad, weak event. The interface between overlying high velocity synrift sediments and Meguma Group rocks often fails to generate a reflection.

TABLE 1. Subsea depth of pre-Mesozoic basement where penetrated by exploratory wells

Well	Depth (metres subsea)
Mohawk B-93 (S4)	2081
Naskapi N-30 (S11)	2105
Ojibwa E-07 (S13)	2274
Crow F-52 (S113)	1479
Fox I-22 (S91)	753
Argo F-38 (S114)	3299
Montagnais I-94 (S5)	1566
Erie D-26 (S87)	2345
Wyandot E-53 (S92)	

The "northern edge of sediments" line marks where basement subcrops thin Quaternary sediments. To the south, basement dips smoothly seaward to a hinge zone where it drops rapidly below the limit of seismic resolution. Basement is broken by rift stage grabens of which the Orpheus Graben to the northeast and the Naskapi Graben Complex are the most obvious examples. The Montagnais Structure is located at the eastern limit of a highly faulted zone. Seaward of the hinge zone, basement topography is expected to resemble the highly faulted surface observed west of Sable Island. The hinge zone, over which basement depth increases rapidly, does not parallel regional basement fault trends, thus indicating that the period of rapid subsidence postdated rifting.

A zone of diapirs extending along the continental slope masks the basement reflection. Seaward of this Slope Diapiric Province, the basalts of oceanic Layer 2 are mapped as seismic basement.

SELECTED BIBLIOGRAPHY

Jansa, L. F. and Wade, J. A.
1975: Geology of the continental margin off Nova Scotia and Newfoundland; in Offshore geology of Eastern Canada, Volume 2, Regional Geology, (ed.) W. J. M. van der Linden and J. A. Wade; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, v. 2, p. 51-106.

Keen, C. E. and Loncarevic, B. D.
1965: Crustal studies on the eastern seaboard of Canada: studies on the continental margin; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 3, p. 65-76.

Officer, C. B. and Ewing, M.
1954: Geophysical investigations in the emerged and submerged Atlantic Coastal Plain, Part VII. Continental shelf, continental slope and continental rise south of Nova Scotia; Geological Society of America Bulletin, v. 65, p. 653-670.

Reid, I.
1987: Crustal structure of the Nova Scotian margin in the Laurentian Channel region; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, p. 1859-1868.

Swift, S. A.
1985: Cenozoic geology of the continental slope and rise off western Nova Scotia; Ph.D. thesis, Massachusetts Institute of Technology, Paper 85-34, 188 p.

Wade, J. A. and MacLean, B. C.
1990: The geology of the southeastern margin of Canada; Chapter 5 in Geology of the Continental Margin of Eastern Canada, (ed.) M. J. Keen and G. L. Williams; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 2, p. 167-238 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-1).

□

Neuf puits d'exploration ont traversé le socle prémésozoïque (tableau 1) et ont recoupé soit des sédiments métamorphisés du Groupe de Meguma, soit des plutons granitiques. Sur les plates-formes ou crêtes peu profondes au-dessous des sédiments non dérangés, les granites produisent une réflection nette et puissante tandis que les roches du Groupe de Meguma produisent en général un événement sismique faible et étendu. L'interface entre les sédiments à haute vitesse sus-jacents, contemporains de l'épisode de rifting, et les roches du Groupe de Meguma ne produit souvent aucune réflexion.

TABLEAU 1. Profondeur sous le niveau marin du socle prémésozoïque dans les puits d'exploration qui le pénètrent

Puits	Profondeur (en mètres sous-marins)
Mohawk B-93 (S4)	2081
Naskapi N-30 (S11)	2105
Ojibwa E-07 (S13)	2274
Crow F-52 (S113)	1479
Fox I-22 (S91)	753
Argo F-38 (S114)	3299
Montagnais I-94 (S5)	1566
Erie D-26 (S87)	2345
Wyandot E-53 (S92)	2931

La ligne du «rebord nord des sédiments» marque l'endroit où le socle est en contact discordant avec la base d'une mince couche de sédiments quaternaires. Au sud, le socle est incliné faiblement vers l'océan jusqu'à une zone charnière où il plonge rapidement au-dessous de la limite de résolution sismique. Le socle est fracturé de grabens contemporains de l'épisode de rifting dont les plus évidents exemples sont le graben Orpheus, au nord-est, et le complexe du graben Naskapi. La structure Montagnais est située à la limite orientale d'une zone intensément faillée. Au large de la zone charnière, la topographie du socle devrait être semblable à celle de la surface intensément faillée observée à l'ouest de l'Île de Sable. La zone charnière au niveau de laquelle la profondeur du socle augmente rapidement, n'est pas parallèle aux directions régionales des failles du socle, indiquant par conséquent que la période de subsidence rapide a été postérieure au rifting.

Une zone de diapirs s'étendant tout le long du talus continental masque la réflexion du socle. Au large de cette province diapirique du talus, les basaltes de la couche océanique 2 sont interprétés sur les cartes comme étant le socle sismique.

BIBLIOGRAPHIE CHOISIE

Jansa, L. F. et Wade, J. A.
1975: Geology of the continental margin off Nova Scotia and Newfoundland; in Offshore geology of Eastern Canada, Volume 2, Regional Geology, (ed.) W. J. M. van der Linden and J. A. Wade; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, v. 2, p. 51-106.

Keen, C. E. et Loncarevic, B. D.
1965: Crustal studies on the eastern seaboard of Canada: studies on the continental margin; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 3, p. 65-76.

Officer, C. B. et Ewing, M.
1954: Geophysical investigations in the emerged and submerged Atlantic Coastal Plain, Part VII. Continental shelf, continental slope and continental rise south of Nova Scotia; Geological Society of America Bulletin, v. 65, p. 653-670.

Reid, I.
1987: Crustal structure of the Nova Scotian margin in the Laurentian Channel region; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, p. 1859-1868.

Swift, S. A.
1985: Cenozoic geology of the continental slope and rise off western Nova Scotia; Ph.D. thesis, Massachusetts Institute of Technology, Paper 85-34, 188 p.

Wade, J. A. et MacLean, B. C.*
1990: The geology of the southeastern margin of Canada; Chapter 5 in Geology of the Continental Margin of Eastern Canada, (ed.) M. J. Keen and G. L. Williams; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 2, p. 167-238 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-1).

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français

□

Energy, Mines and Resources Canada | Energie, Mines et Ressources Canada

Geological Survey of Canada | Commission géologique du Canada

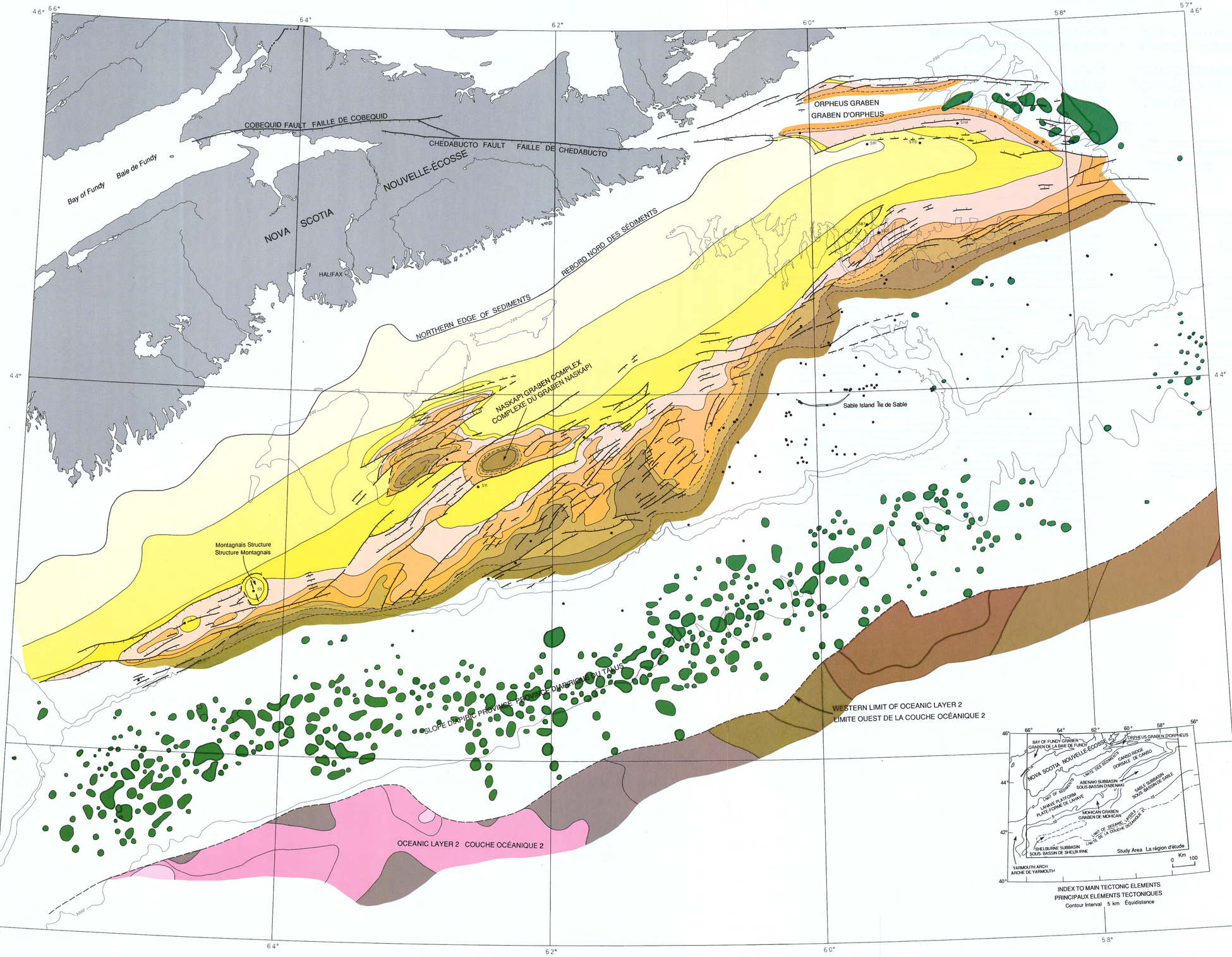
SCOTIAN SHELF STRUCTURE AND ISOPACH 1

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE STRUCTURE ET ISOPAQUES

Bathymetric contours in metres
Lambert Conformal Projection (standard parallels 45° N and 66° N)
Courbes bathymétriques en mètres
Projection conformale de Lambert (parallèles standard 45° N et 66° N)

Scale 1: 1 000 000 Échelle 1/1 000 000

Kilometres Kilomètres
25 0 25 50 75



LEGEND LÉGENDE

Well location (with index number) for wells penetrating basement
Emplacement des puits (avec le numéro d'index) pour les puits ayant pénétré le socle S10

Diapir .....

Contours (defined, approximate)
Isobathes (définies, approximatives) .....

Fault
Faille .....

CONTINENTAL BASEMENT / SOCLE CONTINENTAL

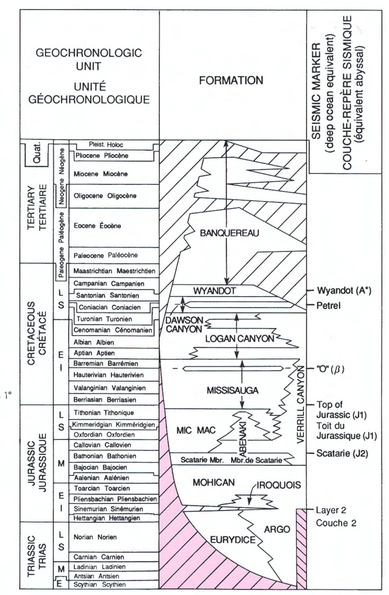
0
1000
2000
3000
4000
5000
6000
7000
8000
9000

STRUCTURE DEPTH (metres subsea)
PROFONDEUR DE LA SURFACE STRUCTURALE (mètres sous-marins)

OCEANIC BASEMENT / SOCLE OCÉANIQUE

7000
8000
9000
10000
11000
12000

INDEX TO MAIN TECTONIC ELEMENTS
PRINCIPAUX ELEMENTS TECTONIQUES
Contour Interval 5 km Équidistance



GENERALIZED STRATIGRAPHY STRATIGRAPHIE GÉNÉRALISÉE

DEPTH TO PRE-MESOZOIC BASEMENT AND OCEANIC LAYER 2
PROFONDEUR JUSQU'AU SOCLE PRÉMÉSOZOÏQUE ET À LA COUCHE OCÉANIQUE 2

Canada

Geological Survey of Canada

Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF STRUCTURE AND ISOPACH 2

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE STRUCTURE ET ISOPAQUES

DEPTH TO SCATARIE MEMBER AND OCEANIC HORIZON J2

PROFONDEUR JUSQU'AU MEMBRE DE SCATARIE ET L'HORIZON OCÉANIQUE J2

B. C. MacLean

Recommended citation: MacLean, B. C., 1991: Structure and isopach 2: depth to Scatarie Member and oceanic horizon J2; in East Coast Basin Atlas Series: Scotian Shelf; Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p. 77.

Additional copies of this map may be obtained from the Geological Survey of Canada, Atlantic Geoscience Centre, P. O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2 Canada (Ph: 902-426-2773; FAX: 902-426-4266).

Notation bibliographique conseillée: MacLean, B. C., 1991: Structure et isopaques 2: profondeur jusqu'au Membre de Scatarie et l'horizon océanique J2; dans Série des atlas des bassins de la côte Est: plate-forme Néo-Écossaise; Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada, p. 77.

Des copies supplémentaires de la carte peuvent être obtenues auprès de la Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de l'Atlantique, case postale 1006, Dartmouth (Nouvelle-Écosse) B2Y 4A2 Canada tél (902) 426-2773, facsimilé (902) 426-4266.

The Scatarie Member limestone generally produces a strong seismic reflection in the shelf and basinal areas because of its position between the clastics of the Mohican Formation and those of the Misaine Member of the Abenaki Formation. The reflection event intercepts the Oneida O-25 well (S14) at 2680 ms TWT (two-way time) where the type section of the Scatarie Member was defined between -12,192 and -12,535 ft (3716 and 3821 m subsea).

Erosion to zero thickness defines the landward limit of the map to the northeast. Elsewhere, the landward limit is imposed by a weakening of the seismic reflection due to thinning of the rock unit. The southern limit, east from Sable Island, is defined by an abrupt loss of seismic amplitude indicative of a rapid facies change from limestone to shale. West of Sable Island, the seismic event merges with other strong reflections, seaward of the main Baccaro edge, and is difficult to follow into the Sable Subbasin. Southwest of the Shubenacadie area the event is not carried beyond the continental shelf, although seismic sections A-A' and B-B' on map sheet Seismic Expression 1 (this volume) show that the reflector may extend much further south.

The top of Scatarie Member is a gently seaward-dipping surface except where it is disturbed by local salt tectonics in the eastern Orpheus Graben and the western Abenaki Subbasin.

The deep-water equivalent, seaward of the Slope Diapiric Province, is interpreted to be oceanic horizon J2 which has been tied to an Early Oxfordian-Callovian event off Georges Bank. Detailed mapping is precluded by the sparse seismic control in this area, however a deepening trend to the east is evident.

SELECTED BIBLIOGRAPHY

Ascoli, P.
1976: Foraminiferal and ostracod biostratigraphy of the Mesozoic-Cenozoic, Scotian Shelf, Atlantic Canada; in First International Symposium on Benthonic Foraminifera of Continental Margins, Part B, Paleoecology and Biostratigraphy, (ed.) C. T. Schafer and B. R. Pelletier; Maritime Sediments, Special Publication No. 1, p. 653-771.

Barss, M. S., Bujak, J. P., and Williams, G. L.
1979: Palynological zonation and correlation of sixty-seven wells, eastern Canada; Geological Survey of Canada, Paper 78-24, 118 p.

Elluk, L. S.
1978: The Abenaki Formation, Nova Scotia shelf, Canada - a depositional and diagenetic model for a Mesozoic carbonate platform; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 26, p. 424-514.

Given, M. M.
1977: Mesozoic and early Cenozoic geology of offshore Nova Scotia; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 25, p. 63-91.

Jansa, L. F. and Wade, J. A.
1975: Geology of the continental margin off Nova Scotia and Newfoundland; in Offshore Geology of Eastern Canada, Volume 2, Regional Geology, (ed.) W. J. M. van der Linden and J. A. Wade; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, v. 2, p. 51-106.

Kent, D. V. and Gradstein, F. M.
1985: A Cretaceous and Jurassic geochronology; Geological Society of America Bulletin, v. 96, p. 1419-1427.

McIver, N. L.
1972: Mesozoic and Cenozoic stratigraphy of the Nova Scotia shelf; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 9, p. 54-70.

Swift, S. A.
1985: Cenozoic geology of the continental slope and rise off western Nova Scotia; Ph.D. thesis, Massachusetts Institute of Technology, Paper 85-34, 188 p.

Wade, J. A. and MacLean, B. C.
1990: The geology of the southeastern margin of Canada, part 2: aspects of the geology of the Scotian Basin from recent seismic and well data; Chapter 5 in Geology of the Continental Margin of Eastern Canada, (ed.) M. J. Keen and G. L. Williams; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 2, p. 190-238 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-1).

□

Le calcaire du Membre de Scatarie produit en général une puissante réflexion sismique dans les régions de la plate-forme continentale et du bassin, étant situé entre les roches clastiques de la Formation de Mohican et celles du Membre de Misaine de la Formation d'Abenaki. La réflexion intersecte le puits Oneida O-25 (S14) à 2 680 ms (temps de parcours double) à l'endroit où le stratotype du Membre de Scatarie a été déterminé, soit entre -12 192 et -12 535 pieds (3 716 et 3 821 mètres sous le niveau marin).

L'érosion jusqu'à une épaisseur nulle définit la limite continentale de la carte au nord-est. Ailleurs, la limite continentale correspond à un affaiblissement de la réflexion sismique dû à l'amincissement de l'unité rocheuse. La limite méridionale, à l'est de l'île de Sable, est définie par une perte abrupte d'amplitude sismique indiquant un changement rapide de faciès, de calcaire à shale. À l'ouest de l'île de Sable, l'événement sismique se fusionne à d'autres réflexions puissantes, du côté océanique de la principale bordure du Membre de Baccaro, et il est difficile à retracer dans le sous-bassin de Sable. Au sud-ouest de la région du puits Shubenacadie, l'événement ne dépasse pas la plate-forme continentale bien que les coupes sismiques A-A' et B-B' sur la carte Signature sismique 1 (dans le présent volume) montre que le réflecteur peut en fait s'étendre beaucoup plus au sud.

Le sommet du Membre de Scatarie est une surface légèrement inclinée vers l'océan sauf dans des endroits localisés où elle est affectée par la tectonique salifère dans l'est du graben Orpheus et dans l'ouest du sous-bassin d'Abenaki.

L'équivalent abyssal, au large de la province diapirique du talus, est interprété comme l'horizon océanique J2 qui a été rattaché à un événement sismique de l'Oxfordien précoce-Callovien, au large du banc de Georges. Le contrôle sismique dans cette région étant limité, la cartographie détaillée n'a pas été possible même si une tendance à l'approfondissement vers l'est ressort avec évidence.

BIBLIOGRAPHIE CHOISIE

Ascoli, P.
1976: Foraminiferal and ostracod biostratigraphy of the Mesozoic-Cenozoic, Scotian Shelf, Atlantic Canada; in First International Symposium on Benthonic Foraminifera of Continental Margins, Part B, Paleoecology and Biostratigraphy, (ed.) C. T. Schafer and B. R. Pelletier; Maritime Sediments, Special Publication No. 1, p. 653-771.

Barss, M. S., Bujak, J. P., et Williams, G. L.
1979: Palynological zonation and correlation of sixty-seven wells, eastern Canada; Geological Survey of Canada, Paper 78-24, 118 p.

Elluk, L. S.
1978: The Abenaki Formation, Nova Scotia shelf, Canada - a depositional and diagenetic model for a Mesozoic carbonate platform; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 26, p. 424-514.

Given, M. M.
1977: Mesozoic and early Cenozoic geology of offshore Nova Scotia; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 25, p. 63-91.

Jansa, L. F. et Wade, J. A.
1975: Geology of the continental margin off Nova Scotia and Newfoundland; in Offshore Geology of Eastern Canada, Volume 2, Regional Geology, (ed.) W. J. M. van der Linden and J. A. Wade; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, v. 2, p. 51-106.

Kent, D. V. et Gradstein, F. M.
1985: A Cretaceous and Jurassic geochronology; Geological Society of America Bulletin, v. 96, p. 1419-1427.

McIver, N. L.
1972: Mesozoic and Cenozoic stratigraphy of the Nova Scotia shelf; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 9, p. 54-70.

Swift, S. A.
1985: Cenozoic geology of the continental slope and rise off western Nova Scotia; Ph.D. thesis, Massachusetts Institute of Technology, Paper 85-34, 188 p.

Wade, J. A. et MacLean, B. C.*
1990: The geology of the southeastern margin of Canada, part 2: aspects of the geology of the Scotian Basin from recent seismic and well data; Chapter 5 in Geology of the Continental Margin of Eastern Canada, (ed.) M. J. Keen and G. L. Williams; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 2, p. 190-238 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-1).

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français

Energy, Mines and Resources Canada | Énergie, Mines et Ressources Canada

Geological Survey of Canada | Commission géologique du Canada

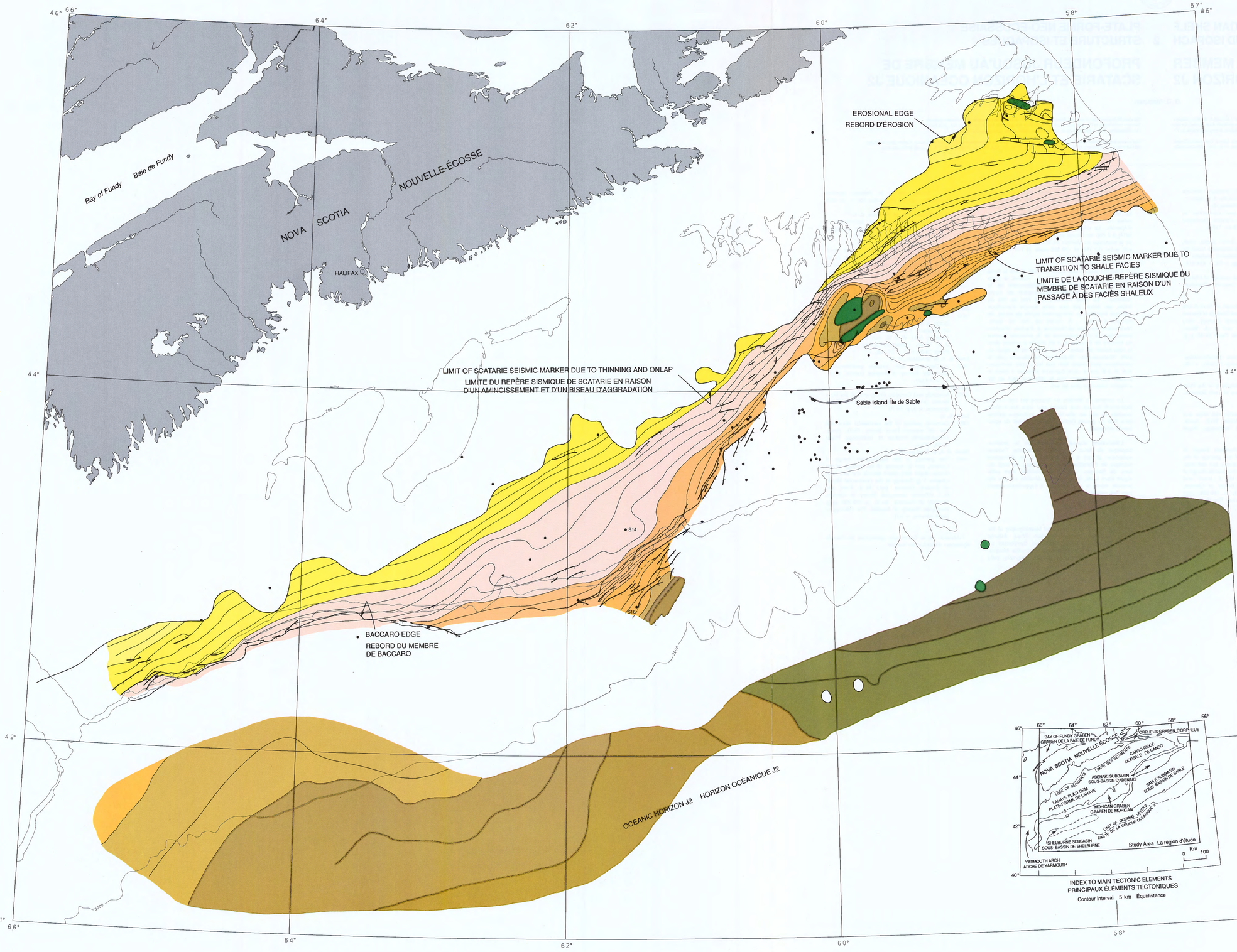
SCOTIAN SHELF STRUCTURE AND ISOPACH 2

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE STRUCTURE ET ISOPAQUES

Bathymetric contours in metres
Lambert Conformal Projection (standard parallels 45° N and 66° N)
Courbes bathymétriques en mètres
Projection conformere de Lambert (parallèles standard 45° N et 66° N)

Scale 1: 1 000 000 Échelle 1/1 000 000

Kilometres Kilomètres
25 0 25 50 75



LEGEND LÉGENDE

Well location
Emplacement des puits

Diapir

Contours (defined, approximate)
Isobathes (définies, approximatives)

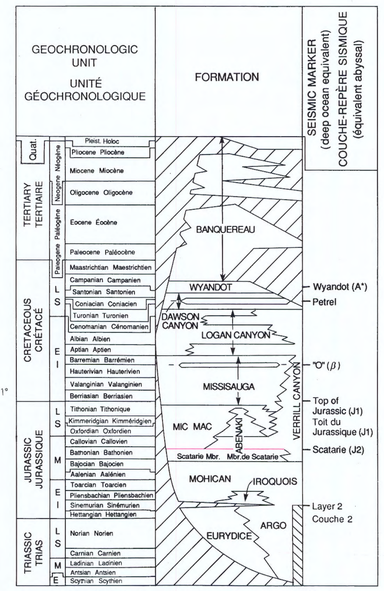
Fault
Faille

CONTINENTAL BASEMENT
SOCLE CONTINENTAL

STRUCTURE DEPTH (metres subsea)
PROFONDEUR DE LA SURFACE STRUCTURALE (mètres sous-marins)

1000
2000
3000
4000
5000
6000
7000
8000
9000
10 000
11 000
12 000

INDEX TO MAIN TECTONIC ELEMENTS
PRINCIPAUX ÉLÉMENTS TECTONIQUES
Contour Interval 5 km Équidistance



GENERALIZED STRATIGRAPHY STRATIGRAPHIE GÉNÉRALISÉE

DEPTH TO SCATARIE MEMBER AND OCEANIC HORIZON J2

PROFONDEUR JUSQU'AU MEMBRE DE SCATARIE ET À L'HORIZON OCÉANIQUE J2

Canada

Geological Survey of Canada

Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF STRUCTURE AND ISOPACH 3

DEPTH TO TOP OF JURASSIC AND OCEANIC HORIZON J1

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE STRUCTURE ET ISOPAQUES

PROFONDEUR JUSQU'AU TOIT DU JURASSIQUE ET L'HORIZON OCÉANIQUE J1

B. C. MacLean

Recommended citation: MacLean, B. C., 1991: Structure and isopach 3: depth to Top of Jurassic and oceanic horizon J1; in East Coast Basin Atlas Series: Scotian Shelf; Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p. 79.

Additional copies of this map may be obtained from the Geological Survey of Canada, Atlantic Geoscience Centre, P. O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2 Canada (Ph: 902-426-2773; FAX: 902 426-4266).

Notation bibliographique conseillée: MacLean, B. C., 1991: Structure et isopaques 3: profondeur jusqu'au Toit du Jurassique et l'horizon océanique J1; dans Série des atlas des bassins de la côte Est: plate-forme Néo-Écossaise; Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada, p. 79.

Des copies supplémentaires de la carte peuvent être obtenues auprès de la Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de l'Atlantique, case postale 1006, Dartmouth (Nouvelle-Écosse) B2Y 4A2 Canada tél (902) 426-2773, facsimilé (902) 426-4266.

The lithologies of the uppermost Jurassic and lowermost Cretaceous rocks vary over the map area and, with them, so does the character of the seismic reflection generated at their interface. Where Cretaceous clastics overlie Jurassic carbonates, as in the "area of complete Abenaki Formation development", the event is crisp and of high amplitude. In areas where similar lithologies are represented, such as the Cretaceous Roseway unit limestone over the Abenaki Formation or within the Verrill Canyon Formation, the reflection is muted. This map represents a single reflection event correlated through these areas of differing lithological contrasts and seismic expressions. As such it represents a time, opposed to a lithologic, boundary. The event was correlated to biostratigraphic picks in many wells throughout the area and is interpreted to represent the Top of Jurassic sedimentary rocks.

Except where locally disturbed by diapiric salt, the surface is a seaward-dipping monocline. Two regional fault trends exist in the eastern half of the map. The northern trend follows the basement hinge zone and thus marks the northern edge of thick sediments; the southern trend follows the Jurassic shelf edge (see map sheet Seismic Expression 3, this volume).

The line labelled "erosion of Jurassic north of this line" marks the southern limit of early Cretaceous basin edge erosion. At longitude 59° W, this line turns seaward as a result of uplift on the western Grand Banks of Newfoundland (see map sheet Seismic Expression 4, this volume). The northern map limit marks where the erosion removed the entire Jurassic section. To the south, the horizon plunges below the limit of seismic resolution or is lost in the Slope Diapiric Province. South of the diapirs, the Tithonian J1 horizon is mapped as Top of Jurassic; a deepening eastward trend is observed.

SELECTED BIBLIOGRAPHY

Ascoli, P.
1976: Foraminiferal and ostracod biostratigraphy of the Mesozoic-Cenozoic, Scotian Shelf, Atlantic Canada; in First International Symposium on Benthonic Foraminifera of Continental Margins, Part B, Paleoecology and Biostratigraphy, (ed.) C. T. Schafer and B. R. Pelletier; Maritime Sediments, Special Publication No. 1, p. 653-771.

Barss, M. S., Bujak, J. P., and Williams, G. L.
1979: Palynological zonation and correlation of sixty-seven wells, eastern Canada; Geological Survey of Canada, Paper 78-24, 118 p.

Elluk, L. S.
1978: The Abenaki Formation, Nova Scotia Shelf, Canada - a depositional and diagenetic model for a Mesozoic carbonate platform; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 26, p. 424-514.

Given, M. M.
1977: Mesozoic and early Cenozoic geology of offshore Nova Scotia; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 25, p. 63-91.

Jansa, L. F. and Wade, J. A.
1975: Geology of the continental margin off Nova Scotia and Newfoundland; in Offshore Geology of Eastern Canada, Volume 2, Regional Geology, (ed.) W. J. M. van der Linden and J. A. Wade; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, v. 2, p. 51-106.

Kent, D. V. and Gradstein, F. M.
1985: A Cretaceous and Jurassic geochronology; Geological Society of America Bulletin, v. 96, p. 1419-1427.

McIver, N. L.
1972: Mesozoic and Cenozoic stratigraphy of the Nova Scotia Shelf; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 9, p. 54-70.

Swift, S. A.
1985: Cenozoic geology of the continental slope and rise off western Nova Scotia; Ph.D. thesis, Massachusetts Institute of Technology, Paper 85-34, 188 p.

Wade, J. A. and MacLean, B. C.
1990: The geology of the southeastern margin of Canada, part 2: aspects of the geology of the Scotian Basin from recent seismic and well data; in Geology of the Continental Margin of Eastern Canada, (ed.) M. J. Keen and G. L. Williams; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 2, p. 190-238 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-1).

□

Dans la région cartographiée, la lithologie des roches du Jurassique sommital et du Crétacé basal varie tout comme, cela va de soit, la nature des réflexions sismiques produites à leurs contacts. Là où les roches clastiques du Crétacé reposent sur des roches carbonatées du Jurassique, comme dans la «zone de la formation complète d'Abenaki», l'événement est net et de forte amplitude. Dans les zones où se retrouvent des lithologies semblables, comme le calcaire de l'unité de Roseway du Crétacé au-dessus de la Formation d'Abenaki ou au sein de la Formation de Verrill Canyon, la réflexion est atténuée. La présente carte représente une seule réflexion corrélée dans ces régions de lithologies contrastées et de signatures sismiques différentes. En fait, cet événement représente une limite chronologique plutôt que lithologique. L'événement a été corrélé avec les données biostratigraphiques dans de nombreux puits forés dans la région et correspondrait au sommet (toit) des roches sédimentaires du Jurassique.

À l'exception des secteurs localisés où elle est affectée par des diapirs de sel, la surface représentée est un monoclinal incliné vers l'océan. Deux systèmes de failles régionales s'observent dans la partie orientale de la carte. Le système septentrional suit la zone charnière du socle et, par conséquent, marque la bordure septentrionale des sédiments épais; le système sud suit l'acore du Jurassique (voir la carte Signature sismique 3 du présent volume).

La ligne où l'on peut lire «Érosion du Jurassique au nord de cette ligne» marque la limite méridionale de l'érosion de la bordure du bassin au Crétacé précoce. Elle forme une courbe vers le large à la longitude 59°W par suite d'un soulèvement dans la partie occidentale des Grands Bancs de Terre-Neuve (voir la carte Signature sismique 4 du présent volume). La limite septentrionale marque l'endroit où cette érosion a éliminé toute la séquence jurassique. Au sud, l'horizon plonge au-dessous de la limite de résolution sismique ou se perd dans la province diapirique du talus. Au sud des diapirs, l'horizon J1 du Tithonique est cartographié comme le sommet (toit) du Jurassique. Une tendance à l'approfondissement vers l'est est observée.

BIBLIOGRAPHIE CHOISIE

Ascoli, P.
1976: Foraminiferal and ostracod biostratigraphy of the Mesozoic-Cenozoic, Scotian Shelf, Atlantic Canada; in First International Symposium on Benthonic Foraminifera of Continental Margins, Part B, Paleoecology and Biostratigraphy, (ed.) C. T. Schafer and B. R. Pelletier; Maritime Sediments, Special Publication No. 1, p. 653-771.

Barss, M. S., Bujak, J. P., et Williams, G. L.
1979: Palynological zonation and correlation of sixty-seven wells, eastern Canada; Geological Survey of Canada, Paper 78-24, 118 p.

Elluk, L. S.
1978: The Abenaki Formation, Nova Scotia Shelf, Canada - a depositional and diagenetic model for a Mesozoic carbonate platform; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 26, p. 424-514.

Given, M. M.
1977: Mesozoic and early Cenozoic geology of offshore Nova Scotia; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 25, p. 63-91.

Jansa, L. F. et Wade, J. A.
1975: Geology of the continental margin off Nova Scotia and Newfoundland; in Offshore Geology of Eastern Canada, Volume 2, Regional Geology, (ed.) W. J. M. van der Linden and J. A. Wade; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, v. 2, p. 51-106.

Kent, D. V. et Gradstein, F. M.
1985: A Cretaceous and Jurassic geochronology; Geological Society of America Bulletin, v. 96, p. 1419-1427.

McIver, N. L.
1972: Mesozoic and Cenozoic stratigraphy of the Nova Scotia Shelf; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 9, p. 54-70.

Swift, S. A.
1985: Cenozoic geology of the continental slope and rise off western Nova Scotia; Ph.D. thesis, Massachusetts Institute of Technology, Paper 85-34, 188 p.

Wade, J. A. et MacLean, B. C.*
1990: The geology of the southeastern margin of Canada, part 2: aspects of the geology of the Scotian Basin from recent seismic and well data; in Geology of the Continental Margin of Eastern Canada, (ed.) M. J. Keen and G. L. Williams; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 2, p. 190-238 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-1).

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français

□

Energy, Mines and Resources Canada | Énergie, Mines et Ressources Canada

Geological Survey of Canada | Commission géologique du Canada

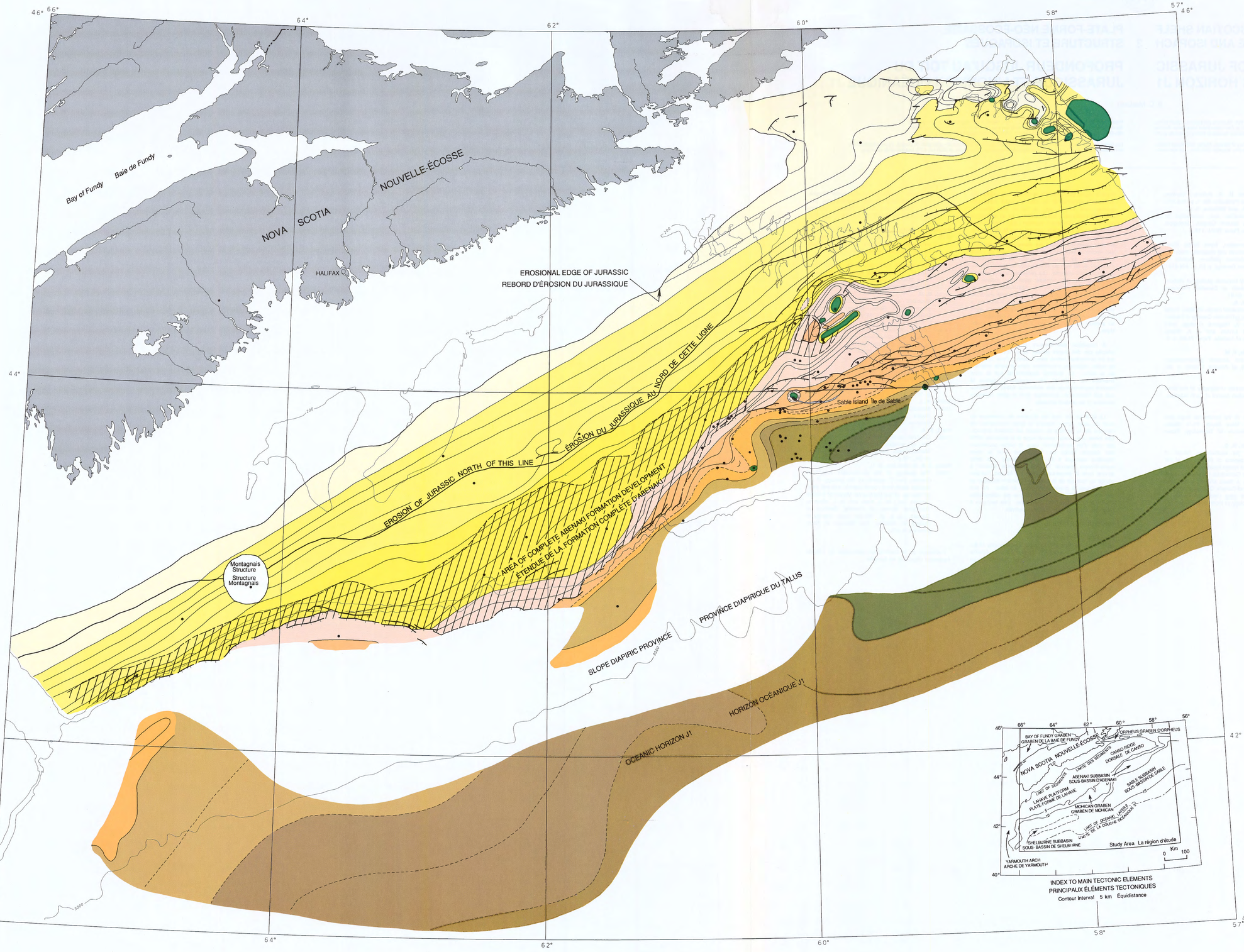
SCOTIAN SHELF STRUCTURE AND ISOPACH 3

PLATE-FORME NÉO-ECOSSAISE STRUCTURE ET ISOPAQUES

Bathymetric contours in metres
Lambert Conformal Projection (standard parallels 45° N and 66° N)
Courbes bathymétriques en mètres
Projection conforme de Lambert (parallèles standard 45° N et 66° N)

Scale 1: 1 000 000 Échelle 1/1 000 000

Kilometres Kilomètres
25 0 25 50 75



INDEX TO MAIN TECTONIC ELEMENTS
PRINCIPAUX ÉLÉMENTS TECTONIQUES
Contour Interval 5 km Équidistance

LEGEND LÉGENDE

Well location
Emplacement des puits

Diapir

Contours (defined, approximate)
Isopaques (définies, approximatives)

Fault
Faille

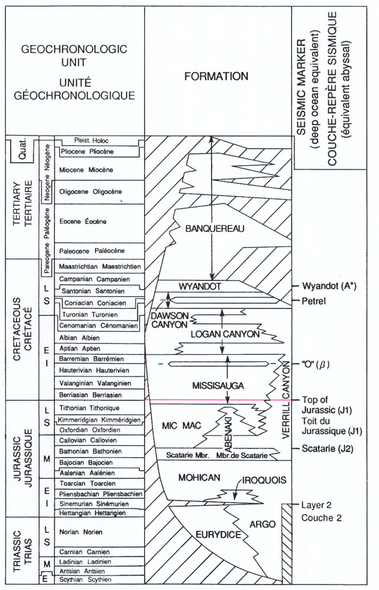
CONTINENTAL BASEMENT
SOCLE CONTINENTAL

STRUCTURE DEPTH (metres subsea)
PROFONDEUR DE LA SURFACE STRUCTURALE
(mètres sous-marins)

0
1000
2000
3000
4000
5000
6000
7000
8000
9000
10 000
11 000
12 000

DEPTH TO TOP OF JURASSIC AND OCEANIC HORIZON J1

PROFONDEUR JUSQU'AU TOIT DU JURASSIQUE ET À L'HORIZON OCÉANIQUE J1



GENERALIZED STRATIGRAPHY STRATIGRAPHIE GÉNÉRALISÉE

Canada

Geological Survey of Canada

Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF STRUCTURE AND ISOPACH 4 PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE STRUCTURE ET ISOPAQUES

DEPTH TO "O" MARKER AND OCEANIC HORIZON β

PROFONDEUR JUSQU'AU REPÈRE "O" ET L'HORIZON OCÉANIQUE β

B. C. MacLean

Recommended citation: MacLean, B. C., 1991: Structure and isopach 4: depth to "O" Marker and oceanic horizon β; in East Coast Basin Atlas Series; Scotian Shelf; Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p. 81.

Additional copies of this map may be obtained from the Geological Survey of Canada, Atlantic Geoscience Centre, P. O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2 Canada (Ph: 902-426-2773; FAX: 902-426-4266).

Notation bibliographique conseillée: MacLean, B. C., 1991: Structure et isopaques 4: profondeur jusqu'au repère "O" et l'horizon océanique β; dans Série des atlas des bassins de la côte Est; plate-forme Néo-Écossaise; Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada, p. 81.

Des copies supplémentaires de la carte peuvent être obtenues auprès de la Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de l'Atlantique, case postale 1006, Dartmouth (Nouvelle-Écosse) B2Y 4A2 Canada tél (902) 426-2773, facsimilé (902) 426-4266.

The "O" Marker is a band of seismic reflections corresponding to a time transgressive zone of thin limestone beds of Hauterivian to Barremian age. The seismic expression varies from a single reflection over most of the mapped area to a series of strong reflections in the Banquereau area. Basin edge erosion defines the northern map limit. At the southern edge, the reflection weakens and is ultimately lost as the limestones grade to shale and dip over the paleo-shelf edge (see map sheet Seismic Expression 1, this volume). Two fault zones, one associated with the basement hinge zone and the other with the Early Cretaceous hinge, are apparent. The southern zone lies south of the Top of Jurassic fault trend due to Early Cretaceous shelf progradation. North of Sable Island, deep withdrawal synclines are associated with salt diapirs in the Abenaki Subbasin. An area of post-"O" Marker volcanics lies over the eastern Orpheus Graben. Oceanic horizon β, dated as Barremian in DSDP (Deep Sea Drilling Project) wells, is mapped as the deep-ocean equivalent of the "O" Marker.

SELECTED BIBLIOGRAPHY

Ascoli, P.
1976: Foraminiferal and ostracod biostratigraphy of the Mesozoic-Cenozoic, Scotian Shelf, Atlantic Canada; in First International Symposium on Benthonic Foraminifera of Continental Margins, Part B, Paleoecology and Biostratigraphy, (ed.) C. T. Schafer and B. R. Pelletier; Maritime Sediments, Special Publication No. 1, p. 653-771.

Barss, M. S., Bujak, J. P., and Williams, G. L.
1979: Palynological zonation and correlation of sixty-seven wells, eastern Canada; Geological Survey of Canada, Paper 78-24, 118 p.

Given, M. M.
1977: Mesozoic and early Cenozoic geology of offshore Nova Scotia; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 25, p. 63-91.

Jansa, L. F. and Wade, J. A.
1975: Geology of the continental margin off Nova Scotia and Newfoundland; in Offshore Geology of Eastern Canada, Volume 2, Regional Geology, (ed.) W. J. M. van der Linden and J. A. Wade; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, v. 2, p. 51-106.

Kent, D. V. and Gradstein, F. M.
1985: A Cretaceous and Jurassic geochronology; Geological Society of America Bulletin, v. 96, p. 1419-1427.

McIver, N. L.
1972: Mesozoic and Cenozoic stratigraphy of the Nova Scotia shelf; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 9, p. 54-70.

Swift, S. A.
1985: Cenozoic geology of the continental slope and rise off western Nova Scotia; Ph.D. thesis, Massachusetts Institute of Technology, Paper 85-34, 188 p.

Wade, J. A. and MacLean, B. C.
1990: The geology of the southeastern margin of Canada, part 2: aspects of the geology of the Scotian Basin from recent seismic and well data; in Geology of the Continental Margin of Eastern Canada, (ed.) M. J. Keen and G. L. Williams; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 2, p. 190-238 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-1).

□

Le marqueur (repère) «O» est une bande de réflexions sismiques correspondant à de minces couches calcaires diachrones de l'Hauterivien au Barrémien. La signature sismique passe d'une réflexion unique dans une grande partie de la plate-forme continentale à une série de réflections puissantes dans la région du Banquereau. L'érosion en bordure du bassin définit la limite septentrionale de l'horizon cartographié. À la bordure méridionale, la réflexion s'affaiblit et se perd finalement à mesure que les calcaires passent à des shales et plongent au-delà du paléoaccore (voir la carte Signature sismique 1 du présent volume). Deux zones de failles, l'une associée à la zone charnière du socle et l'autre à la charnière du Crétacé précoce, sont observables. La zone méridionale se situe au sud de celle du sommet (toit) du Jurassique en raison de la progradation de la plate-forme continentale au Crétacé précoce. Au nord de l'île de Sable, dans le sous-bassin d'Abenaki, des synclinaux de retrait profonds sont associés à des diapirs de sel. Une zone de roches volcaniques plus récentes que le marqueur (repère) «O» s'étend sur la partie orientale du graben Orpheus. L'horizon océanique β, daté du Barrémien dans les puits du Deep Sea Drilling Project (projet de forage en eau profonde), est cartographié comme l'équivalent abyssal du marqueur (repère) «O».

BIBLIOGRAPHIE CHOISIE

Ascoli, P.
1976: Foraminiferal and ostracod biostratigraphy of the Mesozoic-Cenozoic, Scotian Shelf, Atlantic Canada; in First International Symposium on Benthonic Foraminifera of Continental Margins, Part B, Paleoecology and Biostratigraphy, (ed.) C. T. Schafer and B. R. Pelletier; Maritime Sediments, Special Publication No. 1, p. 653-771.

Barss, M. S., Bujak, J. P., et Williams, G. L.
1979: Palynological zonation and correlation of sixty-seven wells, eastern Canada; Geological Survey of Canada, Paper 78-24, 118 p.

Given, M. M.
1977: Mesozoic and early Cenozoic geology of offshore Nova Scotia; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 25, p. 63-91.

Jansa, L. F. et Wade, J. A.
1975: Geology of the continental margin off Nova Scotia and Newfoundland; in Offshore Geology of Eastern Canada, Volume 2, Regional Geology, (ed.) W. J. M. van der Linden and J. A. Wade; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, v. 2, p. 51-106.

Kent, D. V. et Gradstein, F. M.
1985: A Cretaceous and Jurassic geochronology; Geological Society of America Bulletin, v. 96, p. 1419-1427.

McIver, N. L.
1972: Mesozoic and Cenozoic stratigraphy of the Nova Scotia Shelf; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 9, p. 54-70.

Swift, S. A.
1985: Cenozoic geology of the continental slope and rise off western Nova Scotia; Ph.D. thesis, Massachusetts Institute of Technology, Paper 85-34, 188 p.

Wade, J. A. et MacLean, B. C.*
1990: The geology of the southeastern margin of Canada, part 2: aspects of the geology of the Scotian Basin from recent seismic and well data; in Geology of the Continental Margin of Eastern Canada, (ed.) M. J. Keen and G. L. Williams; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 2, p. 190-238 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-1).

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français

□

Energy, Mines and Resources Canada | Énergie, Mines et Ressources Canada

Geological Survey of Canada | Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF STRUCTURE AND ISOPACH 4

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE STRUCTURE ET ISOPAQUES

Bathymetric contours in metres
Lambert Conformal Projection (standard parallels 45° N and 66° N)
Courbes bathymétriques en mètres
Projection conformale de Lambert (parallèles standard 45° N et 66° N)

Scale 1: 1 000 000 Échelle 1/1 000 000

Kilometres Kilomètres
25 0 25 50 75

LEGEND LÉGENDE

Well location
Emplacement des puits

Diapir

Contours (defined, approximate)
Isobathes (définies, approximatives)

Fault
Faille

Area of post-"O" marker volcanics
Zone de roches volcaniques postérieures à la mise en place du repère "O"

CONTINENTAL BASEMENT
SOCLE CONTINENTAL

0
1000
2000
3000
4000
5000
6000
7000
8000

STRUCTURE DEPTH (metres subsea)
PROFONDEUR DE LA SURFACE STRUCTURALE (mètres sous-marins)

DEPOSITIONAL ONLAP EDGE OF "O" MARKER
REBORD DU BISEAU D'AGGRADATION SÉDIMENTAIRE DU REPÈRE "O"

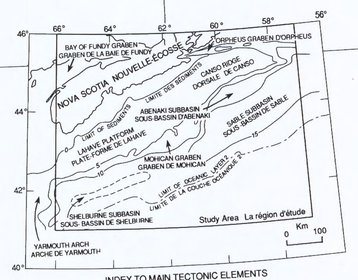
EROSIONAL EDGE OF "O" MARKER
REBORD D'ÉROSION DU REPÈRE "O"

LIMIT OF SEISMIC EVENT DUE TO LOSS OF AMPLITUDE
LIMITE DE L'ÉVÉNEMENT SISMIQUE EN RAISON D'UNE PERTE D'AMPLITUDE

DOWNLAP EDGE
REBORD DU BISEAU DE PROGRADATION

OCEANIC HORIZON β
HORIZON OCÉANIQUE β

Bay of Fundy
Baie de Fundy
NOVA SCOTIA
NOUVELLE-ÉCOSSE
HALIFAX
Sable Island
Île de Sable



INDEX TO MAIN TECTONIC ELEMENTS
PRINCIPAUX ÉLÉMENTS TECTONIQUES
Contour Interval 5 km Equidistance

GEOCHRONOLOGIC UNIT / UNITÉ GÉOCHRONOLOGIQUE			FORMATION	SEISMIC MARKER (deep ocean equivalent) / COUCHE-REPÈRE SISMIQUE (équivalent abyssal)
Quat		Pleist. Holoc		
TERTIARY TERTIAIRE	Neogene Néogène	Pliocene Pliocène		
		Miocene Miocène		
	Paleogene Paléogène	Oligocene Oligocène		
		Eocene Éocène	BANQUEREAU	
		Paleocene Paléocène		
CRETACEOUS CRÉTACÉ	L S	Maastrichtian Maestrichtien		
		Campanian Campanien		
		Santonian Santonien	WYANDOT	Wyandot (A*)
		Coniacian Coniacien		Petrel
		Turonian Turonien	DAWSON CANYON	
		Cenomanian Cénomanien	LOGAN CANYON	
	E I	Albian Albien		
		Aptian Aptien		"O" (β)
		Barremian Barrémien	MISSISAUGA	
		Hauterivian Hauterivien		
		Valanginian Valanginien		
		Berriasian Berriasien		
JURASSIC JURASSIQUE	L S	Tithonian Tithonique		Top of Jurassic (J1) Toit du Jurassique (J1)
		Kimmeridgian Kimméridgien	MIC MAC	
		Oxfordian Oxfordien	ABENAKI	
		Callovian Callovien	VERRILL CANYON	
	M	Bathonian Bathonien		
		Bajocian Bajocien	Scatarie Mbr. Mbr.de Scatarie	Scatarie (J2)
		Aalenian Aalénien		
	E I	Toarcian Toarcien	MOHICAN IROQUOIS	
		Pliensbachian Pliensbachien		
		Sinemurian Sinémurien		Layer 2 Couche 2
		Hettangian Hettangien		
TRIASSIC TRIAS	L S	Norian Norien	ARGO	
		Carnian Camien	EURYDICE	
	M	Ladinian Ladinien		
	E	Anisian Anisien		
		Scythian Scythien		

GENERALIZED STRATIGRAPHY STRATIGRAPHIE GÉNÉRALISÉE

DEPTH TO "O" MARKER AND OCEANIC HORIZON β
PROFONDEUR JUSQU'AU REPÈRE "O" ET À L'HORIZON OCÉANIQUE β

Canada

Geological Survey of Canada

Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF STRUCTURE AND ISOPACH 5 DEPTH TO PETREL MARKER

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE STRUCTURE ET ISOPAQUES PROFONDEUR JUSQU'AU REPÈRE DU MEMBRE DE PETREL

B. C. MacLean

Recommended citation: MacLean, B. C., 1991: Structure and isopach 5: depth to Petrel marker; in East Coast Basin Atlas Series: Scotian Shelf; Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p. 83.

Additional copies of this map may be obtained from the Geological Survey of Canada, Atlantic Geoscience Centre, P. O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2 Canada (Ph: 902-426-2773; FAX: 902-426-4266).

Notation bibliographique conseillée: MacLean, B. C., 1991: Structure et isopaques 5: profondeur jusqu'au repère du Membre de Petrel; dans Série des atlas des bassins de la côte Est: plate-forme Néo-Écossaise; Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada, p. 83.

Des copies supplémentaires de la carte peuvent être obtenues auprès de la Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de l'Atlantique, case postale 1006, Dartmouth (Nouvelle-Écosse) B2Y 4A2 Canada tél (902) 426-2773, facsimilé (902) 426-4266.

The Petrel Member limestone can be correlated over most of the Scotian Shelf and the Grand Banks of Newfoundland. Its seismic expression varies with its thickness; the reflection looses amplitude where the limestone thins and broadens into two strong reflections where the limestone is thickest.

The Petrel marker extends north to its subcrop with the Quaternary sediments at the seafloor or, locally in the northeast corner, to an area of Tertiary channelling. The southern limit occurs where the marker was cut off by erosion seaward of the zone of Wyandot Formation downlap, or at the Tertiary shelf edge. The fault patterns identified on the Top of Jurassic and "O" Marker maps (map sheets Structure and Isopach 3 and 4, this volume) persist to this level, with the southern trend offset southward. Few of the salt diapirs beneath the shelf pierce this level.

SELECTED BIBLIOGRAPHY

Ascoll, P.
1976: Foraminiferal and ostracod biostratigraphy of the Mesozoic-Cenozoic, Scotian Shelf, Atlantic Canada; in First International Symposium on Benthonic Foraminifera of Continental Margins, Part B, Paleoecology and Biostratigraphy, (ed.) C. T. Schafer and B. R. Pelletier; Maritime Sediments, Special Publication No. 1, p. 653-771.

Barss, M. S., Bujak, J. P., and Williams, G. L.
1979: Palynological zonation and correlation of sixty-seven wells, eastern Canada; Geological Survey of Canada, Paper 78-24, 118 p.

Given, M. M.
1977: Mesozoic and early Cenozoic geology of offshore Nova Scotia; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 25, p. 63-91.

Jansa, L. F. and Wade, J. A.
1975: Geology of the continental margin off Nova Scotia and Newfoundland; in Offshore Geology of Eastern Canada, Volume 2, Regional Geology, (ed.) W. J. M. van der Linden and J. A. Wade; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, v. 2, p. 51-106.

McIver, N. L.
1972: Mesozoic and Cenozoic stratigraphy of the Nova Scotia Shelf; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 9, p. 54-70.

Wade, J. A. and MacLean, B. C.
1990: The geology of the southeastern margin of Canada, part 2: aspects of the geology of the Scotian Basin from recent seismic and well data; in Geology of the Continental Margin of Eastern Canada, (ed.) M. J. Keen and G. L. Williams; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 2, p. 190-238 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-1).

□

Le calcaire du Membre de Petrel peut être reconnu sur une grande partie de la plate-forme Néo-Écossaise et des Grands Bancs de Terre-Neuve. Sa signature sismique varie en fonction de son épaisseur; la réflexion perd en amplitude là où le calcaire s'amincit, et deux puissantes réflexions s'observent là où le calcaire est le plus épais.

Le marqueur (repère) de Petrel s'étend au nord jusqu'à son contact discordant avec la base des sédiments quaternaires du fond océanique ou, par endroits dans le nord-est, jusqu'à une zone de ravinement tertiaire. Sa limite méridionale se trouve là où il a été érodée, côté terre de la zone du biseau de progradation de la Formation de Wyandot ou à l'accore tertiaire. La configuration des failles révélée par les cartes du sommet (toit) du Jurassique et du marqueur (repère) «O» (voir les cartes Structure et isopaques 3 et 4 du présent volume) persiste à ce niveau, le système méridional étant décalé vers le sud. Ce niveau n'est percé que par quelques diapirs salifères de la plate-forme continentale.

BIBLIOGRAPHIE CHOISIE

Ascoll, P.
1976: Foraminiferal and ostracod biostratigraphy of the Mesozoic-Cenozoic, Scotian Shelf, Atlantic Canada; in First International Symposium on Benthonic Foraminifera of Continental Margins, Part B, Paleoecology and Biostratigraphy, (ed.) C. T. Schafer and B. R. Pelletier; Maritime Sediments, Special Publication No. 1, p. 653-771.

Barss, M. S., Bujak, J. P., et Williams, G. L.
1979: Palynological zonation and correlation of sixty-seven wells, eastern Canada; Geological Survey of Canada, Paper 78-24, 118 p.

Given, M. M.
1977: Mesozoic and early Cenozoic geology of offshore Nova Scotia; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 25, p. 63-91.

Jansa, L. F. et Wade, J. A.
1975: Geology of the continental margin off Nova Scotia and Newfoundland; in Offshore Geology of Eastern Canada, Volume 2, Regional Geology, (ed.) W. J. M. van der Linden and J. A. Wade; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, v. 2, p. 51-106.

McIver, N. L.
1972: Mesozoic and Cenozoic stratigraphy of the Nova Scotia Shelf; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 9, p. 54-70.

Wade, J. A. and MacLean, B. C.[*]
1990: The geology of the southeastern margin of Canada, part 2: aspects of the geology of the Scotian Basin from recent seismic and well data; in Geology of the Continental Margin of Eastern Canada, (ed.) M. J. Keen and G. L. Williams; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 2, p. 190-238 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-1).

[*] Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français

□

Energy, Mines and Resources Canada | Énergie, Mines et Ressources Canada

Geological Survey of Canada | Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF STRUCTURE AND ISOPACH 5

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE STRUCTURE ET ISOPAQUES

Bathymetric contours in metres
Lambert Conformal Projection (standard parallels 45° N and 66° N)
Courbes bathymétriques en mètres
Projection conforme de Lambert (parallèles standard 45° N et 66° N)

Scale 1: 1 000 000 Échelle 1/1 000 000

Kilometres Kilomètres
25 0 25 50 75

Bay of Fundy Baie de Fundy

NOVA SCOTIA NOUVELLE-ÉCOSSE

HALIFAX

SUBCROP EDGE OF PETREL MEMBER AT QUATERNARY UNCONFORMITY
REBORD DU MEMBRE DE PETREL À LA BASE DE LA SÉQUENCE QUATERNAIRE

Sable Island Île de Sable

EROSIONAL EDGE OF PETREL MEMBER AT TERTIARY UNCONFORMITY
REBORD D'ÉROSION DU MEMBRE DE PETREL À LA DISCORDANCE TERTIAIRE

LEGEND LÉGENDE

Well location
Emplacement des puits

Diapir

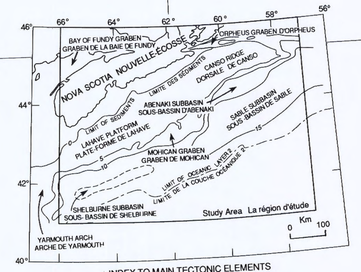
Contours (defined, approximate)
Isopaques (définies, approximatives)

Fault
Faille

CONTINENTAL BASEMENT
SOCLE CONTINENTAL

0
1000
2000
3000

STRUCTURE DEPTH (metres subsea)
PROFONDEUR DE LA SURFACE STRUCTURALE
(mètres sous-marins)



INDEX TO MAIN TECTONIC ELEMENTS
PRINCIPAUX ÉLÉMENTS TECTONIQUES
Contour Interval 5 km Équidistance

DEPTH TO PETREL MARKER PROFONDEUR JUSQU'AU REPÈRE DE PETREL

GEOCHRONOLOGIC UNIT / UNITÉ GÉOCHRONOLOGIQUE			FORMATION	SEISMIC MARKER (deep ocean equivalent) / COUCHE-REPÈRE SISMIQUE (équivalent abyssal)
TERTIARY TERTIAIRE	Quat.	Pleist. Holoc		
	Neogene Néogène	Pliocene Pliocène		
		Miocene Miocène		
	Paleogene Paléogène	Oligocene Oligocène		
		Eocene Éocène	BANQUEREAU	
		Paleocene Paléocène		
CRETACEOUS CRÉTACÉ	L S	Maastrichtian Maestrichtien		
		Campanian Campanien	WYANDOT	Wyandot (A*)
		Santonian Santonien		Petrel
		Coniacian Coniacien	DAWSON CANYON	
		Turonian Turonien		
		Cenomanian Cénomanien	LOGAN CANYON	
	E I	Albian Albien		
		Aptian Aptien		"O" (β)
		Barremian Barrémien	MISSISAUGA	
		Hauterivian Hauterivien		
		Valanginian Valanginien		Top of Jurassic (J1) Toit du Jurassique (J1)
		Berriasian Berriasien		
JURASSIC JURASSIQUE	L S	Tithonian Tithonique	MIC MAC	
		Kimmeridgian Kimméridgien		
		Oxfordian Oxfordien	ABENAKI	
	M	Callovian Callovien		
		Bathonian Bathonien		Scatarie (J2)
		Bajocian Bajocien	Scatarie Mbr. Mbr.de Scatarie	
		Aalenian Aalénien		
	E I	Toarcian Toarcien	MOHICAN IROQUOIS	
		Pliensbachian Pliensbachien		
		Sinemurian Sinémurien		
		Hettangian Hettangien		Layer 2 Couche 2
TRIASSIC TRIAS	L S	Norian Norien	ARGO	
		Carnian Carnien	EURYDICE	
	M	Ladinian Ladinien		
	E	Anisian Anisien		
		Scythian Scythien		

GENERALIZED STRATIGRAPHY STRATIGRAPHIE GÉNÉRALISÉE

Canada

Geological Survey of Canada

Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF STRUCTURE AND ISOPACH 6

DEPTH TO WYANDOT FORMATION AND OCEANIC HORIZON A*

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE STRUCTURE ET ISOPAQUES

PROFONDEUR JUSQU'À LA FORMATION DE WYANDOT ET L'HORIZON OCÉANIQUE A*

B. C. MacLean

Recommended citation: MacLean, B. C., 1991: Structure and isopach 6: depth to Wyandot Formation and oceanic horizon A*; in East Coast Basin Atlas Series: Scotian Shelf; Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p. 85.

Additional copies of this map may be obtained from the Geological Survey of Canada, Atlantic Geoscience Centre, P. O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2 Canada (Ph: 902-426-2773; FAX: 902-426-4266).

Notation bibliographique conseillée: MacLean, B. C., 1991: Structure et isopaques 6: profondeur jusqu'au la Formation de Wyandot et l'horizon océanique A*; dans Série des atlas des bassins de la côte Est: plate-forme Néo-Écossaise; Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada, p. 85.

Des copies supplémentaires de la carte peuvent être obtenues auprès de la Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de l'Atlantique, case postale 1006, Dartmouth (Nouvelle-Écosse) B2Y 4A2 Canada tél (902) 426-2773, facsimilé (902) 426-4266.

The top of the Wyandot Formation generally appears on seismic profiles as a single, strong and clean reflection. The reflection intersects the Mic Mac H-86 well (S95) at 735 ms where the type section is designated between -2355 and -2645 ft (718 and 806 m subsea). Although lithologically distinct, the Formation is revealed by seismic surveys to be diachronous in the Abenaki and Sable subbasins. In the eastern Scotian Shelf, the chalk is restricted to bottomset beds of prograding sequences indicating that regression occurred during deposition of the upper part of the Formation. The seismic correlation is therefore made in the bottomset beds. Local character ties are difficult in this area as the topset beds are sufficiently calcareous to produce strong reflections similar to the Wyandot event.

The Wyandot event fades to the north but eventually subcrops the Quaternary sediments or is cut by Tertiary channels. To the south, Tertiary shelf edge erosion cuts into the Wyandot Formation; the incised nature of the shelf edge is apparent on the map. There is some evidence that the Formation may not be fully eroded in the area of the Tantallon M-41 well (S103) but extends further south. The same tectonic elements are apparent at the Wyandot Formation surface as were present at the Petrel Member marker although some of the faulting has dissipated.

Oceanic horizon A*, associated with a marly limestone to calcareous ooze, was mapped as the deep-ocean equivalent of the Wyandot Formation.

SELECTED BIBLIOGRAPHY

Ascoll, P.
1976: Foraminiferal and ostracod biostratigraphy of the Mesozoic-Cenozoic, Scotian Shelf, Atlantic Canada; in First International Symposium on Benthonic Foraminifera of Continental Margins, Part B, Paleoecology and Biostratigraphy, (ed.) C. T. Schafer and B. R. Pelletier; Maritime Sediments, Special Publication No. 1, p. 653-771.

Barss, M. S., Bujak, J. P., and Williams, G. L.
1979: Palynological zonation and correlation of sixty-seven wells, eastern Canada; Geological Survey of Canada, Paper 78-24, 118 p.

Given, M. M.
1977: Mesozoic and early Cenozoic geology of offshore Nova Scotia; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 25, p. 63-91.

Jansa, L. F. and Wade, J. A.
1975: Geology of the continental margin off Nova Scotia and Newfoundland; in Offshore Geology of Eastern Canada, Volume 2, Regional Geology, (ed.) W. J. M. van der Linden and J. A. Wade; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, v. 2, p. 51-106.

Kent, D. V. and Gradstein, F. M.
1985: A Cretaceous and Jurassic geochronology; Geological Society of America Bulletin, v. 96, p. 1419-1427.

McIver, N. L.
1972: Mesozoic and Cenozoic stratigraphy of the Nova Scotia Shelf; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 9, p. 54-70.

Swift, S. A.
1985: Cenozoic geology of the continental slope and rise off western Nova Scotia; Ph.D. thesis, Massachusetts Institute of Technology, Paper 85-34, 188 p.

Wade, J. A. and MacLean, B. C.
1990: The geology of the southeastern margin of Canada, part 2: aspects of the geology of the Scotian Basin from recent seismic and well data; in Geology of the Continental Margin of Eastern Canada, (ed.) M. J. Keen and G. L. Williams; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 2, p. 190-238 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-1).

□

Le sommet (toit) de la Formation de Wyandot apparaît généralement sur les profils sismiques comme une réflexion unique, puissante et nette. La réflexion intersecte le puits Mic Mac H-86 (S95) à 735 ms à l'endroit où le stratotype a été défini entre -2 355 pi et -2 645 pi (718 m et 806 m sous le niveau marin). Bien que de lithologie distincte, la formation se révèle, sur les profils sismiques, être diachrone dans les sous-bassins d'Abenaki et de Sable. Dans la plate-forme orientale, la craie est limitée aux couches basales des séquenecs de progradation indiquant ainsi que la régression a eu lieu au cours du dépôt de la partie supérieure de la formation. La corrélation sismique est donc établie à partir des couches basales. Les signatures sismiques sont difficiles à corréler localement dans cette région, étant donné que les couches sommitales sont suffisamment calcareuses pour produire des réflexions aussi puissantes que l'événement de Wyandot.

L'événement de Wyandot s'atténue vers le nord mais il finit par être en contact discordant avec la base des sédiments quaternaires ou être découpé par des chenaux tertiaires. Au sud, l'érosion tertiaire de l'accore a entaillé la Formation de Wyandot; le caractère incisé de l'accore est bien mis en évidence sur la carte. Selon certains indices, la formation pourrait ne pas être complètement érodée dans la région du puits Tantallon M-41 (S103) mais se prolongerait plus au sud. On retrouve les mêmes éléments tectoniques à la surface de la Formation de Wyandot qu'à celle du marqueur (repère) de Petrel bien que certaines failles se soient évanouies.

L'horizon océanique A*, associé à un calcaire marneux ou une vase calcareuse, a été cartographié comme l'équivalent abyssal de la Formation de Wyandot.

BIBLIOGRAPHIE CHOISIE

Ascoll, P.
1976: Foraminiferal and ostracod biostratigraphy of the Mesozoic-Cenozoic, Scotian Shelf, Atlantic Canada; in First International Symposium on Benthonic Foraminifera of Continental Margins, Part B, Paleoecology and Biostratigraphy, (ed.) C. T. Schafer and B. R. Pelletier; Maritime Sediments, Special Publication No. 1, p. 653-771.

Barss, M. S., Bujak, J. P., et Williams, G. L.
1979: Palynological zonation and correlation of sixty-seven wells, eastern Canada; Geological Survey of Canada, Paper 78-24, 118 p.

Given, M. M.
1977: Mesozoic and early Cenozoic geology of offshore Nova Scotia; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 25, p. 63-91.

Jansa, L. F. et Wade, J. A.
1975: Geology of the continental margin off Nova Scotia and Newfoundland; in Offshore Geology of Eastern Canada, Volume 2, Regional Geology, (ed.) W. J. M. van der Linden and J. A. Wade; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, v. 2, p. 51-106.

Kent, D. V. et Gradstein, F. M.
1985: A Cretaceous and Jurassic geochronology; Geological Society of America Bulletin, v. 96, p. 1419-1427.

McIver, N. L.
1972: Mesozoic and Cenozoic stratigraphy of the Nova Scotia Shelf; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 9, p. 54-70.

Swift, S. A.
1985: Cenozoic geology of the continental slope and rise off western Nova Scotia; Ph.D. thesis, Massachusetts Institute of Technology, Paper 85-34, 188 p.

Wade, J. A. et MacLean, B. C.
1990: The geology of the southeastern margin of Canada, part 2: aspects of the geology of the Scotian Basin from recent seismic and well data; in Geology of the Continental Margin of Eastern Canada, (ed.) M. J. Keen and G. L. Williams; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 2, p. 190-238 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-1).

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français

□

Energy, Mines and Resources Canada | Énergie, Mines et Ressources Canada

Geological Survey of Canada | Commission géologique du Canada

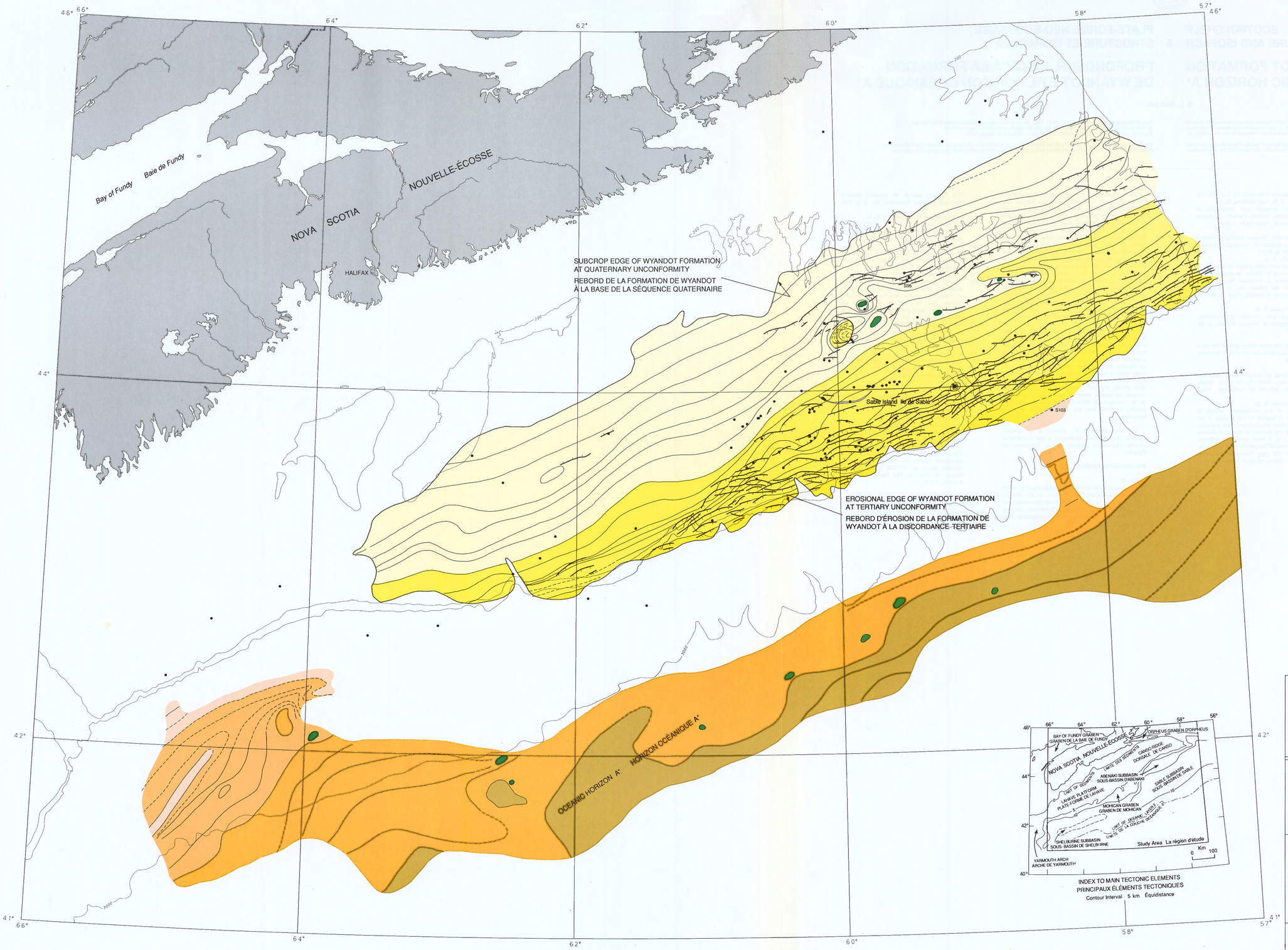
SCOTIAN SHELF STRUCTURE AND ISOPACH 6

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE STRUCTURE ET ISOPAQUES

Bathymetric contours in metres
Lambert Conformal Projection (standard parallels 45° N and 66° N)
Courbes bathymétriques en metres
Projection conforme de Lambert (parallèles standard 45° N et 66° N)

Scale 1: 1 000 000 Échelle 1/1 000 000

Kilometres Kilomètres
25 0 25 50 75



INDEX TO MAIN TECTONIC ELEMENTS
PRINCIPAUX ÉLÉMENTS TECTONIQUES
Contour Interval 5 km Équidistance

LEGEND LÉGENDE

Well location
Emplacement des puits

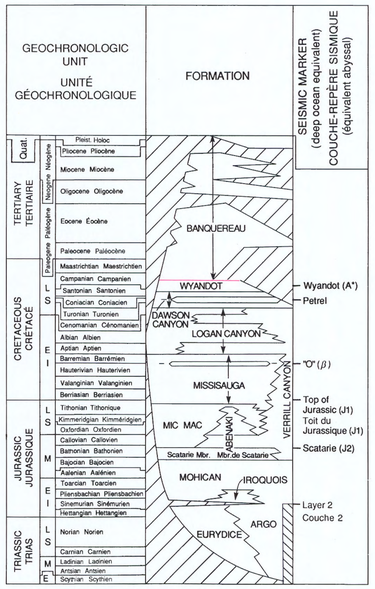
Diapir

Contours (defined, approximate)
Isobathes (définies, approximatives)

Fault
Faille

STRUCTURE DEPTH (metres subsea)
PROFONDEUR DE LA SURFACE STRUCTURALE (mètres sous-marins)

0
1000
2000
3000
4000
5000
6000
7000



GENERALIZED STRATIGRAPHY STRATIGRAPHIE GÉNÉRALISÉE

DEPTH TO WYANDOT FORMATION AND OCEANIC HORIZON A*
PROFONDEUR JUSQU'À LA FORMATION DE WYANDOT ET À L'HORIZON OCÉANIQUE A*

Canada

Geological Survey of Canada

Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF STRUCTURE AND ISOPACH 7

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE STRUCTURE ET ISOPAQUES

ISOPACH MAP OF TOP OF JURASSIC TO BASEMENT AND OCEANIC HORIZON J1 TO LAYER 2

CARTE ISOPAQUE DU TOIT DU JURASSIQUE JUSQU'AU SOCLE ET L'HORIZON OCÉANIQUE J1 JUSQU'À LA COUCHE 2

B. C. MacLean

Recommended citation: MacLean, B.C., 1991: Structure and isopach 7: isopach map of Top of Jurassic to basement and oceanic horizon J1 to Layer 2; in East Coast Basin Atlas Series: Scotian Shelf; Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p. 87.

Additional copies of this map may be obtained from the Geological Survey of Canada, Atlantic Geoscience Centre, P. O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2 Canada (Ph: 902-426-2773; FAX: 902-426-4266).

Notation bibliographique conseillée: MacLean, B.C., 1991: Structure et isopaques 7: carte isopaque du toit du jurassique jusqu'au socle et l'horizon océanique J1 jusqu'au la couche 2; des Série des atlas des bassins de la côte Est: plate-forme Néo-Écossaise; Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada, p. 87.

Des copies supplémentaires de la carte peuvent être obtenues auprès de la Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de l'Atlantique, case postale 1006, Dartmouth (Nouvelle-Écosse) B2Y 4A2 Canada tél (902) 426-2773, facsimilé (902) 426-4266.

This map was made by subtracting the Top of Jurassic and ocean horizon J1 depth contours (see map sheet Structure and Isopach 3, this volume) from the basement and oceanic Layer 2 contours (see map sheet Structure and Isopach 1, this volume) and deleting all faults. The interval includes the synrift sedimentary rocks of the Late Triassic and Early Jurassic and the post-rift Jurassic clastics and carbonates. Areas of thick infilling of the rift grabens of the LaHave Platform and the Orpheus Graben are easily recognized. The contours north and east of Sable Island show the thick wedge of Jurassic sediment deposited into the Sable Subbasin and are dashed to convey the uncertainty of the basement picks.

In the deep-ocean area, the two-kilometre contour outlines the distal limits of two Jurassic depocentres. One, in the southwest, is associated with the Shelburne Subbasin and the other, south of Sable Island, with the Sable Subbasin.

SELECTED BIBLIOGRAPHY

Ascoli, P.
1976: Foraminiferal and ostracod biostratigraphy of the Mesozoic-Cenozoic, Scotian Shelf, Atlantic Canada; in First International Symposium on Benthonic Foraminifera of Continental Margins, Part B, Paleoecology and Biostratigraphy, (ed.) C. T. Schafer and B. R. Pelletier; Maritime Sediments, Special Publication No. 1, p. 653-771.

Barss, M. S., Bujak, J. P., and Williams, G. L.
1979: Palynological zonation and correlation of sixty-seven wells, eastern Canada; Geological Survey of Canada, Paper 78-24, 118 p.

Given, M. M.
1977: Mesozoic and early Cenozoic geology of offshore Nova Scotia; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 25, p. 63-91.

Jansa, L. F. and Wade, J. A.
1975: Geology of the continental margin off Nova Scotia and Newfoundland; in Offshore Geology of Eastern Canada, Volume 2, Regional Geology, (ed.) W. J. M. van der Linden and J. A. Wade; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, v. 2, p. 51-106.

Kent, D. V. and Gradstein, F. M.
1985: A Cretaceous and Jurassic geochronology; Geological Society of America Bulletin, v. 96, p. 1419-1427.

McIver, N. L.
1972: Mesozoic and Cenozoic stratigraphy of the Nova Scotia shelf; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 9, p. 54-70.

Swift, S. A.
1985: Cenozoic geology of the continental slope and rise off western Nova Scotia; Ph.D. thesis, Massachusetts Institute of Technology, Paper 85-34, 188 p.

Wade, J. A. and MacLean, B. C.
1990: The geology of the southeastern margin of Canada, part 2: aspects of the geology of the Scotian Basin from recent seismic and well data; in Geology of the Continental Margin of Eastern Canada, (ed.) M. J. Keen and G. L. Williams; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 2, p. 190-238 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-1).

□

La présente carte a été obtenue en soustrayant les isobathes du sommet (toit) du Jurassique et de l'horizon océanique J1 (voir la carte Structure et isopaques 3 du présent volume) de celles du socle et de la couche océanique 2 (voir la carte Structure et isopaques 1 du présent volume) et en omettant toutes les failles. L'intervalle comprend les roches sédimentaires contemporaines du rifting du Trias tardif et du Jurassique précoce et les roches clastiques et carbonatées postérieures au rifting du Jurassique. Les zones d'accumulations épaisses dans les grabens de l'épisode de rifting de la plate-forme de LaHave et du graben Orpheus sont faciles à identifier. Les isopaques au nord et à l'est de l'île de Sable révèlent l'épais biseau de sédiments jurassiques déposés dans le sous-bassin de Sable et elles sont interrompues pour figurer l'incertitude des valeurs attribuées à la profondeur du socle.

Dans la zone abyssale, l'isopaque de 2 km correspond aux limites distales de deux zones de dépôt maximal du Jurassique. L'une, dans le sud-ouest, est associée au sous-bassin de Shelburne et l'autre, au sud de l'île de Sable, au sous-bassin de Sable.

BIBLIOGRAPHIE CHOISIE

Ascoli, P.
1976: Foraminiferal and ostracod biostratigraphy of the Mesozoic-Cenozoic, Scotian Shelf, Atlantic Canada; in First International Symposium on Benthonic Foraminifera of Continental Margins, Part B, Paleoecology and Biostratigraphy, (ed.) C. T. Schafer and B. R. Pelletier; Maritime Sediments, Special Publication No. 1, p. 653-771.

Barss, M. S., Bujak, J. P., et Williams, G. L.
1979: Palynological zonation and correlation of sixty-seven wells, eastern Canada; Geological Survey of Canada, Paper 78-24, 118 p.

Given, M. M.
1977: Mesozoic and early Cenozoic geology of offshore Nova Scotia; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 25, p. 63-91.

Jansa, L. F. et Wade, J. A.
1975: Geology of the continental margin off Nova Scotia and Newfoundland; in Offshore Geology of Eastern Canada, Volume 2, Regional Geology, (ed.) W. J. M. van der Linden and J. A. Wade; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, v. 2, p. 51-106.

Kent, D. V. et Gradstein, F. M.
1985: A Cretaceous and Jurassic geochronology; Geological Society of America Bulletin, v. 96, p. 1419-1427.

McIver, N. L.
1972: Mesozoic and Cenozoic stratigraphy of the Nova Scotia shelf; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 9, p. 54-70.

Swift, S. A.
1985: Cenozoic geology of the continental slope and rise off western Nova Scotia; Ph.D. thesis, Massachusetts Institute of Technology, Paper 85-34, 188 p.

Wade, J. A. et MacLean, B. C.*
1990: The geology of the southeastern margin of Canada, part 2: aspects of the geology of the Scotian Basin from recent seismic and well data; in Geology of the Continental Margin of Eastern Canada, (ed.) M. J. Keen and G. L. Williams; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 2, p. 190-238 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-1).

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français

□

Energy, Mines and Resources Canada | Énergie, Mines et Ressources Canada

Geological Survey of Canada | Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF STRUCTURE AND ISOPACH 7

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE STRUCTURE ET ISOPAQUES

Bathymetric contours in metres
Lambert Conformal Projection (standard parallels 45° N and 66° N)
Courbes bathymétrique en mètres
Projection conforme de Lambert (parallèles standard 45° N et 66° N)

Scale 1: 1 000 000 Échelle 1/1 000 000

Kilometres Kilomètres
25 0 25 50 75

LEGEND LÉGENDE

Well location
Emplacement des puits

Contours (defined, approximate)
Isopaques (définies, approximatives)

THICKNESS (m)
ÉPAISSEUR (m)
0
2000
4000
6000
8000
10 000
12 000

Bay of Fundy
Baie de Fundy
NOVA SCOTIA
NOUVELLE-ÉCOSSE
HALIFAX
EROSIONAL EDGE OF JURASSIC
REBORD D'ÉROSION DU JURASSIQUE
Sable Island Île de Sable
Montagnais Structure
Structure Montagnais
WESTERN LIMIT OF OCEANIC LAYER 2
LIMITE OUEST DE LA COUCHE OCÉANIQUE 2
OCEANIC HORIZON J1 TO LAYER 2
DE L'HORIZON OCÉANIQUE J1 JUSQU'À LA COUCHE OCÉANIQUE 2

INDEX TO MAIN TECTONIC ELEMENTS
PRINCIPAUX ÉLÉMENTS TECTONIQUES
Contour Interval 5 km Équidistance

BAY OF FUNDY GRABEN
GRABEN DE LA BAIE DE FUNDY
ORPHEUS GRABEN D'ORPHEUS
NOVA SCOTIA NOUVELLE-ÉCOSSE
LIMIT OF REGISTRY
LIMITE DES REGISTRES
CANEO RIDGE
DORSALE DE CANEO
ABENAKI SUBBASIN
SOUS-BASSIN D'ABENAKI
LAHAVE PLATFORM
PLATE-FORME DE LAHAVE
SABLE SUBBASIN
SOUS-BASSIN DE SABLE
MOHICAN GRABEN
GRABEN DE MOHICAN
LIMIT OF SEISMIC LINES
LIMITE DE LA COUCHE OCÉANIQUE J1
SHELBURNE SUBBASIN
SOUS- BASSIN DE SHELBURNE
YARMOUTH ARCH
ARCHE DE YARMOUTH
Study Area La région d'étude
Km 0 100

ISOPACH MAP OF TOP OF JURASSIC TO BASEMENT AND OCEANIC HORIZON J1 TO LAYER 2

CARTE ISOPAQUE, DU TOIT DU JURASSIQUE JUSQU'AU SOCLE ET DE L'HORIZON OCÉANIQUE J1 JUSQU'À LA COUCHE OCÉANIQUE 2

GEOCHRONOLOGIC UNIT / UNITÉ GÉOCHRONOLOGIQUE			FORMATION	SEISMIC MARKER (deep ocean equivalent) / COUCHE-REPÈRE SISMIQUE (équivalent abyssal)
TERTIARY TERTIAIRE	Quat	Pleist. Holoc		
	Neogène	Pliocene Pliocène		
		Miocene Miocène		
	Paléogène	Oligocene Oligocène		
		Eocene Éocène	BANQUEREAU	
		Paleocene Paléocène		
CRETACEOUS CRÉTACÉ	L	Maastrichtian Maastrichtien		
		Campanian Campanien	WYANDOT	Wyandot (A*)
		Santonian Santonien		Petrel
		Coniacian Coniacien	DAWSON CANYON	
		Turonian Turonien	LOGAN CANYON	
	E	Cenomanian Cénomanien		
		Albian Albien		"O" (β)
		Aptian Aptien	MISSISAUGA	
		Barremian Barrémien		
		Hauterivian Hauterivien		
		Valanginian Valanginien		
		Berriasian Berriasien		Top of Jurassic (J1) Toit du Jurassique (J1)
JURASSIC JURASSIQUE	L	Tithonian Tithonique		
		Kimmeridgian Kimméridgien	MIC MAC	
		Oxfordian Oxfordien	ABENAKI	
		Callovian Callovien	VERRILL CANYON	
	M	Bathonian Bathonien		Scatarie (J2)
		Bajocian Bajocien	Scatarie Mbr. Mbr.de Scatarie	
		Aalenian Aalénien	MOHICAN IROQUOIS	
	E	Toarcian Toarcien		
		Pliensbachian Pliensbachien		
		Sinemurian Sinémurien		Layer 2 Couche 2
		Hettangian Hettangien		
TRIASSIC TRIAS	L	Norian Norien	ARGO	
			EURYDICE	
	M	Carnian Carnien		
		Ladinian Ladinien		
	E	Anisian Anisien		
		Scythian Scythien		

GENERALIZED STRATIGRAPHY STRATIGRAPHIE GÉNÉRALISÉE

Canada

Geological Survey of Canada

Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF STRUCTURE AND ISOPACH 8 PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE STRUCTURE ET ISOPAQUES

ISOPACH MAP OF TOP OF JURASSIC TO SCATARIE MEMBER AND OCEANIC HORIZONS J1 TO J2

CARTE ISOPAQUE DU TOIT DU JURASSIQUE JUSQU'AU MEMBRE DE SCATARIE ET DE L'HORIZON OCÉANIQUE J1 JUSQU'À L'HORIZON OCÉANIQUE J2

B. C. MacLean

Recommended citation: MacLean, B. C., 1991: Structure and isopach 8: isopach map of Top of Jurassic to Scatarie Member and oceanic horizons J1 to J2; in East Coast Basin Atlas Series: Scotian Shelf; Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p. 89.

Additional copies of this map may be obtained from the Geological Survey of Canada, Atlantic Geoscience Centre, P. O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2 Canada (Ph: 902-426-2773; FAX: 902-426-4266).

Notation bibliographique conseillée: MacLean, B. C., 1991: Structure et isopaques 8: carte isopaque du toit du Jurassique jusqu'au Membre de Scatarie et de l'horizon océanique J1 jusqu'à l'horizon océanique J2; dans Série des atlas des bassins de la côte Est: plate-forme Néo-Écossaise; Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada, p. 89.

Des copies supplémentaires de la carte peuvent être obtenues auprès de la Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de l'Atlantique, case postale 1006, Dartmouth (Nouvelle-Écosse) B2Y 4A2 Canada tél (902) 426-2773, facsimilé (902) 426-4266.

This map is the result of subtracting the Top of Jurassic and oceanic horizon J1 contours (see map sheet Structure and Isopach 3, this volume) from those of the Scatarie Member and oceanic horizon J2 (see map sheet Structure and Isopach 2, this volume) and deleting all faults. The interval gradually thickens seaward across the LaHave Platform and on the flanks of the Canso Ridge. Synsedimentary salt withdrawal into large salt diapirs, during the Upper Jurassic, has produced areas of very thick sedimentation north of Sable Island.

In the deep-ocean realm, the interval is quite thin in the southwest (~200 m) but thickens to about one kilometre southeast of Sable Island.

SELECTED BIBLIOGRAPHY

Ascoli, P.
1976: Foraminiferal and ostracod biostratigraphy of the Mesozoic-Cenozoic, Scotian Shelf, Atlantic Canada; in First International Symposium on Benthonic Foraminifera of Continental Margins, Part B, Paleoecology and Biostratigraphy, (ed.) C. T. Schafer and B. R. Pelletier; Maritime Sediments, Special Publication No. 1, p. 653-771.

Barss, M. S., Bujak, J. P., and Williams, G. L.
1979: Palynological zonation and correlation of sixty-seven wells, eastern Canada; Geological Survey of Canada, Paper 78-24, 118 p.

Given, M. M.
1977: Mesozoic and early Cenozoic geology of offshore Nova Scotia; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 25, p. 63-91.

Jansa, L. F. and Wade, J. A.
1975: Geology of the continental margin off Nova Scotia and Newfoundland; in Offshore Geology of Eastern Canada, Volume 2, Regional Geology, (ed.) W. J. M. van der Linden and J. A. Wade; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, v. 2, p. 51-106.

Kent, D. V. and Gradstein, F. M.
1985: A Cretaceous and Jurassic geochronology; Geological Society of America Bulletin, v. 96, p. 1419-1427.

McIver, N. L.
1972: Mesozoic and Cenozoic stratigraphy of the Nova Scotia shelf; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 9, p. 54-70.

Swift, S. A.
1985: Cenozoic geology of the continental slope and rise off western Nova Scotia; Ph.D. thesis, Massachusetts Institute of Technology, Paper 85-34, 188 p.

Wade, J. A. and MacLean, B. C.
1990: The geology of the southeastern margin of Canada, part 2: aspects of the geology of the Scotian Basin from recent seismic and well data; in Geology of the Continental Margin of Eastern Canada, (ed.) M. J. Keen and G. L. Williams; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 2, p. 190-238 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-1).

□

La présente carte a été obtenue en soustrayant les isobathes du sommet (toit) du Jurassique et de l'horizon océanique J1 (voir la carte Structure et isopaques 3 du présent volume) de celles du Membre de Scatarie et de l'horizon océanique J2 (voir la carte Structure et isopaques 2 du présent volume) et en omettant toutes les failles. L'intervalle s'épaissit graduellement vers le large à travers la plate-forme de LaHave et sur les flancs de la dorsale Canso. Le déplacement synsédimentaire du sel vers d'imposants diapirs salifères, durant le Jurassique tardif, a produit des zones d'accumulations très épaisses au nord de l'Île de Sable.

Dans le domaine abyssal, l'intervalle est très mince au sud-ouest (environ 200 m), mais il s'épaissit jusqu'à environ un kilomètre au sud-est de l'Île de Sable.

BIBLIOGRAPHIE CHOISIE

Ascoli, P.
1976: Foraminiferal and ostracod biostratigraphy of the Mesozoic-Cenozoic, Scotian Shelf, Atlantic Canada; in First International Symposium on Benthonic Foraminifera of Continental Margins, Part B, Paleoecology and Biostratigraphy, (ed.) C. T. Schafer and B. R. Pelletier; Maritime Sediments, Special Publication No. 1, p. 653-771.

Barss, M. S., Bujak, J. P., et Williams, G. L.
1979: Palynological zonation and correlation of sixty-seven wells, eastern Canada; Geological Survey of Canada, Paper 78-24, 118 p.

Given, M. M.
1977: Mesozoic and early Cenozoic geology of offshore Nova Scotia; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 25, p. 63-91.

Jansa, L. F. et Wade, J. A.
1975: Geology of the continental margin off Nova Scotia and Newfoundland; in Offshore Geology of Eastern Canada, Volume 2, Regional Geology, (ed.) W. J. M. van der Linden and J. A. Wade; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, v. 2, p. 51-106.

Kent, D. V. et Gradstein, F. M.
1985: A Cretaceous and Jurassic geochronology; Geological Society of America Bulletin, v. 96, p. 1419-1427.

McIver, N. L.
1972: Mesozoic and Cenozoic stratigraphy of the Nova Scotia shelf; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 9, p. 54-70.

Swift, S. A.
1985: Cenozoic geology of the continental slope and rise off western Nova Scotia; Ph.D. thesis, Massachusetts Institute of Technology, Paper 85-34, 188 p.

Wade, J. A. et MacLean, B. C.*
1990: The geology of the southeastern margin of Canada, part 2: aspects of the geology of the Scotian Basin from recent seismic and well data; in Geology of the Continental Margin of Eastern Canada, (ed.) M. J. Keen and G. L. Williams; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 2, p. 190-238 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-1).

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français

□

Energy, Mines and Resources Canada | Énergie, Mines et Ressources Canada

Geological Survey of Canada | Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF STRUCTURE AND ISOPACH 8

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE STRUCTURE ET ISOPAQUES

Bathymetric contours in metres
Lambert Conformal Projection (standard parallels 45° N and 66° N)
Courbes bathymétriques en mètres
Projection conforme de Lambert (parallèles standard 45° N et 66° N)

Scale 1: 1 000 000 Échelle 1/1 000 000

Kilometres Kilomètres
25 0 25 50 75

LEGEND LÉGENDE

Well location
Emplacement des puits

Diapir

Contours (defined, approximate)
Isopaques (définies, approximatives)

THICKNESS (m)
ÉPAISSEUR (m)
0
1000
2000
3000
4000
5000

EROSIONAL EDGE
REBORD D'ÉROSION

LIMIT OF SCATARIE SEISMIC MARKER DUE TO TRANSITION TO SHALE FACIES
LIMITE DE LA COUCHE-REPÈRE SISMIQUE DU MEMBRE DE SCATARIE EN RAISON D'UN PASSAGE À DES FACIÈS SHALEUX

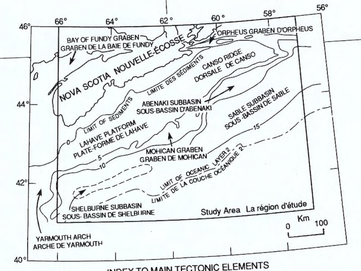
EROSIONAL EDGE OF JURASSIC
REBORD D'ÉROSION DU JURASSIQUE

LIMIT OF SCATARIE SEISMIC MARKER DUE TO THINNING AND ONLAP
LIMITE DU REPÈRE SISMIQUE DE SCATARIE EN RAISON D'UN AMINCISSEMENT ET D'UN BISEAU D'AGGRADATION

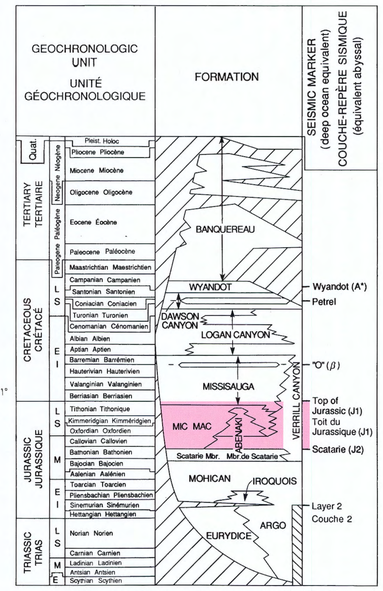
Sable Island Île de Sable

OCEANIC J1 TO J2 INTERVAL
INTERVALLE OCÉANIQUE J1 À J2

Bay of Fundy Baie de Fundy
NOVA SCOTIA NOUVELLE-ÉCOSSE
HALIFAX



INDEX TO MAIN TECTONIC ELEMENTS
PRINCIPAUX ÉLÉMENTS TECTONIQUES
Contour Interval 5 km Équidistance



GENERALIZED STRATIGRAPHY STRATIGRAPHIE GÉNÉRALISÉE

ISOPACH MAP OF TOP OF JURASSIC TO SCATARIE MEMBER AND OCEANIC HORIZONS J1 TO J2

CARTE ISOPAQUE, DU TOIT DU JURASSIQUE JUSQU'AU MEMBRE DE SCATARIE ET DE L'HORIZON OCÉANIQUE J1 JUSQU'À L'HORIZON OCÉANIQUE J2

Canada

Geological Survey of Canada

Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF STRUCTURE AND ISOPACH 9

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE STRUCTURE ET ISOPAQUES

ISOPACH MAP OF "O" MARKER TO TOP OF JURASSIC AND OCEANIC HORIZONS β TO J1

CARTE ISOPAQUE DU REPÈRE "O" JUSQU'AU TOIT DU JURASSIQUE ET DE L'HORIZON OCÉANIQUE β JUSQU'À L'HORIZON OCÉANIQUE J1

B. C. MacLean

Recommended citation: MacLean, B. C., 1991: Structure and isopach 9: isopach map of "O" Marker to Top of Jurassic and oceanic horizons β to J1; in East Coast Basin Atlas Series: Scotian Shelf; Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p. 91.

Additional copies of this map may be obtained from the Geological Survey of Canada, Atlantic Geoscience Centre, P. O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2 Canada (Ph: 902-426-2773; FAX: 902-426-4266).

Notation bibliographique conseillée: MacLean, B. C., 1991: Structure et isopaques 9: carte isopaque du repère "O" jusqu'au toit du jurassique et de l'horizon océanique β jusqu'à l'horizon océanique J1; dans Série des atlas des bassins de la côte Est: plate-forme Néo-Écossaise; Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada, p. 91.

Des copies supplémentaires de la carte peuvent être obtenues auprès de la Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de l'Atlantique, case postale 1006, Dartmouth (Nouvelle-Écosse) B2Y 4A2 Canada tél (902) 426-2773, facsimilé (902) 426-4266.

The interval represented on this map is comprised largely of Missisauga Formation clastics and deep-ocean equivalents. The thick wedge of Missisauga Formation clastics is centred south and west of Sable Island. To the west, this interval thins and becomes more calcareous until it consists largely of the Roseway unit of the Missisauga Formation. The area of thick sedimentation located north of Sable Island is the result of continued salt movement into the diapirs of the Abenaki Subbasin.

SELECTED BIBLIOGRAPHY

Ascoli, P.
1976: Foraminiferal and ostracod biostratigraphy of the Mesozoic-Cenozoic, Scotian Shelf, Atlantic Canada; in First International Symposium on Benthonic Foraminifera of Continental Margins, Part B, Paleoecology and Biostratigraphy, (ed.) C. T. Schafer and B. R. Pelletier; Maritime Sediments, Special Publication No. 1, p. 653-771.

Barss, M. S., Bujak, J. P., and Williams, G. L.
1979: Palynological zonation and correlation of sixty-seven wells, eastern Canada; Geological Survey of Canada, Paper 78-24, 118 p.

Given, M. M.
1977: Mesozoic and early Cenozoic geology of offshore Nova Scotia; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 25, p. 63-91.

Jansa, L. F. and Wade, J. A.
1975: Geology of the continental margin off Nova Scotia and Newfoundland; in Offshore Geology of Eastern Canada, Volume 2, Regional Geology, (ed.) W. J. M. van der Linden and J. A. Wade; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, v. 2, p. 51-106.

Kent, D. V. and Gradstein, F. M.
1985: A Cretaceous and Jurassic geochronology; Geological Society of America Bulletin, v. 96, p. 1419-1427.

McIver, N. L.
1972: Mesozoic and Cenozoic stratigraphy of the Nova Scotia shelf; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 9, p. 54-70.

Swift, S. A.
1985: Cenozoic geology of the continental slope and rise off western Nova Scotia; Ph.D. thesis, Massachusetts Institute of Technology, Paper 85-34, 188 p.

Wade, J. A. and MacLean, B. C.
1990: The geology of the southeastern margin of Canada, part 2: aspects of the geology of the Scotian Basin from recent seismic and well data; in Geology of the Continental Margin of Eastern Canada, (ed.) M. J. Keen and G. L. Williams; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 2, p. 190-238 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-1).

□

L'intervalle représenté sur la présente carte est constitué en grande partie de roches clastiques de la Formation de Missisauga et de ses équivalents abyssaux. L'épais biseau de roches clastiques de la Formation de Missisauga est localisé au sud et à l'ouest de l'île de Sable. À l'ouest, cet intervalle s'amincit et devient plus calcareux jusqu'à ce qu'il corresponde en grande partie à l'unité de Roseway de la Formation de Missisauga. La zone d'accumulations sédimentaires épaisses située au nord de l'île de Sable est le résultat d'un déplacement de sel continu dans les diapirs du sous-bassin d'Abenaki.

BIBLIOGRAPHIE CHOISIE

Ascoli, P.
1976: Foraminiferal and ostracod biostratigraphy of the Mesozoic-Cenozoic, Scotian Shelf, Atlantic Canada; in First International Symposium on Benthonic Foraminifera of Continental Margins, Part B, Paleoecology and Biostratigraphy, (ed.) C. T. Schafer and B. R. Pelletier; Maritime Sediments, Special Publication No. 1, p. 653-771.

Barss, M. S., Bujak, J. P., et Williams, G. L.
1979: Palynological zonation and correlation of sixty-seven wells, eastern Canada; Geological Survey of Canada, Paper 78-24, 118 p.

Given, M. M.
1977: Mesozoic and early Cenozoic geology of offshore Nova Scotia; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 25, p. 63-91.

Jansa, L. F. et Wade, J. A.
1975: Geology of the continental margin off Nova Scotia and Newfoundland; in Offshore Geology of Eastern Canada, Volume 2, Regional Geology, (ed.) W. J. M. van der Linden and J. A. Wade; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, v. 2, p. 51-106.

Kent, D. V. et Gradstein, F. M.
1985: A Cretaceous and Jurassic geochronology; Geological Society of America Bulletin, v. 96, p. 1419-1427.

McIver, N. L.
1972: Mesozoic and Cenozoic stratigraphy of the Nova Scotia shelf; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 9, p. 54-70.

Swift, S. A.
1985: Cenozoic geology of the continental slope and rise off western Nova Scotia; Ph.D. thesis, Massachusetts Institute of Technology, Paper 85-34, 188 p.

Wade, J. A. et MacLean, B. C.*
1990: The geology of the southeastern margin of Canada, part 2: aspects of the geology of the Scotian Basin from recent seismic and well data; in Geology of the Continental Margin of Eastern Canada, (ed.) M. J. Keen and G. L. Williams; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 2, p. 190-238 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-1).

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français

□

Energy, Mines and Resources Canada | Énergie, Mines et Ressources Canada

Geological Survey of Canada | Commission géologique du Canada

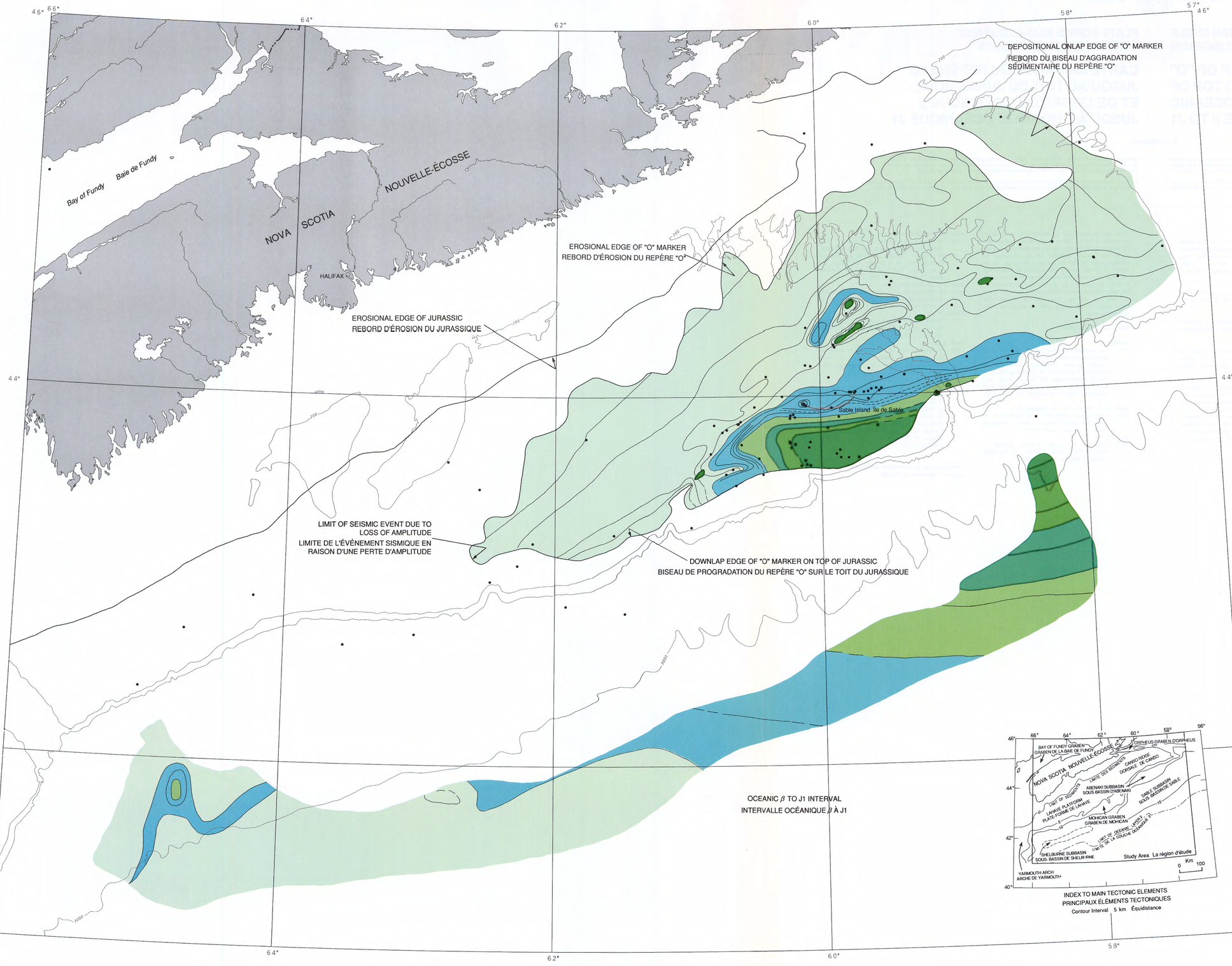
SCOTIAN SHELF STRUCTURE AND ISOPACH 9

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE STRUCTURE ET ISOPAQUES

Bathymetric contours in metres
Lambert Conformal Projection (standard parallels 45° N and 66° N)
Courbes bathymétrique en mètres
Projection conforme de Lambert (parallèles standard 45° N et 66° N)

Scale 1 : 1 000 000 Échelle 1/1 000 000

Kilometres Kilomètres
25 0 25 50 75



LEGEND LÉGENDE

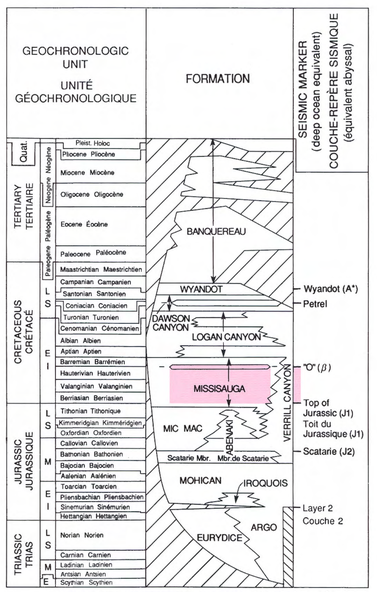
Well location
Emplacement des puits

Diapir

Contours (defined, approximate)
Isopaques (définies, approximatives)

THICKNESS (m)
ÉPAISSEUR (m)
0
1000
2000
3000
4000
5000
6000

INDEX TO MAIN TECTONIC ELEMENTS
PRINCIPAUX ÉLÉMENTS TECTONIQUES
Contour Interval 5 km Équidistance



GENERALIZED STRATIGRAPHY STRATIGRAPHIE GÉNÉRALISÉE

ISOPACH MAP OF "O" MARKER TO TOP OF JURASSIC AND OCEANIC HORIZONS β TO J1

CARTE ISOPAQUE, DU REPÈRE "O" JUSQU'AU TOIT DU JURASSIQUE ET DE L'HORIZON OCÉANIQUE β JUSQU'À L'HORIZON OCÉANIQUE J1

Canada

Geological Survey of Canada

Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF STRUCTURE AND ISOPACH 10

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE STRUCTURE ET ISOPAQUES 10

ISOPACH MAP OF PETREL MARKER TO "O" MARKER

CARTE ISOPAQUE, DU REPÈRE DE PETREL JUSQU'AU REPÈRE "O"

B. C. MacLean

Recommended citation: MacLean, B. C., 1991: Structure and isopach 10: isopach map of Petrel marker to "O" Marker; in East Coast Basin Atlas Series: Scotian Shelf; Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p. 93.

Additional copies of this map may be obtained from the Geological Survey of Canada, Atlantic Geoscience Centre, P. O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2 Canada (Ph: 902-426-2773; FAX: 902-426-4266).

Notation bibliographique conseillée: MacLean, B. C., 1991: Structure et isopaques 11: carte isopaque, du repère de Petrel jusqu'au repère "O"; dans Série des atlas des bassins de la côte Est: plate-forme Néo-Écossaise; Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada, p. 93.

Des copies supplémentaires de la carte peuvent être obtenues auprès de la Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de l'Atlantique, case postale 1006, Dartmouth (Nouvelle-Écosse) B2Y 4A2 Canada tél (902) 426-2773, facsimilé (902) 426-4266.

This map is the result of subtracting the Petrel marker depth contours (see map sheet Structure and Isopach 5, this volume) form those of the "O" Marker (see map sheet Structure and Isopach 4, this volume) and deleting the faults. This interval includes the uppermost Missisauga Formation, the Logan Canyon Formation, and the lowermost Dawson Canyon Formation including the Petrel Member limestone. Regular seaward thickening of this interval culminates in a depocentre south and west of Sable Island, and the area of thick sedimentation to the north attests to continued growth of the Abenaki Subbasin diapirs.

SELECTED BIBLIOGRAPHY

Ascoli, P.
1976: Foraminiferal and ostracod biostratigraphy of the Mesozoic-Cenozoic, Scotian Shelf, Atlantic Canada; in First International Symposium on Benthonic Foraminifera of Continental Margins, Part B, Paleoecology and Biostratigraphy, (ed.) C. T. Schafer and B. R. Pelletier; Maritime Sediments, Special Publication No. 1, p. 653-771.

Barss, M. S., Bujak, J. P., and Williams, G. L.
1979: Palynological zonation and correlation of sixty-seven wells, eastern Canada; Geological Survey of Canada, Paper 78-24, 118 p.

Given, M. M.
1977: Mesozoic and early Cenozoic geology of offshore Nova Scotia; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 25, p. 63-91.

Jansa, L. F. and Wade, J. A.
1975: Geology of the continental margin off Nova Scotia and Newfoundland; in Offshore Geology of Eastern Canada, Volume 2, Regional Geology, (ed.) W. J. M. van der Linden and J. A. Wade; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, v. 2, p. 51-106.

McIver, N. L.
1972: Mesozoic and Cenozoic stratigraphy of the Nova Scotia shelf; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 9, p. 54-70.

Wade, J. A. and MacLean, B. C.
1990: The geology of the southeastern margin of Canada, part 2: aspects of the geology of the Scotian Basin from recent seismic and well data; in Geology of the Continental Margin of Eastern Canada, (ed.) M. J. Keen and G. L. Williams; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 2, p. 190-238 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-1).

□

La présente carte a été obtenue en soustrayant les isobathes du marqueur (repère) de Petrel (voir la carte Structure et isopaques 5 dans le présent volume) de celles du marqueur (repère) «O» (voir la carte Structure et isopaques 4 du présent volume) et en omettant toutes les failles. Cet intervalle comprend la partie sommitale de la Formation de Missisauga, la Formation de Logan Canyon, y compris le calcaire du Membre de Petrel. Un épaississement régulier vers le large de cet intervalle culmine dans une zone de dépôt maximal au sud et à l'ouest de l'île de Sable, et la zone d'accumulations sédimentaires épaisses au nord atteste de la croissance continue des diapirs dans le sous-bassin d'Abenaki.

BIBLIOGRAPHIE CHOISIE

Ascoli, P.
1976: Foraminiferal and ostracod biostratigraphy of the Mesozoic-Cenozoic, Scotian Shelf, Atlantic Canada; in First International Symposium on Benthonic Foraminifera of Continental Margins, Part B, Paleoecology and Biostratigraphy, (ed.) C. T. Schafer and B. R. Pelletier; Maritime Sediments, Special Publication No. 1, p. 653-771.

Barss, M. S., Bujak, J. P., et Williams, G. L.
1979: Palynological zonation and correlation of sixty-seven wells, eastern Canada; Geological Survey of Canada, Paper 78-24, 118 p.

Given, M. M.
1977: Mesozoic and early Cenozoic geology of offshore Nova Scotia; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 25, p. 63-91.

Jansa, L. F. et Wade, J. A.
1975: Geology of the continental margin off Nova Scotia and Newfoundland; in Offshore Geology of Eastern Canada, Volume 2, Regional Geology, (ed.) W. J. M. van der Linden and J. A. Wade; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, v. 2, p. 51-106.

McIver, N. L.
1972: Mesozoic and Cenozoic stratigraphy of the Nova Scotia shelf; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 9, p. 54-70.

Wade, J. A. et MacLean, B. C.[1]
1990: The geology of the southeastern margin of Canada, part 2: aspects of the geology of the Scotian Basin from recent seismic and well data; in Geology of the Continental Margin of Eastern Canada, (ed.) M. J. Keen and G. L. Williams; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 2, p. 190-238 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-1).

[1] Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français

□

Energy, Mines and Resources Canada | Énergie, Mines et Ressources Canada

Geological Survey of Canada | Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF STRUCTURE AND ISOPACH 10

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE STRUCTURE ET ISOPAQUES

Bathymetric contours in metres
Lambert Conformal Projection (standard parallels 45° N and 66° N)
Courbes bathymétriques en mètres
Projection conforme de Lambert (parallèles standard 45° N et 66° N)

Scale 1: 1 000 000 Échelle 1/1 000 000

Kilometres Kilomètres

25 0 25 50 75

LEGEND LÉGENDE

Well location
Emplacement des puits

Diapir

Contours (defined, approximate)
Isopaques (définies, approximatives)

THICKNESS (m)
ÉPAISSEUR (m)

0
500
1000
1500
2000
2500

DEPOSITIONAL ONLAP EDGE OF "O" MARKER
REBORD DU BISEAU D'AGGRADATION SÉDIMENTAIRE DU REPÈRE "O"

EROSIONAL EDGE OF "O"MARKER
REBORD D'ÉROSION DU REPÈRE "O"

SUBCROP EDGE OF PETREL MEMBER AT QUATERNARY UNCONFORMITY
REBORD DU MEMBRE DE PETREL À LA BASE DE LA SÉQUENCE QUATERNAIRE

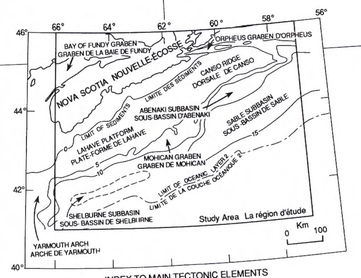
LIMIT OF SEISMIC EVENT DUE TO LOSS OF AMPLITUDE
LIMITE DE L'ÉVÉNEMENT SISMIQUE EN RAISON D'UNE PERTE D'AMPLITUDE

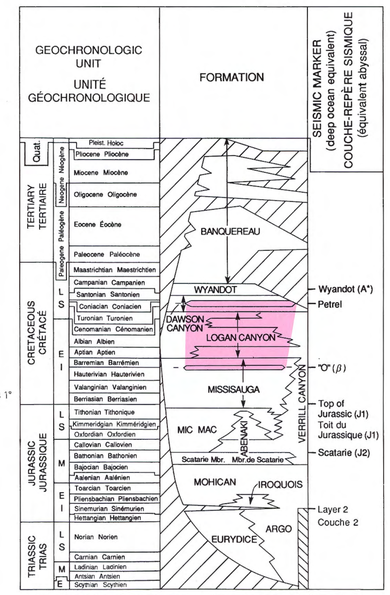
DOWNLAP EDGE OF "O" MARKER
REBORD DU BISEAU DE PROGRADATION DU REPÈRE "O"

EROSIONAL EDGE OF PETREL MEMBER AT TERTIARY UNCONFORMITY
REBORD D'ÉROSION DU MEMBRE DE PETREL À LA DISCORDANCE TERTIAIRE

Bay of Fundy
Baie de Fundy
NOVA SCOTIA
NOUVELLE-ÉCOSSE
HALIFAX
Sable Island Île de Sable

INDEX TO MAIN TECTONIC ELEMENTS
PRINCIPAUX ÉLÉMENTS TECTONIQUES
Contour Interval 5 km Équidistance





GENERALIZED STRATIGRAPHY STRATIGRAPHIE GÉNÉRALISÉE

ISOPACH MAP OF PETREL MARKER TO "O" MARKER
CARTE ISOPAQUE, DU REPÈRE DE PETREL JUSQU'AU REPÈRE "O"

Canada

Geological Survey of Canada

Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF STRUCTURE AND ISOPACH 11

ISOPACH MAP OF WYANDOT FORMATION TO PETREL MARKER

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE STRUCTURE ET ISOPAQUES

CARTE ISOPAQUE, DE LA FORMATION DE WYANDOT JUSQU'AU REPÈRE DE PETREL

B. C. MacLean

Recommended citation: MacLean, B. C., 1991: Structure and isopach 11: isopach map of Wyandot Formation to Petrel marker; in East Coast Basin Atlas Series: Scotian Shelf; Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p. 95.

Additional copies of this map may be obtained from the Geological Survey of Canada, Atlantic Geoscience Centre, P. O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2 Canada (Ph: 902-426-2773; FAX: 902-426-4266).

Notation bibliographique conseillée: MacLean, B. C., 1991: Structure et isopaques 11: carte isopaque, de la Formation de Wyandot jusqu'au repère de Petrel; dans Série des atlas des bassins de la côte Est: plate-forme Néo-Écossaise; Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada, p. 95.

Des copies supplémentaires de la carte peuvent être obtenues auprès de la Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de l'Atlantique, case postale 1006, Dartmouth (Nouvelle-Écosse) B2Y 4A2 Canada tél (902) 426-2773, facsimilé (902) 426-4266.

This map was generated by subtracting the Wyandot Formation depth contours (see map sheet Structure and Isopach 6, this volume) from those of the Petrel marker (see map sheet Structure and Isopach 5, this volume) and deleting all faults. The interval includes the upper part of the Dawson Canyon Formation and the Wyandot Formation. It is marginally thicker along a central southwest-northeast axis and is thickest in the southeast corner. Four salt diapirs penetrate this interval.

SELECTED BIBLIOGRAPHY

Ascoll, P.
1976: Foraminiferal and ostracod biostratigraphy of the Mesozoic-Cenozoic, Scotian Shelf, Atlantic Canada; in First International Symposium on Benthonic Foraminifera of Continental Margins, Part B, Paleoecology and Biostratigraphy, (ed.) C. T. Schafer and B. R. Pelletier; Maritime Sediments, Special Publication No. 1, p. 653-771.

Barss, M. S., Bujak, J. P., and Williams, G. L.
1979: Palynological zonation and correlation of sixty-seven wells, eastern Canada; Geological Survey of Canada, Paper 78-24, 118 p.

Given, M. M.
1977: Mesozoic and early Cenozoic geology of offshore Nova Scotia; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 25, p. 63-91.

Jansa, L. F. and Wade, J. A.
1975: Geology of the continental margin off Nova Scotia and Newfoundland; in Offshore Geology of Eastern Canada, Volume 2, Regional Geology, (ed.) W. J. M. van der Linden and J. A. Wade; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, v. 2, p. 51-106.

McIver, N. L.
1972: Mesozoic and Cenozoic stratigraphy of the Nova Scotia shelf; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 9, p. 54-70.

Wade, J. A. and MacLean, B. C.
1990: The geology of the southeastern margin of Canada, part 2: aspects of the geology of the Scotian Basin from recent seismic and well data; in Geology of the Continental Margin of Eastern Canada, (ed.) M. J. Keen and G. L. Williams; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 2, p. 190-238 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-1).

□

La présente carte a été obtenue en soustrayant les isobathes de la Formation de Wyandot (voir la carte Structure et isopaques 6 du présent volume) de celles du marqueur (repère) de Petrel (voir la carte Structure et isopaques 5 du présent volume) et en omettant toutes les failles. L'intervalle comprend la partie supérieure des formations de Dawson Canyon et de Wyandot. Elle est légèrement plus épaisse le long d'un axe central sud-ouest-nord-est et atteint son épaisseur maximale dans le coin sud-est. Quatre diapirs de sel pénètrent dans cet intervalle.

BIBLIOGRAPHIE CHOISIE

Ascoll, P.
1976: Foraminiferal and ostracod biostratigraphy of the Mesozoic-Cenozoic, Scotian Shelf, Atlantic Canada; in First International Symposium on Benthonic Foraminifera of Continental Margins, Part B, Paleoecology and Biostratigraphy, (ed.) C. T. Schafer and B. R. Pelletier; Maritime Sediments, Special Publication No. 1, p. 653-771.

Barss, M. S., Bujak, J. P., et Williams, G. L.
1979: Palynological zonation and correlation of sixty-seven wells, eastern Canada; Geological Survey of Canada, Paper 78-24, 118 p.

Given, M. M.
1977: Mesozoic and early Cenozoic geology of offshore Nova Scotia; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 25, p. 63-91.

Jansa, L. F. et Wade, J. A.
1975: Geology of the continental margin off Nova Scotia and Newfoundland; in Offshore Geology of Eastern Canada, Volume 2, Regional Geology, (ed.) W. J. M. van der Linden and J. A. Wade; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, v. 2, p. 51-106.

McIver, N. L.
1972: Mesozoic and Cenozoic stratigraphy of the Nova Scotia shelf; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 9, p. 54-70.

Wade, J. A. et MacLean, B. C.
1990: The geology of the southeastern margin of Canada, part 2: aspects of the geology of the Scotian Basin from recent seismic and well data; in Geology of the Continental Margin of Eastern Canada, (ed.) M. J. Keen and G. L. Williams; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 2, p. 190-238 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-1).

---

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français

□

Energy, Mines and Resources Canada | Énergie, Mines et Ressources Canada

Geological Survey of Canada | Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF STRUCTURE AND ISOPACH 11

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE STRUCTURE ET ISOPAQUES

Bathymetric contours in metres
Lambert Conformal Projection (standard parallels 45° N and 66° N)
Courbes bathymétriques en mètres
Projection conforme de Lambert (parallèles standard 45° N et 66° N)

Scale 1: 1 000 000 Échelle 1/1 000 000

Kilometres Kilomètres
25 0 25 50 75

LEGEND LÉGENDE

Well location
Emplacement des puits

Diapir

Contours (defined, approximate)
Isopaques (définies, approximatives)

THICKNESS (m)
ÉPAISSEUR (m)
0
200
400
600

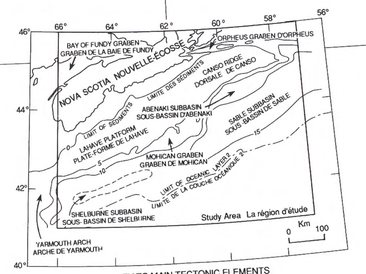
Bay of Fundy Baie de Fundy
NOVA SCOTIA NOUVELLE-ÉCOSSE
HALIFAX
Sable Island Île de Sable

SUBCROP EDGE OF PETREL MEMBER AT QUATERNARY UNCONFORMITY
REBORD DU MEMBRE DE PETREL À LA BASE DE LA SÉQUENCE QUATERNAIRE

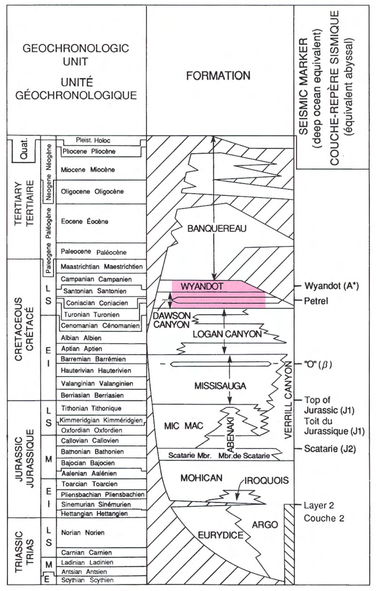
SUBCROP EDGE OF WYANDOT FORMATION AT QUATERNARY UNCONFORMITY
REBORD DE LA FORMATION DE WYANDOT À LA BASE DE LA SÉQUENCE QUATERNAIRE

EROSIONAL EDGE OF WYANDOT FORMATION AT TERTIARY UNCONFORMITY
REBORD D'ÉROSION DE LA FORMATION DE WYANDOT À LA DISCORDANCE TERTIAIRE

EROSIONAL EDGE OF PETREL MEMBER AT TERTIARY UNCONFORMITY
REBORD D'ÉROSION DU MEMBRE DE PETREL À LA DISCORDANCE TERTIAIRE



INDEX TO MAIN TECTONIC ELEMENTS
PRINCIPAUX ÉLÉMENTS TECTONIQUES
Contour Interval 5 km Équidistance



GENERALIZED STRATIGRAPHY STRATIGRAPHIE GÉNÉRALISÉE

ISOPACH MAP OF WYANDOT FORMATION TO PETREL MARKER
CARTE ISOPAQUE, DE LA FORMATION DE WYANDOT JUSQU'AU REPÈRE DE PETREL

Canada

Geological Survey of Canada

Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF SEISMIC EXPRESSION 1 CROSS-SECTIONS A-A', B-B' AND C-C'

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE 1 SIGNATURE SISMIQUE COUPES TRANSVERSALES A-A', B-B' ET C-C'

B. C. MacLean

Contributors: P. A. Ascoli and E. H. Davies

Collaborateurs: P. A. Ascoli et E. H. Davies

Recommended citation: MacLean, B.C., 1991: Seismic expression 1: cross-sections A-A', B-B' and C-C'; in East Coast Basin Atlas Series: Scotian Shelf; Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p. 97.

Additional copies of this map may be obtained from the Geological Survey of Canada, Atlantic Geoscience Centre, P. O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2 Canada (Ph: 902-426-2773; FAX: 902-426-4266).

Notation bibliographique conseillée: MacLean, B.C., 1991: Signature sismique 1: coupes transversales A-A', B-B' and C-C'; dans Série des atlas des bassins de la côte Est: plate-forme Néo-Écossaise; Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada, p. 97.

Des copies supplémentaires de la carte peuvent être obtenues auprès de la Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de l'Atlantique, case postale 1006, Dartmouth (Nouvelle-Écosse) B2Y 4A2 Canada tél (902) 426-2773, facsimilé (902) 426-4266.

CROSS-SECTION A-A'

Seismic cross-section A-A' (Fig. 2) extends from the western LaHave Platform, through the Bonnet P-23 well and south to the inner part of the Slope Diapiric Province of the Shelburne Subbasin (see Fig. 1). The shelf portion shows thick, tilted synrift sediments below the post-rift unconformity and the faulting of the Jurassic and Lower Cretaceous shelf edge. The Lower Cretaceous section, which thickens and changes facies toward the Sable Island area, is the carbonate facies of the Roseway unit and here is quite thin. The paleo-shelf edge was coincident with the carbonate bank edge through the Middle Jurassic and Lower Cretaceous. Severe Tertiary shelf edge erosion reached the Roseway unit.

The deep-water portion shows a thick Tertiary succession and a relatively thin Cretaceous section. The Jurassic section is structured over diapirs which are positioned progressively higher in the seaward direction.

CROSS-SECTION B-B'

Seismic line B-B' (Fig. 3) extends from the Naskapi N-30 well on the edge of the Naskapi Graben Complex of the LaHave Platform to the Slope Diapiric Province (see Fig. 1). Synrift sediments fill basement grabens and are separated from onlapping Jurassic rocks by the post-rift unconformity. In the Mohican Graben, volcanics intersected in the Glooscap C-63 well produce a characteristic strong reflection. A basement ridge is interpreted to underlie the Moheida P-15 well which bottomed in synrift Eurydice Formation redbeds but, due to the similarities of their seismic velocities, the Eurydice Formation / basement interface does not produce a reflection. Thick Mohican Formation clastics prograde seaward of the Moheida Ridge and are topped by the Scatarie Member limestone.

The Missisauga Formation, which comprises thick clastics in the Sable Island area, is represented here by the carbonate/shale facies of the Roseway unit. At the Acadia K-62 well, the Roseway unit limestone produces the strong reflection which defines the bank edge. In addition to the Cretaceous Roseway unit, thick carbonates drilled at this well include the Jurassic Abenaki Formation. The paleo-shelf edge did not move during this time, as the seismic time line defined by the top of Roseway unit can be traced down the front of the carbonate bank.

Shelf edge erosion during the Upper Cretaceous and Tertiary reached the level of the bank edge and deep Tertiary channeling can be seen near the Moheida P-15 well.

Mesozoic faulting, north of the basement hinge line, was restricted to some minor late adjustments within the synrift sediments. Faults, south of the hinge zone, are due to subsidence into the depocentre and related to the diapirism of the Slope Diapiric Province.

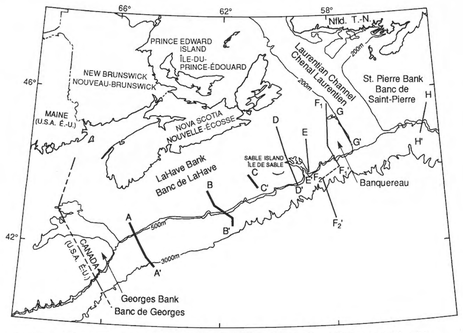


FIGURE 1. Index map illustrating the location of seismic cross-sections; the sections presented on this map sheet are highlighted

FIGURE 1. Carte de localisation indiquant la position des coupes transversales sismiques; les coupes montrées sur la présente carte sont mises en relief.

CROSS-SECTION C-C'

Seismic line C-C' (Fig. 4) extends from the LaHave Platform, and passes through the Demascota G-32 well into the Sable Subbasin (see Fig. 1). An abrupt facies change from the carbonates of the Abenaki Formation bank to the clastics of the nearby Sable Island delta, extends the Upper Jurassic shelf more than 15 km seaward of the bank edge to beyond the end of the line.

Lower Cretaceous rocks are represented by a series of progradations extending from the Top of Jurassic immediately above the "O" Marker which abruptly shales-out at its paleo-shelf edge.

SELECTED REFERENCE

Wade, J. A. and MacLean, B. C.
1990: The geology of the southeastern margin of Canada; Chapter 5 in Geology of the Continental Margin of Eastern Canada, (ed.) M. J. Keen and G. L. Williams; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 2, p. 167-238 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-1).

□

COUPE A-A'

La coupe sismique A-A' (fig. 2) s'étend depuis la plate-forme de LaHave occidentale jusqu'à la partie interne de la province diapirique du talus du sous-bassin de Shelburne (voir la fig. 1) en passant par le puits Bonnet P-23. La partie de la coupe qui traverse la plate-forme présente d'épais sédiments contemporains du rifting inclinés sous la discordance postérieure au rifting et des failles qui affectent la bordure de la plate-forme du Jurassique et du Crétacé inférieur. La tranche du Crétacé inférieur, qui s'épaissit et dont le faciès change en direction de l'Île de Sable, est le faciès de roches carbonatées de l'unité de Roseway et elle est ici très mince. La bordure de la paléoplate-forme coïncidait avec la bordure du banc carbonaté du Jurassique moyen et du Crétacé inférieur. Une intense érosion de la bordure de la plate-forme au Tertiaire a atteint l'unité de Roseway.

La partie de la coupe située en eau profonde présente une épaisse succession tertiaire et une tranche du Crétacé relativement mince. La tranche du Jurassique est déformée structuralement au-dessus des diapirs qui se situent progressivement à des niveaux plus élevés en direction du large.

COUPE B-B'

Le profil sismique B-B' (fig. 3) s'étend du puits Naskapi N-30 à la bordure du complexe du graben Naskapi de la plate-forme de LaHave jusqu'à la province diapirique du talus (voir la fig. 1). Des sédiments contemporains du rifting remplissent les grabens du socle et sont séparés des roches du biseau d'agradation du Jurassique par la discordance postérieure au rifting. Dans le graben Mohican, les roches volcaniques recoupées dans le puits Glooscap C-63 produisent une puissante réflexion caractéristique. L'interprétation indique qu'une crête du socle est sous-jacente au puits Moheida P-15 qui a atteint les couches rouges contemporaines du rifting de la Formation d'Eurydice, mais en raison de la similarité des vitesses sismiques l'interface entre la Formation d'Eurydice et le socle ne produit aucune réflexion. Les épaisses roches clastiques de la Formation de Mohican s'avancent vers le large depuis la dorsale Moheida et sont recouvertes par le calcaire du Membre de Scatarie.

La Formation de Missisauga, constituée d'épaisses roches clastiques dans la région de l'Île de Sable, est ici représentée par le faciès de roches carbonatées et shales de l'unité de Roseway. Au puits Acadia K-62, le calcaire de l'unité de Roseway produit une puissante réflexion qui définit la bordure du banc. En plus de l'unité de Roseway du Crétacé, les épaisses roches carbonatées recoupées par ce puits englobent la Formation d'Abenaki du Jurassique. La bordure de la paléoplate-forme ne s'est pas déplacée à cette époque et la limite chronologique sismique définie par le sommet de l'unité de Roseway peut être suivie vers le bas le long de la bordure du banc carbonaté.

L'érosion de la bordure de la plate-forme au Crétacé tardif et au Tertiaire a atteint le niveau de la bordure du banc et un intense ravinement tertiaire peut être observé à proximité du puits Moheida P-15.

La formation de failles au Mésozoïque au nord de la charnière du socle a été limitée à certains rajustements mineurs tardifs à l'intérieur des sédiments contemporains du rifting. Les failles au sud de la zone charnière sont attribuables à la subsidence de la zone de dépôt maximal et reliées au diapirisme de la province diapirique du talus.

COUPE C-C'

Le profil sismique C-C' (fig. 4) s'étend de la plate-forme de LaHave jusqu'au sous-bassin de Sable (voir la fig. 1) en passant par le puits Demascota G-32. Un brusque changement de faciès, des roches carbonatées du banc de la Formation d'Abenaki aux roches clastiques du delta adjacent de l'Île de Sable, prolonge la plate-forme du Jurassique supérieur de plus de 15 km au large de la bordure du banc, au-delà de la limite du profil.

Les roches du Crétacé inférieur sont représentées par une succession de biseaux de progradation s'étendant du sommet du Jurassique jusqu'au-dessus du marqueur (repère) «O» qui passe rapidement à des shales à la bordure de la paléoplate-forme.

RÉFÉRENCE CHOISIE

Wade, J. A. et MacLean, B. C.*
1990: The geology of the southeastern margin of Canada; Chapter 5 in Geology of the Continental Margin of Eastern Canada, (ed.) M. J. Keen and G. L. Williams; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 2, p. 167-238 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-1).

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français

□

Energy, Mines and Resources Canada | Énergie, Mines et Ressources Canada

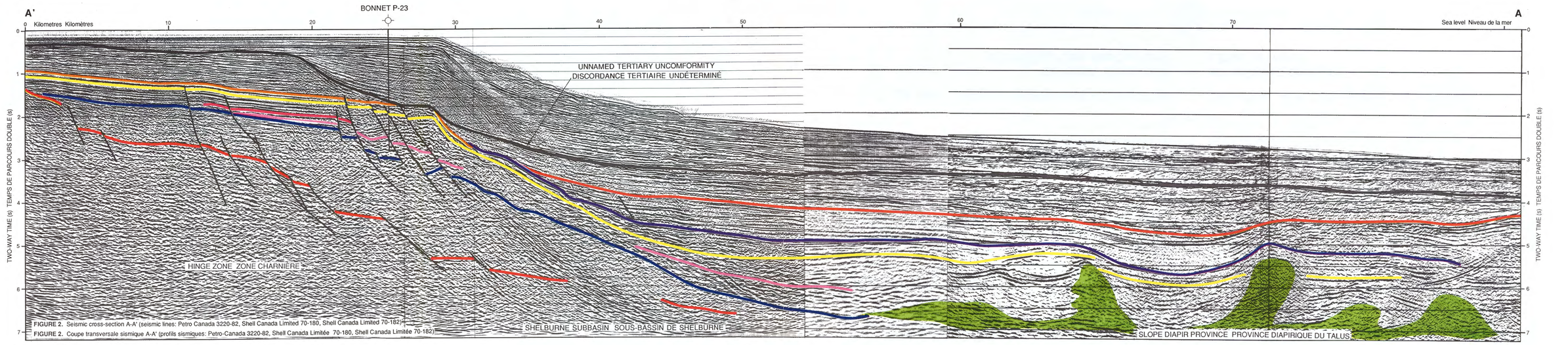


FIGURE 2. Seismic cross-section A-A' (seismic lines: Petro Canada 3220-82, Shell Canada Limited 70-180, Shell Canada Limited 70-182)

FIGURE 2. Coupe transversale sismique A-A' (profils sismiques: Petro-Canada 3220-82, Shell Canada Limitée 70-180, Shell Canada Limitée 70-182)

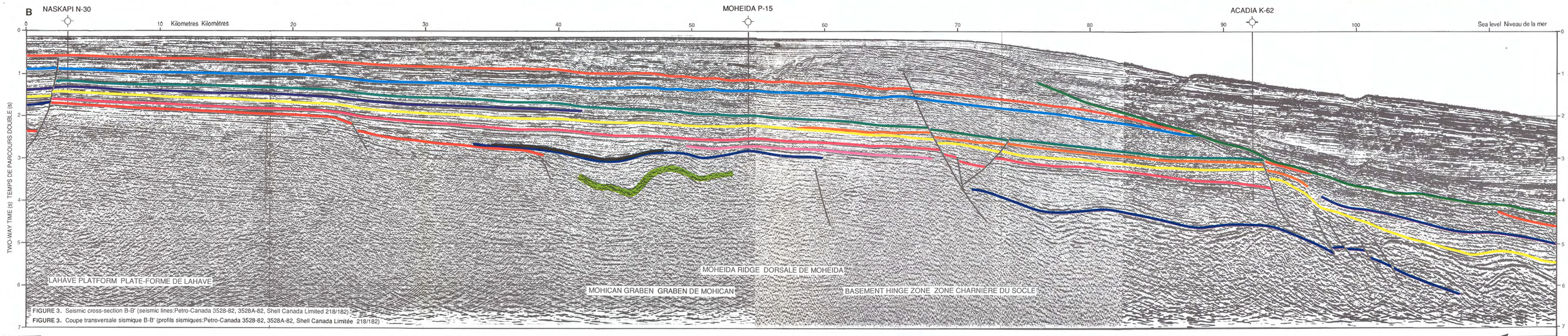
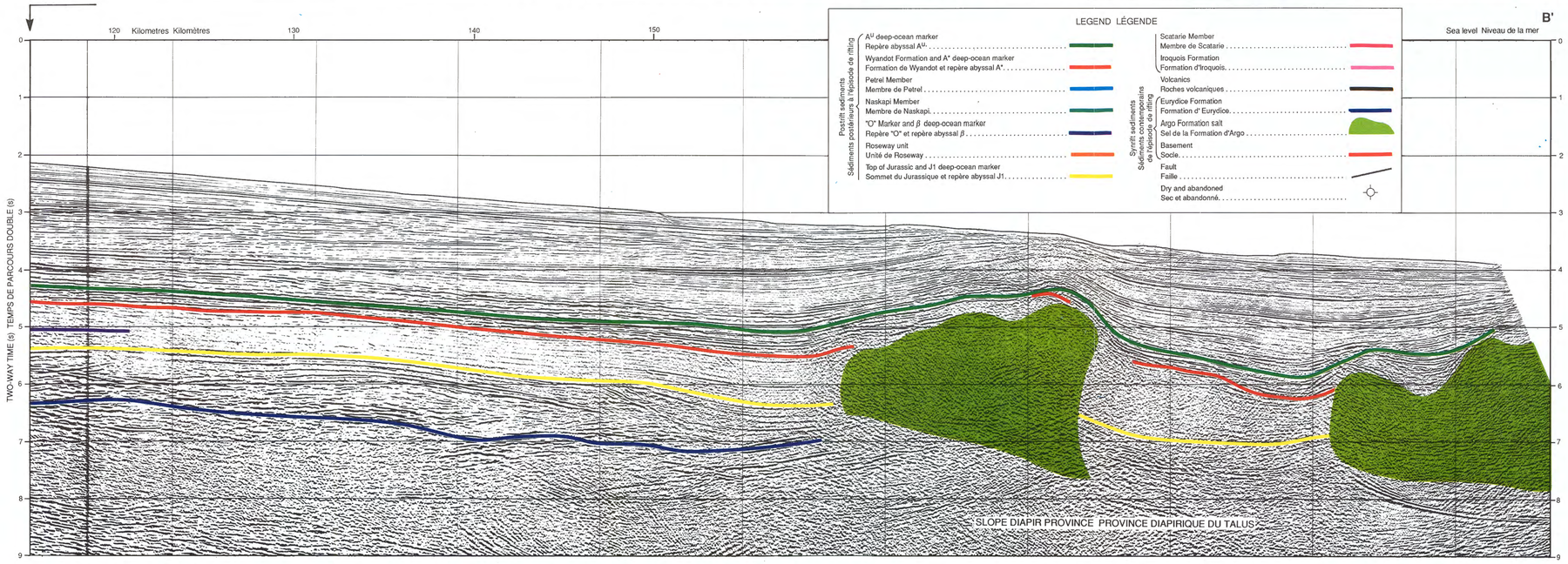


FIGURE 3. Seismic cross-section B-B' (seismic lines:Petro-Canada 3528-82, 3528A-82, Shell Canada Limited 218/182)

FIGURE 3. Coupe transversale sismique B-B' (profils sismiques:Petro-Canada 3528-82, 3528A-82, Shell Canada Limitée 218/182)



LEGEND LÉGENDE

Postrift sediments / Sédiments postérieurs à l'épisode de rifting

- A^U deep-ocean marker / Repère abyssal A^U
- Wyandot Formation and A^* deep-ocean marker / Formation de Wyandot et repère abyssal A^*
- Petrel Member / Membre de Petrel
- Naskapi Member / Membre de Naskapi
- "O" Marker and β deep-ocean marker / Repère "O" et repère abyssal β
- Roseway unit / Unité de Roseway
- Top of Jurassic and J1 deep-ocean marker / Sommet du Jurassique et repère abyssal J1

Synrift sediments / Sédiments contemporains de l'épisode de rifting

- Scatarie Member / Membre de Scatarie
- Iroquois Formation / Formation d'Iroquois
- Volcanics / Roches volcaniques
- Eurydice Formation / Formation d' Eurydice
- Argo Formation salt / Sel de la Formation d'Argo
- Basement / Socle
- Fault / Faille
- Dry and abandoned / Sec et abandonné

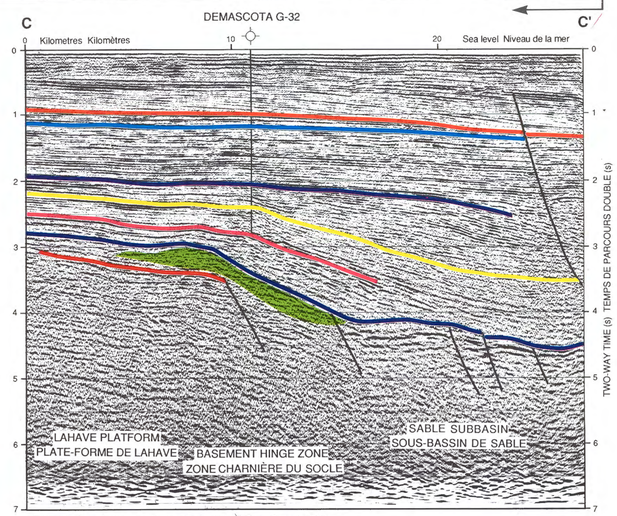


FIGURE 4. Seismic cross-section C-C' (seismic line: Petro-Canada 3506)

FIGURE 4. Coupe transversale sismique C-C' (profil sismique: Petro-Canada 3506)

Refer to back of map sheet for location map.
Se référer au verso pour la carte de localisation.

SCOTIAN SHELF SEISMIC EXPRESSION 1 CROSS-SECTIONS A-A', B-B' AND C-C'

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE SIGNATURE SISMIQUE 1 COUPES TRANSVERSALES A-A', B-B' ET C-C'

Canada

Geological Survey of Canada | Commission géologique du Canada

Geological Survey of Canada

Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF SEISMIC EXPRESSION 2

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE SIGNATURE SISMIQUE

CROSS-SECTIONS D-D' AND E-E'

COUPES TRANSVERSALES D-D' ET E-E'

B. C. MacLean

Contributor: P. A. Ascoli

Collaborateur: P. A. Ascoli

Recommended citation: MacLean, B.C., 1991: Seismic expression 2: cross-sections D-D' and E-E'; in East Coast Basin Atlas Series: Scotian Shelf; Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p. 99.

Additional copies of this map may be obtained from the Geological Survey of Canada, Atlantic Geoscience Centre, P. O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2 Canada (Ph: 902-426-2773; FAX: 902-426-4266).

Notation bibliographique conseillée: MacLean, B.C., 1991: Signature sismique 2: coupes transversales D-D' et E-E'; dans Série des atlas des bassins de la côte Est: plate-forme Néo-Écossaise; Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada, p. 99.

Des copies supplémentaires de la carte peuvent être obtenues auprès de la Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de l'Atlantique, case postale 1006, Dartmouth (Nouvelle-Écosse) B2Y 4A2 Canada tél (902) 426-2773, facsimilé (902) 426-4266.

CROSS-SECTION D-D'

Seismic cross-section D-D' (Fig. 1) extends south from the eastern LaHave Platform, through the Venture field to the present shelf edge (see Fig. 3). Mesozoic beds onlap the stable LaHave Platform. The northern fault zone is part of a regional trend associated with the basement hinge zone. Salt features of the Abenaki Subbasin give way to the thick prograding Mesozoic sediments of the Sable Subbasin. The Abenaki bank shown on map sheet Seismic Expression 1 (this volume) is not present on this and following map sheets Seismic Expression 3 and 4 (this volume). Here, the Jurassic is represented by a predominantly clastic facies although the presence of strong reflectors and drilling information provide evidence for carbonate beds within the section.

The Mesozoic structuring within the Sable Subbasin is due exclusively to listric normal faulting. The faults affect progressively younger sediments from north to south within the Sable Subbasin.

CROSS-SECTION E-E'

Seismic line E-E' (Fig. 2) extends from the flank of the Canso Ridge to near the present shelf edge (see Fig. 3). It shows the seismic expression and distribution of Jurassic carbonates east of the main Abenaki bank. The reflection produced by the Middle Jurassic Scatarie Member limestone looses strength just south of the Canso Ridge. A zone of bright reflections, attributed to increased carbonate content, climbs progressively through the Jurassic section from the Scatarie Member on the Canso Ridge to the uppermost Abenaki Formation at the Citadel H-52 well. The zone ends abruptly at the Southwest Banquereau F-34 well.

Two regional fault trends, noted in the accompanying text of map sheets Structure and Isopach 3 to 6 (this volume), are seen near the Tuscarora D-61 and Southwest Banquereau F-34 wells. Syndepositional faulting is largely restricted to the Jurassic section until mid-way between Citadel H-52 and Southwest Banquereau F-34 where it suddenly extends into the Tertiary.

Seismic refraction data near Citadel H-52 indicate a 5.42 km/s layer at a reflection time of 5.5 s (9 km) and a 6.3 km/s layer at 8.15 s (16 km). Either can be considered valid basement velocities but the deeper level is chosen here based on the interpretation of the regional seismic data and the common occurrence in wells of Jurassic sediment with velocities in excess of 5.5 km/s.

SELECTED BIBLIOGRAPHY

Keen, C. E. and Cordsen, A.
1981: Crustal structure, seismic stratigraphy, and rift processes of the continental margin off eastern Canada: ocean bottom seismic refraction results off Nova Scotia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 1523-1538.

Wade, J. A. and MacLean, B. C.
1990: The geology of the southeastern Margin of Canada; Chapter 5 in Geology of the Continental Margin of Eastern Canada, (ed.) M. J. Keen and G. L. Williams; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 2, p. 167-238 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-1).

□

COUPE D-D'

La coupe sismique D-D' (fig. 1) s'étend vers le sud depuis la plate-forme de LaHave orientale jusqu'à la bordure actuelle de la plate-forme (voir la fig. 3) en passant par le champ Venture. Des couches du Mésozoïque forment un biseau d'agradation sur la plate-forme de LaHave stable. La zone de failles septentrionale appartient à un système régional associé à la zone charnière du socle. Les structures de sel du sous-bassin d'Abenaki font place aux épais sédiments mésozoïques de progradation du sous-bassin de Sable. Le banc d'Abenaki représenté sur la carte Signature sismique 1 (du présent volume) n'apparaît ni sur la présente carte ni sur les suivantes (Signature sismique 3 et 4 du présent volume). Ici, le Jurassique est représenté par un faciès à dominante clastique, bien que la présence de puissants réflecteurs et que les données de forage fournissent des indices de l'existence de couches de roches carbonatées à l'intérieur de cette tranche.

À l'intérieur du sous-bassin de Sable, la déformation structurale du Mésozoïque est exclusivement attribuable aux failles listriques normales. Les failles touchent progressivement des sédiments plus jeunes du nord vers le sud à l'intérieur du sous-bassin de Sable.

COUPE E-E'

Le profil sismique E-E' (fig. 2) s'étend du flanc de la dorsale Canso jusqu'à proximité de la bordure de la plate-forme actuelle (voir la fig. 3). Elle présente la signature sismique et la répartition des roches carbonatées du Jurassique à l'est du banc d'Abenaki principal. La réflexion produite par le calcaire du Membre de Scatarie du Jurassique moyen perd de sa puissance juste au sud de la dorsale Canso. Une zone de réflexions brillantes attribuées à une augmentation de la teneur de roches carbonatées, remonte progressivement dans la tranche du Jurassique depuis le Membre de Scatarie sur la dorsale Canso jusqu'à la partie sommitale de la Formation d'Abenaki au puits Citadel H-52. Elle se termine brusquement au puits Southwest Banquereau F-34.

Deux systèmes de failles régionales dont il est fait mention dans les textes d'accompagnement des cartes Structure et isopaques 3 à 6 (du présent volume) sont observables près des puits Tuscarora D-61 et Southwest Banquereau F-34. Les failles synsédimentaires sont en grande partie confinées à la tranche jurassique jusqu'à mi-chemin entre les puits Citadel H-52 et Southwest Banquereau F-34 où elles se prolongent soudainement dans les couches du Tertiaire.

Les données de sismique-réfraction obtenues près du puits Citadel H-52 indiquent la présence d'une couche à vitesse de 5,42 km/s à un temps de réflexion de 5,5 s (9 km) et une couche à vitesse de 6,3 km/s à 8,15 s (16 km). L'une ou l'autre de ces vitesses pourrait représenter la vitesse dans le socle, mais la plus profonde est retenue ici d'après l'interprétation des données sismiques régionales et d'après la présence commune dans les puits, de sédiments du Jurassique dans lesquels les vitesses sont supérieures à 5,5 km/s.

BIBLIOGRAPHIE CHOISIE

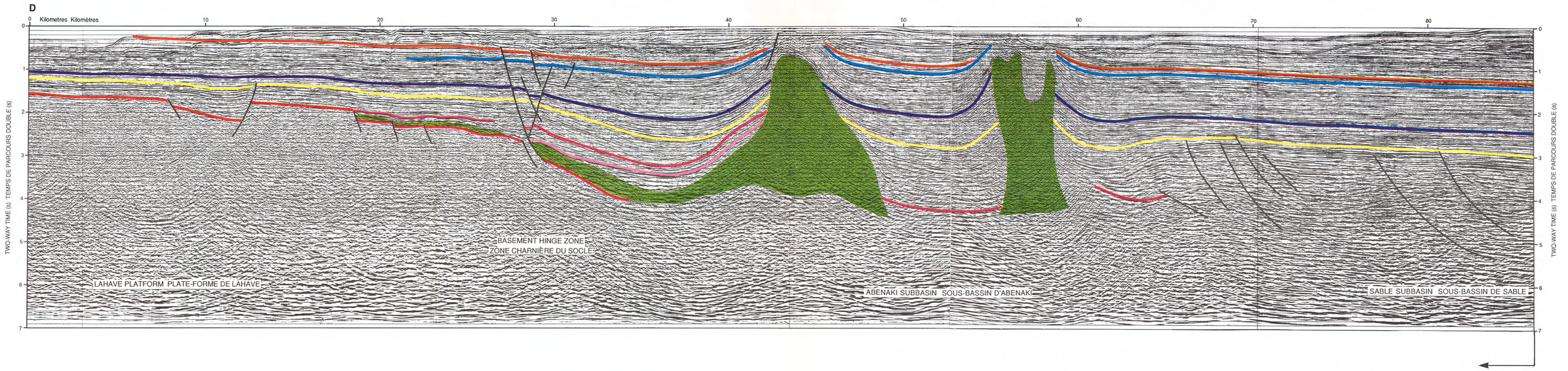
Keen, C. E. et Cordsen, A.
1981: Crustal structure, seismic stratigraphy, and rift processes of the continental margin off eastern Canada: ocean bottom seismic refraction results off Nova Scotia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 1523-1538.

Wade, J. A. et MacLean, B. C.*
1990: The geology of the southeastern Margin of Canada; Chapter 5 in Geology of the Continental Margin of Eastern Canada, (ed.) M. J. Keen and G. L. Williams; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 2, p. 167-238 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-1).

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français

□

Energy, Mines and Resources Canada
Énergie, Mines et Ressources Canada



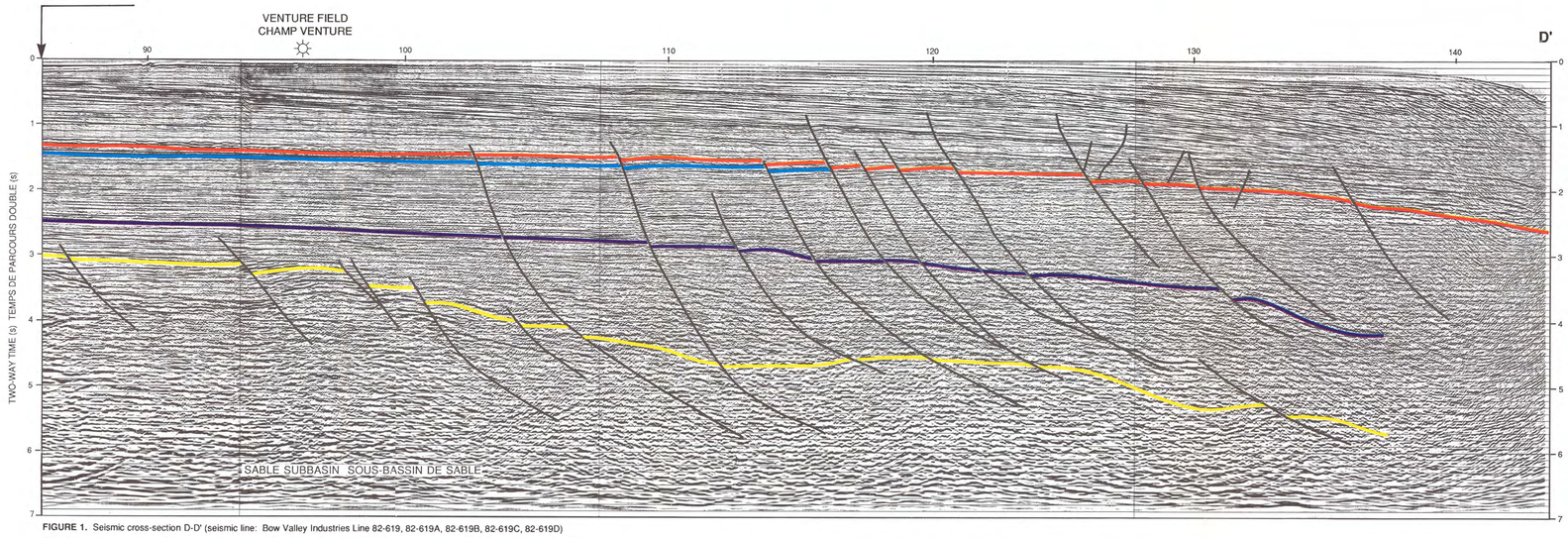


FIGURE 1. Seismic cross-section D-D' (seismic line: Bow Valley Industries Line 82-619, 82-619A, 82-619B, 82-619C, 82-619D)

FIGURE 1. Coupe transversale sismique D-D' (profil sismique: Bow Valley Industries profil 82-619, 82-619A, 82-619B, 82-619C, 82-619D)

LEGEND LÉGENDE

- Wyandot Formation / Formation de Wyandot
- Petrel Member / Membre de Petrel
- "O" Marker / Repère "O"
- Top of Jurassic / Sommet du Jurassique
- Scatarie Member / Membre de Scatarie
- Iroquois Formation / Formation de Iroquois
- Argo Formation salt / Sel de la Formation d'Argo
- Basement / Socle
- Zone of Upper Jurassic carbonates / Zone de roches carbonatées du Jurassique supérieur
- Fault / Faille
- Dry and abandoned / Sec et abandonné
- Gas show / Indice de gaz

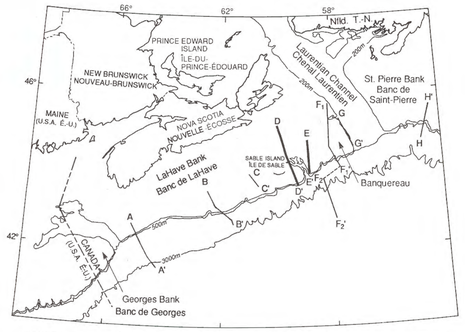


FIGURE 3. Index map indicating location of seismic cross-sections; the sections displayed on this sheet are highlighted.

FIGURE 3. Carte de localisation indiquant la position des coupes transversales sismiques; les coupes montrées sur la présente carte sont mises en relief.

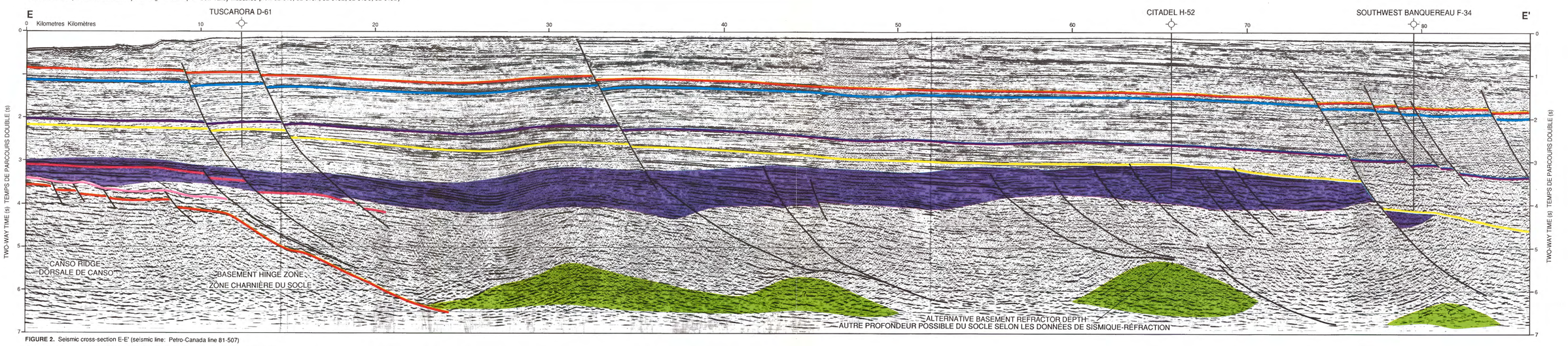


FIGURE 2. Seismic cross-section E-E' (seismic line: Petro-Canada line 81-507)

FIGURE 2. Coupe transversale sismique E-E' (profil sismique: profil 81-507 de Pétro-Canada)

SCOTIAN SHELF SEISMIC EXPRESSION 2 CROSS-SECTIONS D-D' AND E-E'

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE SIGNATURE SISMIQUE 2 COUPES TRANSVERSALES D-D' ET E-E'

Canada

Geological Survey of Canada
Commission géologique du Canada

Geological Survey of Canada

Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF SEISMIC EXPRESSION 3 CROSS-SECTION F_1-F_2'

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE SIGNATURE SISMIQUE 3 COUPE TRANSVERSALE F_1-F_2'

B. C. MacLean

Recommended citation: MacLean, B.C., 1991: Seismic expression 3: cross-section F_1-F_2'; in East Coast Basin Atlas Series: Scotian Shelf; Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p. 101.

Additional copies of this map may be obtained from the Geological Survey of Canada, Atlantic Geoscience Centre, P. O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2 Canada (Ph: 902-426-2773; FAX: 902-426-4266).

Notation bibliographique conseillée: MacLean, B.C., 1991: Signature sismique 3: coupe transversale F_1-F_2'; dans Série des atlas des bassins de la côte Est: plate-forme Néo-Écossaise; Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada, p. 101.

Des copies supplémentaires de la carte peuvent être obtenues auprès de la Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de l'Atlantique, case postale 1006, Dartmouth (Nouvelle-Écosse) B2Y 4A2 Canada tél (902) 426-2773, facsimilé (902) 426-4266.

This composite section (Figs. 1 and 2) extends from the Canso Ridge across the Abenaki and Sable subbasins into the deep-ocean realm. It is one of the few lines which pass across the trend of the Slope Diapiric Province without encountering large diapirs. As such, the section provides an opportunity to tie together shelf and deep-ocean markers. The offset within the section is unfortunate, but necessary, as not many lines provide useful data across the upper slope (Fig. 3).

The shelf portion of this section also shows many of the features displayed on cross-section E-E' of map sheet Seismic Expression 2 (this volume). On the deep-water portion (140-180 km) an unconformity separates tilted synrift beds from flat-lying early Jurassic sediments. This surface is time equivalent with the first oceanic basalts of oceanic Layer 2 that has a diagnostic hyperbolic reflection surface. The shallower reflections were correlated from the DSDP 105 hole located in the northern Hatteras Abyssal Plain; the interpretation is consistent with those of Swift (1985) and Ebinger and Tucholke (1988). Highly disturbed Lower Cretaceous beds (160-205 km) are interpreted as distal, possibly overpressured, shales. The absence of salt in the synrift section deprived this area of the material necessary to produce the large diapirs common in the Slope Diapiric Province. An unidentified reflection below oceanic Layer 2 is shown here as basement, to present one of several possible interpretations. Calculated depths below sea level are given at several locations in the deep-water portion of the section.

SELECTED BIBLIOGRAPHY

Barss, M. S., Bujak, J. P., and Williams, G. L.
1979: Palynological zonation and correlation of sixty-seven wells, eastern Canada; Geological Survey of Canada, Paper 78-24, 118 p.

Ebinger, C. J. and Tucholke, B. E.
1988: Marine geology of Sohm Basin, Canadian Atlantic margin; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 72, p. 1450-1468.

Freidenreich, O. R.
1987: A regional seismic reflection profile in the Scotian Basin, offshore Nova Scotia; in Sedimentary Basins and Basin-Forming Mechanisms, (ed.) C. Beaumont and A. J. Tankard; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 12, p. 71-73.

Parsons, M. G.
1975: The geology of the Laurentian Fan and the Scotian Rise; in Canada's Continental Margins and Offshore Petroleum Exploration, (ed.) C. J. Yorath, E. R. Parker, and D. J. Glass; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 4, p. 155-167.

Swift, S. A.
1985: Cenozoic geology of the continental slope and rise off western Nova Scotia; Ph.D. thesis, Massachusetts Institute of Technology, Paper 85-34, 188 p.

Wade, J. A. and MacLean, B. C.
1990: The geology of the southeastern Margin of Canada; Chapter 5 in Geology of the Continental Margin of Eastern Canada, (ed.) M. J. Keen and G. L. Williams; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 2, p. 167-238 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-1).

□

Cette coupe composite (fig. 1 et 2) s'étend de la dorsale Canso jusqu'au domaine océanique abyssal en passant par les sous-bassins d'Abenaki et de Sable. Elle est l'un des très rares profils recoupant l'axe de la province diapirique du talus sans traverser de gros diapirs et offre ainsi une occasion de rattacher les marqueurs (repères) du domaine abyssal à ceux de la plate-forme. Le décalage de la coupe est regrettable, mais nécessaire puisque seulement quelques profils fournissent des données utiles du talus supérieur (fig. 3).

Dans la partie de la plate-forme de la coupe, sont représentées un grand nombre des caractéristiques montrées sur la coupe E-E' de la carte Signature sismique 2 (du présent volume). Dans le secteur abyssal (140 à 180 km), une discordance sépare les couches contemporaines du rifting inclinées, des sédiments du Jurassique précoce reposant à plat. Cette surface est chronologiquement équivalente aux premiers basaltes océaniques de la couche océanique 2 qui présente une surface de réflexion hyperbolique caractéristique. Les réflexions les moins profondes ont été mises en corrélation avec les données obtenues au trou DSDP 105 situé dans la plaine abyssale d'Hatteras septentrionale; l'interprétation est conforme à celles de Swift (1985) et d'Ebinger et Tucholke (1988). Des couches très perturbées du Crétacé inférieur (160 à 205 km) sont interprétées comme étant constituées de shales distaux, peut-être en état de surpression. L'absence de sel dans la tranche contemporaine du rifting a privé cette région des matériaux nécessaires pour la production des gros diapirs communs dans la province diapirique du talus. Une réflexion non identifiée sous la couche océanique 2 est ici présentée comme le socle, ce qui constitue l'une des nombreuses interprétations possibles. Les profondeurs calculées sous le niveau marin sont données pour plusieurs endroits de la partie abyssale de la coupe.

BIBLIOGRAPHIE CHOISIE

Barss, M. S., Bujak, J. P., et Williams, G. L.
1979: Palynological zonation and correlation of sixty-seven wells, eastern Canada; Geological Survey of Canada, Paper 78-24, 118 p.

Ebinger, C. J. et Tucholke, B. E.
1988: Marine geology of Sohm Basin, Canadian Atlantic margin; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 72, p. 1450-1468.

Freidenreich, O. R.
1987: A regional seismic reflection profile in the Scotian Basin, offshore Nova Scotia; in Sedimentary Basins and Basin-Forming Mechanisms, (ed.) C. Beaumont and A. J. Tankard; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 12, p. 71-73.

Parsons, M. G.
1975: The geology of the Laurentian Fan and the Scotian Rise; in Canada's Continental Margins and Offshore Petroleum Exploration, (ed.) C. J. Yorath, E. R. Parker, and D. J. Glass; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 4, p. 155-167.

Swift, S. A.
Massachusetts Institute of Technology, Paper 85-34, 188 p.

Wade, J. A. et MacLean, B. C.*
1990: The geology of the southeastern Margin of Canada; Chapter 5 in Geology of the Continental Margin of Eastern Canada, (ed.) M. J. Keen and G. L. Williams; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 2, p. 167-238 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-1).

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français

□

Energy, Mines and Resources Canada | Énergie, Mines et Ressources Canada

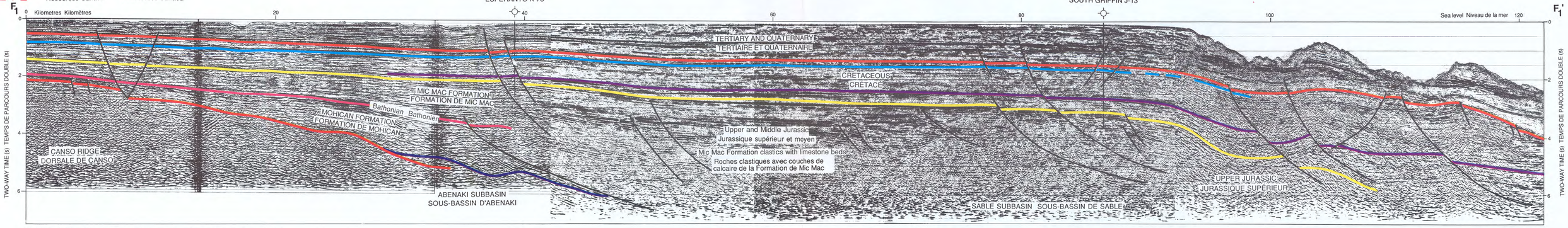
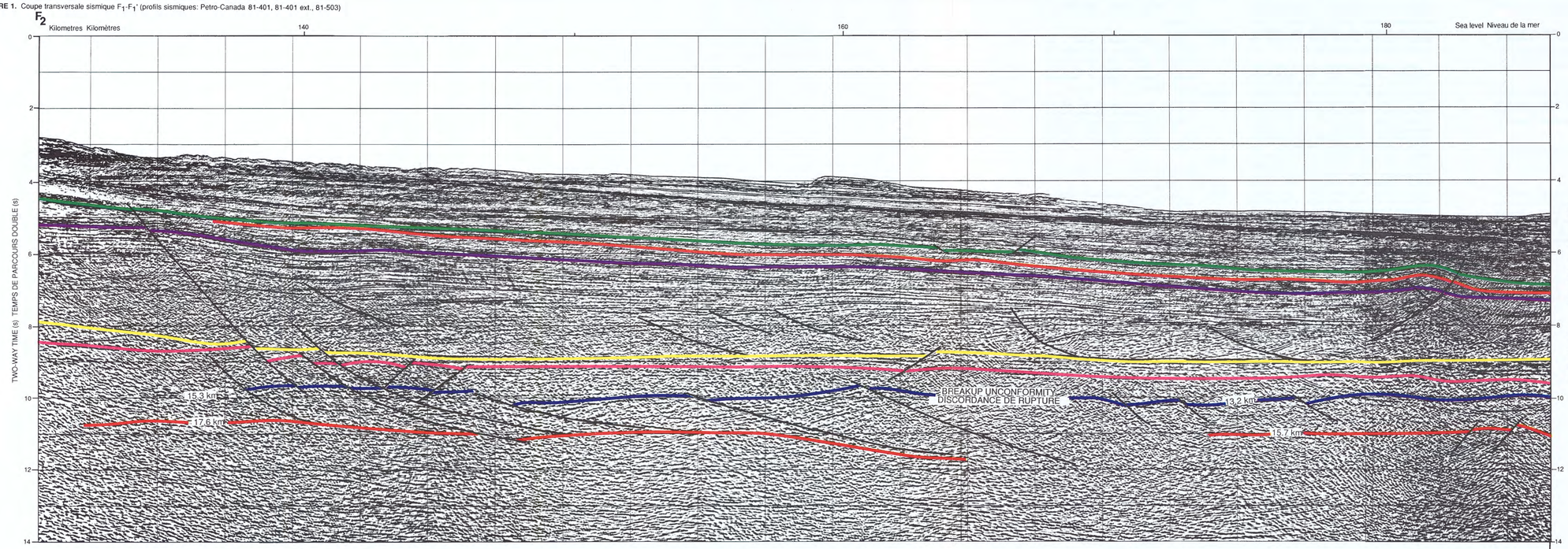


FIGURE 1. Seismic cross-section F_1-F_1' (seismic lines: Petro-Canada 81-401, 81-401 ext., 81-503)

FIGURE 1. Coupe transversale sismique F_1-F_1' (profils sismiques: Petro-Canada 81-401, 81-401 ext., 81-503)



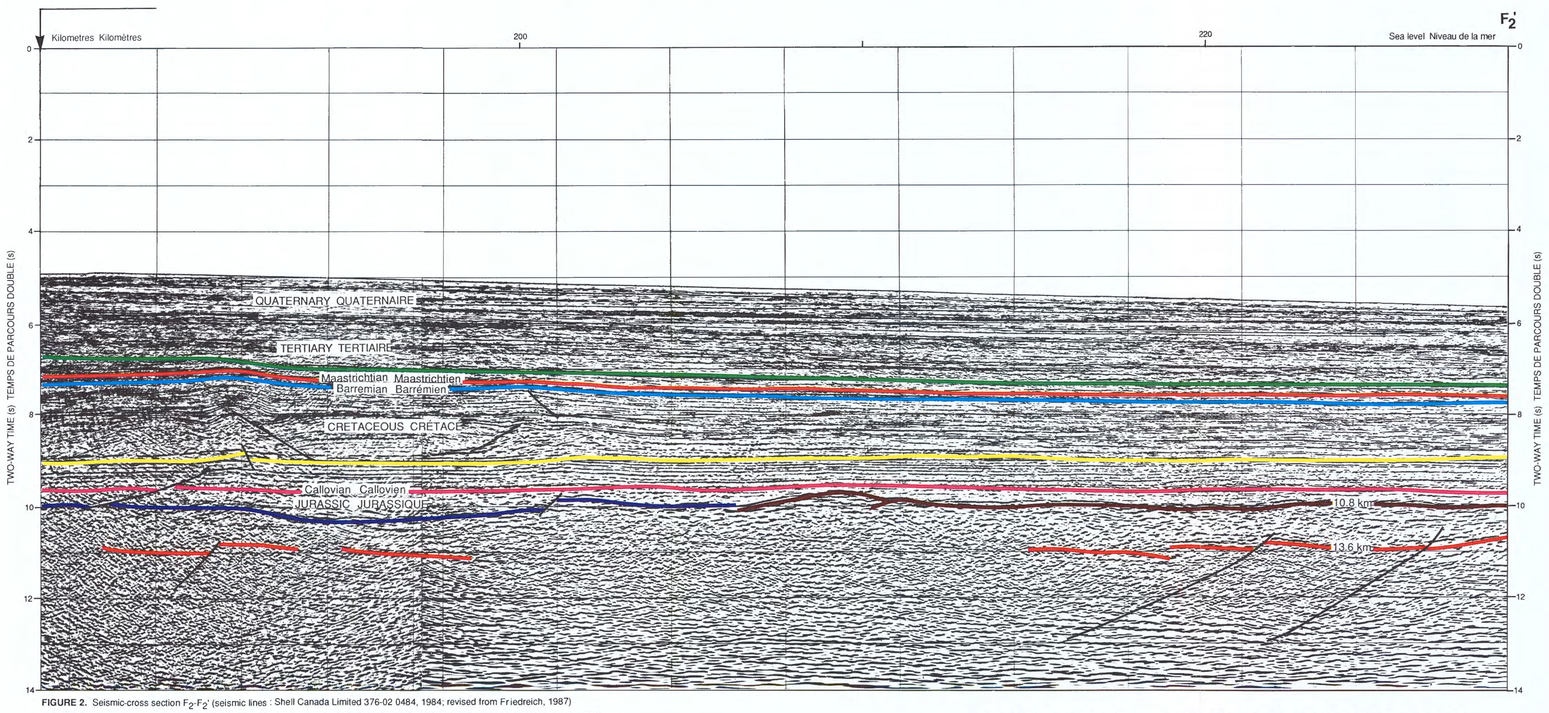


FIGURE 2. Seismic-cross section F_2-F_2' (seismic lines : Shell Canada Limited 376-02 0484, 1984; revised from Friedreich, 1987)

FIGURE 2. Coupe transversale sismique F_2-F_2' (profils sismiques: Shell Canada Limitée 376-02 0484, 1984; révisé de Friedreich, 1987)

LEGEND LÉGENDE

- A^U deep-ocean marker / Repère abyssal A^U
- Wyandot Formation and A^* deep-ocean marker / Formation de Wyandot et repère abyssal A^*
- Petrel Member / Membre de Petrel
- "O" Marker and β deep-ocean marker / Repère "O" et repère abyssal β
- Top of Jurassic and J_1 deep-ocean marker / Sommet du Jurassique et repère abyssal J_1
- Scatarie Member and J_2 deep-ocean marker / Membre de Scatarie et repère abyssal J_2
- Synrift sediments / Sédiments contemporains de l'épisode de rifting
- Oceanic Layer 2 (basalt) / Couche océanique 2 (basalte)
- Basement / Socle
- Fault / Faille
- Calculated depth from sea level / Profondeur calculée à partir du niveau de la mer ..... 15.7 km
- Dry and abandoned / Sec et abandonné

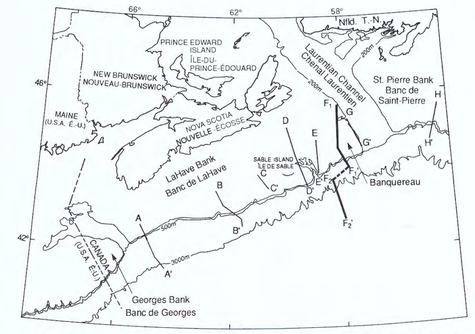


FIGURE 3. Index map indicating location of seismic cross-sections; the sections displayed on this sheet are highlighted.

FIGURE 3. Carte de localisation indiquant la position des coupes transversales sismiques; les coupes montrées sur la présente carte sont mises en relief

SCOTIAN SHELF SEISMIC EXPRESSION 3 CROSS-SECTIONS F_1-F_1' AND F_2-F_2'

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE SIGNATURE SISMIQUE 3 COUPES TRANSVERSALES F_1-F_1' ET F_2-F_2'

Canada

Geological Survey of Canada | Commission géologique du Canada

Geological Survey of Canada

Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF SEISMIC EXPRESSION 4 PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE SIGNATURE SISMIQUE

CROSS-SECTIONS G-G' AND H-H' COUPES TRANSVERSALES G-G' ET H-H'

B. C. MacLean

Recommended citation: MacLean, B.C., 1991: Seismic expression 4: cross-sections G-G' and H-H'; in East Coast Basin Atlas Series: Scotian Shelf; Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p. 103.

Additional copies of this map may be obtained from the Geological Survey of Canada, Atlantic Geoscience Centre, P. O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2 Canada (Ph: 902-426-2773; FAX: 902-426-4266).

Notation bibliographique conseillée: MacLean, B.C., 1991: Signature sismique 4: coupes transversales G-G' et H-H'; dans Série des atlas des bassins de la côte Est: plate-forme Néo-Écossaise; Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada, p. 103.

Des copies supplémentaires de la carte peuvent être obtenues auprès de la Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de l'Atlantique, case postale 1006, Dartmouth (Nouvelle-Écosse) B2Y 4A2 Canada tél (902) 426-2773, facsimilé (902) 426-4266.

CROSS-SECTION G-G'

Cross-section G-G' (Fig. 1), on the easternmost Scotian Shelf, extends from the Orpheus Graben across the eastward-plunging Canso Ridge and a basement spur, into the western Laurentian Subbasin (see Fig. 3). A large diapiric mass of deformed salt and redbeds occupies the Orpheus Graben. The "base Tertiary unconformity" separates synrift and post-rift sediments. A regular sequence of Mesozoic and Cenozoic sediments overlie this unconformity. The "base Cretaceous unconformity" is dated as earliest Cretaceous at the Dauntless D-35 well. Cretaceous sediments onlap this surface, north of the well, and erosion of the uppermost Jurassic is apparent. The southward swing of the line delimiting erosion of the Upper Jurassic on map sheet Structure and Isopach 5 (this volume) is based partly on this seismic line.

Faulting, on the northern third of the section, is related to movement of synrift salt. The seismic line shows the regional fault trend associated with the basement hinge zone and the syndepositional faults, of progressively younger age, south of the hinge zone.

The generally bright seismic character of the Jurassic and Cretaceous section is attributed to the presence of carbonate beds within the clastic sequences. A shale-out of these beds below the bottom of the Dauntless D-35 well is suggested.

CROSS-SECTION H-H'

Cross-section H-H' (Fig. 2) on the western Grand Banks, extends seaward from the Burin Platform to the South Whale Subbasin (see Fig. 3). It show a thick wedge of Mesozoic sediment overlying a ramp of Carboniferous and older rocks. The Hermine E-94 well confirmed the presence of Carboniferous rocks on the Burin Platform. These sediments are interpreted to extend seaward under the Jurassic section although their southern limit is unknown. Jurassic sediments were deposited in the Scotian Basin as the pre-Mesozoic basement surface subsided rapidly during the early drift stage of ocean development. Listric faults are evidence of synsedimentary extensional tectonics. The faults sole at depth and lead into a large salt and/or shale diapir. The age of the faulting is progressively younger in the seaward direction and the diapir may still be active.

The prominent peneplain developed from the more subtle base Cretaceous unconformity identified on cross-section G-G'. It divides undeformed Cretaceous and younger beds from the underlying deformed Jurassic and older rocks. Angular truncation of the Jurassic and Carboniferous sediments attest to the amount of section removed. Late Cretaceous beds onlap this unconformity with the Hauterivian "O" Marker being the oldest post-unconformity regional marker in this area. The Cretaceous section is thin across the Burin Platform but thickens rapidly over an interpreted carbonate bank edge beneath the upper slope. The Cretaceous/Tertiary boundary is an erosional surface; the continental slope area was deeply channeled in the Quaternary.

SELECTED BIBLIOGRAPHY

Ascoli, P.
1976: Foraminiferal and ostracod biostratigraphy of the Mesozoic-Cenozoic, Scotian Shelf, Atlantic Canada; in First International Symposium on Benthonic Foraminifera of Continental Margins, Part B, Paleoecology and Biostratigraphy, (ed.) C. T. Schafer and B. R. Pelletier; Maritime Sediments, Special Publication No. 1, p. 653-771.

Barss, M. S., Bujak, J. P., and Williams, G. L.
1979: Palynological zonation and correlation of sixty-seven wells, eastern Canada; Geological Survey of Canada, Paper 78-24, 118 p.

Wade, J. A. and MacLean, B. C.
1990: The geology of the southeastern margin of Canada; Chapter 5 in Geology of the Continental Margin of Eastern Canada, (ed.) M. J. Keen and G. L. Williams; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 2, p. 167-238 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-1).

□

COUPE G-G'

La coupe G-G' (fig. 1), à l'extrémité orientale de la plate-forme Néo-Écossaise, s'étend du graben Orpheus jusque dans le sous-bassin Laurentien occidental (voir la fig. 3) en traversant la dorsale Canso, plongeant vers l'est, et un éperon du socle. Une grande masse diapirique de sel et de couches rouges déformés occupent le graben Orpheus. La discordance basale du Tertiaire sépare les sédiments contemporains du rifting des sédiments postérieurs. Une séquence régulière de sédiments du Mésozoïque et du Cénozoïque recouvre cette discordance. La discordance basale du Crétacé a été datée du Crétacé initial au puits Dauntless D-35. Les sédiments du Crétacé forment un biseau d'aggradation sur cette surface, au nord du puits, et une érosion du Jurassique sommital est apparente. L'incurvation vers le sud de la ligne délimitant l'érosion du Jurassique supérieur sur la carte Structure et isopaques 5 (du présent volume) est en partie basée sur le présent profil sismique.

Les failles affectant le tiers nord de cette coupe sont reliées au déplacement du sel contemporain du rifting. Le profil sismique montre le système de failles régionales associées à la zone charnière du socle et les failles synsédimentaires, progressivement plus jeunes, au sud de la zone charnière.

La signature sismique généralement brillante de la tranche du Jurassique et du Crétacé est attribuée à la présence de couches de roches carbonatées à l'intérieur des séquences clastiques. Un passage de ces couches à des shales sous le fond du puits Dauntless D-35 est probable.

COUPE H-H'

La coupe H-H' (fig. 2) s'étend sur les Grands Bancs occidentaux, au large de la plate-forme de Burin jusque dans le sous-bassin de la Baleine Sud (voir la fig. 3). Elle présente un épais biseau de sédiments du Mésozoïque recouvrant une rampe de roches du Carbonifère et plus anciennes. La présence de roches du Carbonifère a été confirmée au puits Hermine E-94 sur la plate-forme de Burin. Selon l'interprétation, ces sédiments s'étendent vers le large sous la tranche du Jurassique, mais leur limite méridionale n'est pas connue. Les sédiments du Jurassique ont été déposés dans le bassin Néo-Écossais alors que la surface du socle prémésozoïque s'enfonçait rapidement par subsidence au début du stade de dérive de la formation de l'océan. Les failles listriques constituent une indication d'une tectonique de distension synsédimentaire. Les failles rejoignent un plan de chevauchement inférieur en profondeur qui mène à un grand diapir de sel ou de shale. Les failles sont de formation progressivement plus jeune en direction du large et le diapir peut être encore actif.

La pénéplaine prononcée s'est développée à partir de la discordance basale, plus subtile, du Crétacé, identifiée sur la coupe G-G'. Elle sépare les couches non déformées du Crétacé et plus jeunes des roches sous-jacentes déformées du Jurassique et plus anciennes. La troncature angulaire des sédiments du Jurassique et du Carbonifère témoigne de l'épaisseur supprimée de la coupe. Des couches du Crétacé tardif forment un biseau d'aggradation sur cette discordance, le marqueur (repère) «O» de l'Hauterivien constituant le plus vieux marqueur régional postérieur à la discordance dans cette région. La tranche du Crétacé est mince sur la plate-forme de Burin, mais s'épaissit rapidement à la bordure d'un banc carbonaté interprété dans le talus supérieur. La limite Crétacé-Tertiaire est une surface d'érosion; la région du talus continental a été profondément ravinée au Quaternaire.

BIBLIOGRAPHIE CHOISIE

Ascoli, P.
1976: Foraminiferal and ostracod biostratigraphy of the Mesozoic-Cenozoic, Scotian Shelf, Atlantic Canada; in First International Symposium on Benthonic Foraminifera of Continental Margins, Part B, Paleoecology and Biostratigraphy, (ed.) C. T. Schafer and B. R. Pelletier; Maritime Sediments, Special Publication No. 1, p. 653-771.

Barss, M. S., Bujak, J. P., et Williams, G. L.
1979: Palynological zonation and correlation of sixty-seven wells, eastern Canada; Geological Survey of Canada, Paper 78-24, 118 p.

Wade, J. A. et MacLean, B. C.
1990: The geology of the southeastern margin of Canada; Chapter 5 in Geology of the Continental Margin of Eastern Canada, (ed.) M. J. Keen and G. L. Williams; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 2, p. 167-238 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-1).

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français

□

Energy, Mines and Resources Canada
Énergie, Mines et Ressources Canada

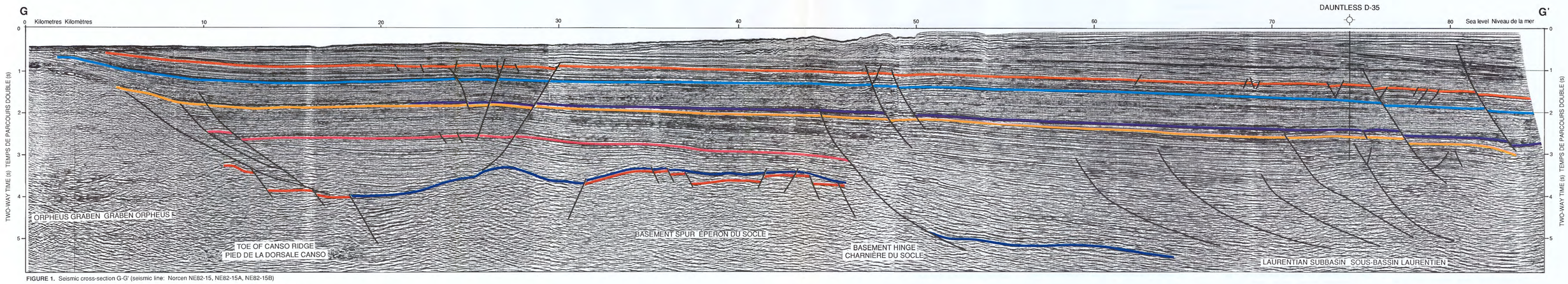


FIGURE 1. Seismic cross-section G-G' (seismic line: Norcen NE82-15, NE82-15A, NE82-15B)

FIGURE 1. Coupe transversale sismique G-G' (profil sismique: Norcen NE82-15, NE82-15A, NE82-15B)

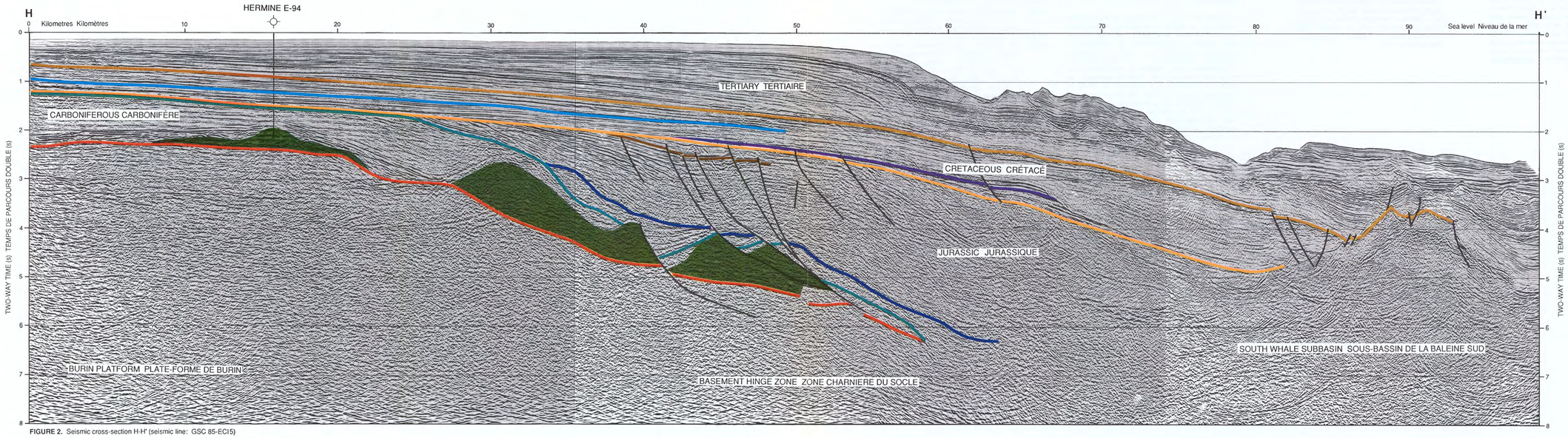


FIGURE 2. Seismic cross-section H-H' (seismic line: GSC 85-ECI5)

FIGURE 2. Coupe transversale sismique H-H' (profil sismique: GSC 85-ECI5)

LEGEND LÉGENDE

- Base Tertiary unconformity / Discordance basale du Tertiaire
- Wyandot Formation / Formation de Wyandot
- Petrel Member / Membre de Petrel
- "O" Marker / Repère "O"
- Base Cretaceous unconformity / Discordance basale du Crétacé
- Scatarie Member / Membre de Scatarie
- Mohican Formation equivalent / Équivalent de la Formation de Mohican
- Synrift sediments (Eurydice Formation) / Sédiments contemporains de l'épisode de rifting (Formation d'Eurydice)
- Carboniferous / Carbonifère
- Windsor Group Salt / Sel du Groupe de Windsor
- Basement / Socle
- Fault / Faille
- Dry and abandoned / Sec et abandonné

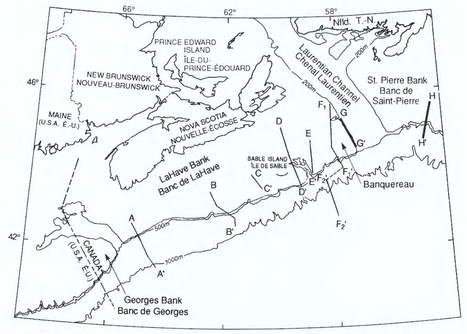


FIGURE 3. Index map indicating location of seismic cross-sections; the sections displayed on this sheet are highlighted.

FIGURE 3. Carte de localisation indiquant la position des coupes transversales sismiques; les coupes montrées sur la présente carte sont mises en relief.

SCOTIAN SHELF SEISMIC EXPRESSION 4 CROSS-SECTIONS G-G' AND H-H'

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE SIGNATURE SISMIQUE 4 COUPES TRANSVERSALES G-G' ET H-H'

Canada
Geological Survey of Canada
Commission géologique du Canada

Geological Survey of Canada

Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF SEISMIC EXPRESSION 5 SABLE SUBBASIN

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE SIGNATURE SISMIQUE 5 SOUS-BASSIN DE SABLE

D. Cant and P. Miller

D. Cant et P. Miller

Recommended citation: Cant, D. and Miller, P., 1991: Seismic expression 5: Sable Subbasin; in East Coast Basin Atlas Series: Scotian Shelf; Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p. 105.

Additional copies of this map may be obtained from the Geological Survey of Canada, Atlantic Geoscience Centre, P. O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2 Canada (Ph: 902-426-2773; FAX: 902-426-4266).

Notation bibliographique conseillée: Cant, D. and Miller, P., 1991: Signature sismique 5: sous-bassin de Sable; dans Série des atlas des bassins de la côte Est: plate-forme Néo-Écossaise; Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada, p. 105.

Des copies supplémentaires de la carte peuvent être obtenues auprès de la Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de l'Atlantique, case postale 1006, Dartmouth (Nouvelle-Écosse) B2Y 4A2 Canada tél (902) 426-2773, facsimilé (902) 426-4266.

The Upper Jurassic to Aptian Missisauga Formation is composed of a large number of individual regressive depositional sequences or parasequences, as shown on gamma ray logs (Figs. 1 and 2). Parasequences are dominated by coarsening upward patterns with minor transgressive sandstones at the bases (Fig. 2). These are organized into parasequence sets that also display coarsening upward patterns (Fig. 1). All available cores from the Venture area are composed predominantly of regressive shallow marine sandstones, siltstones, and shales (Figs. 2 and 3). Some sequences may be capped by shoreline or transgressive deposits. All the sandstones show abundant wave-formed sedimentary structures, shallow-marine trace fossil assemblages. The Missisauga Formation can be considered the deposits of a large wave-dominated delta complex.

Transgressive limestones occur near the tops of some parasequence sets (Fig. 2). The most widespread of these is the "O" Marker (Fig. 1; also map sheet Seismic Expression 6, this volume). The reflections corresponding to these limestones form the upper parts of seismic facies sequences, as packages of reflections with upward-increasing reflection frequencies, amplitudes, and continuities. In many cases, low-angle clinoforms comprise the basal parts of the seismic facies sequences. On map sheet Seismic Expression 6 (this volume), the seismic facies sequences (shown in red) can be recognized in the growth-faulted section by their amplitude and frequency patterns.

The facies patterns and paleogeography change with each transgression and regression. Two intervals were chosen to represent the depositional environments in the area. Figures 4 and 5 show interpretive maps representing the paleogeography immediately prior to and after the "O" Marker transgression.

The Albian-Cenomanian section (map sheet Seismic Expression 6, this volume) comprises a distinctive sequence of generally weak, discontinuous and irregular reflections. Cores of the interval show sharp-based estuarine sandstones within neritic to very shallow marine muds (Fig. 7). Vertically expanded seismic lines in this interval (Fig. 6) show truncated reflections with local onlap, suggesting that the sharp bases of the sandstones are erosion surfaces formed during eustatic sea level drops.

The Santonian to Maastrichtian section consists of two sequences, the Petrel Member limestone of the Dawson Canyon Formation and the Wyandot Formation chalk, which grade from shale to chalk. On some seismic lines, low-angle clinoforms can be identified in the shales at the bases of these seismic facies sequences. The brittle chalks are disrupted by numerous small faults as shown on Figure 6 and map sheet Seismic Expression 6 (this volume).

The Paleocene section consists of two large (70 m thick) clinoform sets which show a great deal of syn-sedimentary gravitational slumping (Fig. 6). This interval is again capped by a thin chalky horizon which forms a prominent reflection near the top of the section.

The Lower Tertiary Banquereau Formation is composed of mudstone, and displays inclined reflectors, which comprise minor clinoforms in places. In the Oligocene and younger section, the first identifiable erosional sequence boundaries are present. Global sea level curves show large fluctuations beginning in the Oligocene.

REFERENCES

Barss, M. S., Bujak, J. P., and Williams, G. L.
1979: Palynological zonation and correlation of sixty-seven wells, eastern Canada; Geological Survey of Canada, Paper 78 24, 118 p.

Given, M. M.
1977: Mesozoic and Early Cenozoic geology of offshore Nova Scotia; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 25, p. 63-91.

Haq, B. U., Hardenbol, J., and Vail, P. R.
1987: Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic; Science, v. 235, p. 1156-1157.

Jansa, L. F. and Wade, J. A.
1974: Geology of the continental margin off Nova Scotia and Newfoundland; in Offshore Geology of Eastern Canada, Volume 2, Regional Geology, (ed.) W. J. M. van der Linden and J. A. Wade; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, v. 2, p. 51-105.

McIver, N. L.
1972: Mesozoic and Cenozoic stratigraphy of the Nova Scotia shelf; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 9, p. 54-70.

Wade, J. A. and MacLean, B. C.
1990: The geology of the southeastern margin of Canada; Chapter 5 in Geology of the Continental Margin of Eastern Canada, (ed.) M. J. Keen and G. L. Williams; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 2, p. 167-238 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-1).

□

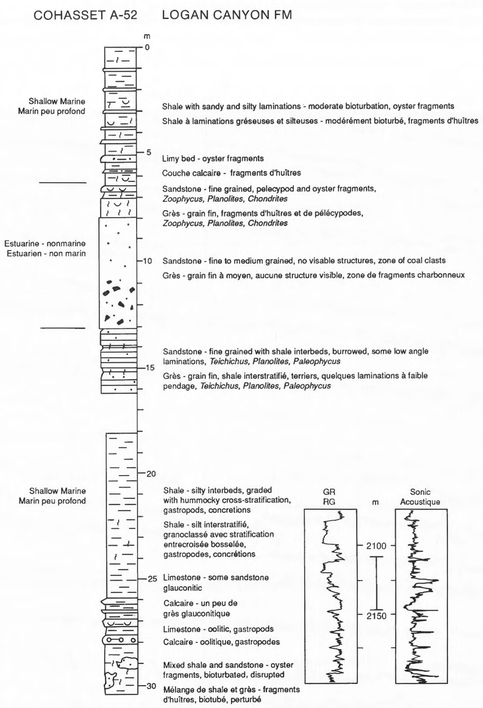


FIGURE 7. A core from Cohasset A-52 (depth indicated on gamma ray and sonic log at right of Figure)

FIGURE 7. Diagramme d'une carotte provenant du puits Cohasset A-52 (la profondeur est indiquée sur les diagraphies acoustique et du rayonnement gamma, à droite de la figure)

La Formation de Missisauga du Jurassique supérieur à l'Aptien est composée d'un grand nombre de séquences ou de paraséquences de dépôt régressives comme on peut l'observer sur les diagraphies du rayonnement gamma (fig. 1 et 2). Les paraséquences présentent principalement une augmentation de la granulométrie vers le haut et de faibles quantités de grès transgressifs à leur base (fig. 2). Elles sont également structurées en séries de paraséquences présentant également une granulométrie de plus en plus grossière vers le haut (fig. 1). Toutes les carottes disponibles provenant de la région Venture sont principalement composées de grès, de siltstone et de shale régressifs déposés dans un milieu marin peu profond (fig. 2 et 3). Certaines séquences peuvent être coiffées de dépôts littoraux ou transgressifs. Tous les grès présentent d'abondantes structures sédimentaires formées par les vagues et des associations de traces fossiles de milieu marin peu profond. La Formation de Missisauga peut être considérée comme composée de dépôts d'un grand complexe deltaïque où l'action des vagues est prédominante.

Des calcaires transgressifs sont présents près du sommet de certaines séries de paraséquences (fig. 2). Le plus étendu de ces calcaires est celui du marqueur (repère) «O» (fig. 1; voir également la carte Signature sismique 6 du présent volume). Les réflexions correspondant à ces calcaires constituent les parties supérieures des séquences de faciès sismiques et se présentent sous forme d'ensembles de réflexions dont la fréquence, l'amplitude et la continuité augmentent vers le haut. Dans de nombreux cas, des clinoformes (talus subaquatiques) à faible pente constituent les parties basales des séquences de faciès sismiques. Sur la carte Signature sismique 6 (dans le présent volume), les séquences de faciès sismiques (figurées en rouge) peuvent être reconnues dans la tranche affectée par des failles synsédimentaires, par les configurations de leur amplitude et de leur fréquence.

Les configurations des faciès et la paléogéographie changent avec chaque transgression et régression. Deux intervalles ont été retenus pour représenter les milieux de sédimentation dans la région. Des cartes d'interprétation représentant la paléogéographie immédiatement avant et après la transgression responsable du dépôt du marqueur (repère) «O» sont présentées aux figures 4 et 5.

La tranche de l'Albien-Cénomanien (carte Signature sismique 6 du présent volume) constitue une séquence distinctive caractérisée par des réflexions généralement faibles, discontinues et irrégulières. Les carottes de l'intervalle sont constituées de grès estuariens à base nette contenus dans des boues marines déposées en milieu néritique à très peu profond (fig. 7). Des profils sismiques, dont l'échelle verticale a été agrandie pour cet intervalle (fig. 6), présentent des réflexions tronquées avec des biseaux d'aggradation locaux, ce qui suggère que les bases nettes des grès sont des surfaces d'érosion formées lors de baisses eustatiques du niveau marin.

La tranche du Santonien au Maestrichtien se compose de deux séquences, soit le calcaire du Membre de Petrel de la Formation de Dawson Canyon et la craie de la Formation de Wyandot qui passe du shale à la craie. Sur certains profils sismiques, des clinoformes (talus subaquatiques) à faible pente peuvent être identifiés dans les shales à la base de ces séquences de faciès sismiques. Les craies cassantes sont perturbées par de nombreuses petites failles comme le montrent la figure 6 et la carte Signature sismique 6 (dans le présent volume).

La tranche du Paléocène se compose de deux grands ensembles de clinoformes (d'une épaisseur de 70 m) présentant d'abondants décrochements gravitaires synsédimentaires (fig. 6). Cet intervalle est également coiffé d'un mince horizon crayeux qui produit une réflexion prononcée près du sommet de la tranche.

La Formation de Banquereau du Tertiaire inférieur est composée de mudstone et présente des réflecteurs inclinés qui, par endroits, correspondent à des clinoformes (talus subaquatiques) mineurs. Les premières limites identifiables de séquences d'érosion sont présentes dans la tranche de l'Oligocène et des roches plus jeunes. Les courbes de l'évolution du niveau marin à l'échelle du globe indiquent que des fluctuations importantes ont débuté à l'Oligocène.

RÉFÉRENCES

Barss, M. S., Bujak, J. P., et Williams, G. L.
1979: Palynological zonation and correlation of sixty-seven wells, eastern Canada; Geological Survey of Canada, Paper 78 24, 118 p.

Given, M. M.
1977: Mesozoic and Early Cenozoic geology of offshore Nova Scotia; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 25, p. 63-91.

Haq, B. U., Hardenbol, J., et Vail, P. R.
1987: Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic; Science, v. 235, p. 1156-1157.

Jansa, L. F. et Wade, J. A.
1974: Geology of the continental margin off Nova Scotia and Newfoundland; in Offshore Geology of Eastern Canada, Volume 2, Regional Geology, (ed.) W. J. M. van der Linden and J. A. Wade; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, v. 2, p. 51-105.

McIver, N. L.
1972: Mesozoic and Cenozoic stratigraphy of the Nova Scotia shelf; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 9, p. 54-70.

Wade, J. A. et MacLean, B. C.*
1990: The geology of the southeastern margin of Canada; Chapter 5 in Geology of the Continental Margin of Eastern Canada, (ed.) M. J. Keen and G. L. Williams; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 2, p. 167-238 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-1).

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français

□

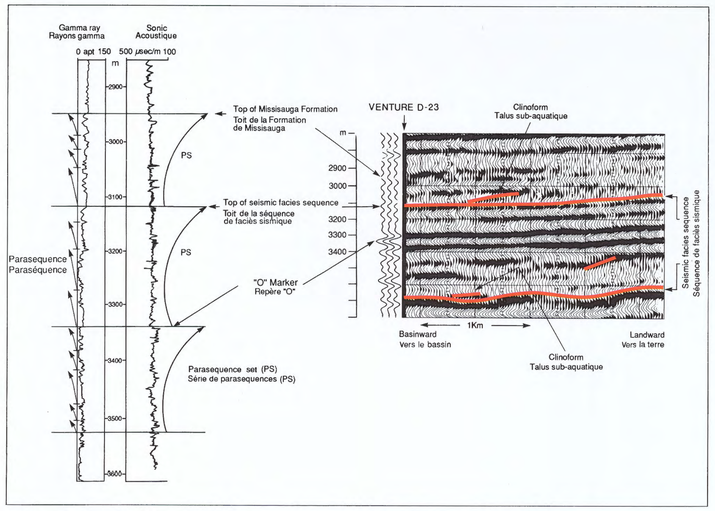


FIGURE 1. A gamma ray sonic log from Venture D-23 with parasequence and parasequence sets indicated; the seismic line, with the synthetic seismogram of the well, illustrates the the seismic signature of the interval.

FIGURE 1. Diagraphies acoustique et du rayonnement gamma du puits Venture D-23 sur lesquelles sont indiquées les paraséquences et les séries de paraséquences; le profil sismique, avec le sismogramme synthétique du puits, illustre la signature sismique de l'intervalle.

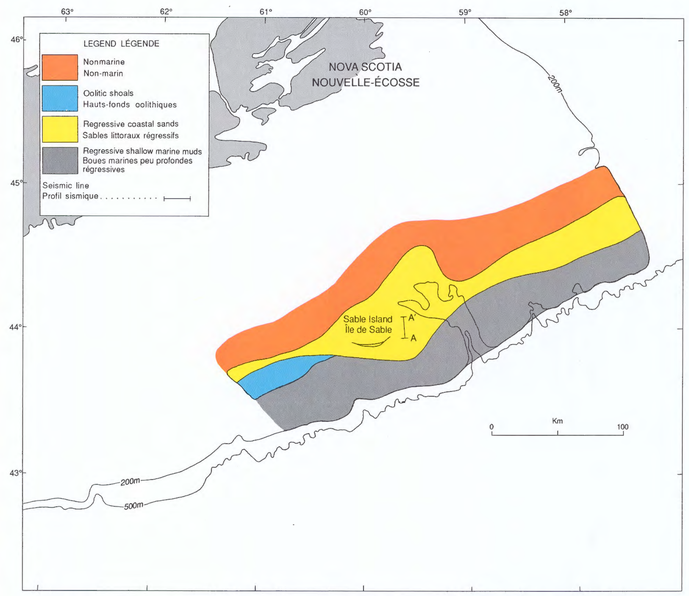


FIGURE 4. Generalized facies map, top of "O" Marker sandstone of the Missisauga Formation (compiled by P.E. Miller); seismic line A-A' (Fig. 6) as indicated.

FIGURE 4. Carte de faciès généralisée, toit du grès sous-jacent au repère "O" de la Formation de Missisauga (compilée par P.E. Miller); la position du profil sismique A-A' (fig.6) est indiquée.

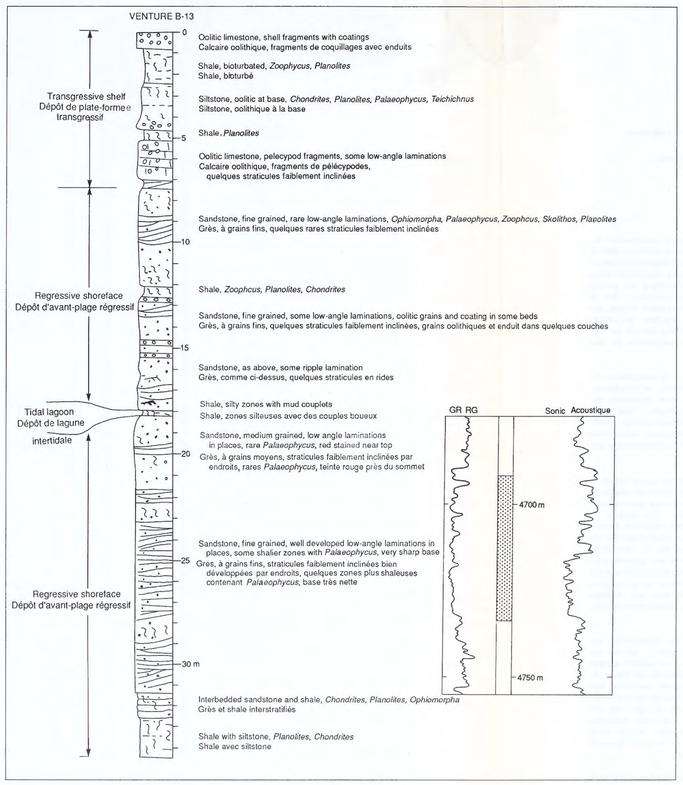


FIGURE 2. A core log from Venture B-13 (depth indicated on gamma ray-sonic log at right of the Figure)

FIGURE 2. Diagramme d'une carotte provenant du puits Venture B-13 (la profondeur est indiquée sur les diagraphies acoustique et du rayonnement gamma, à droite de la figure)

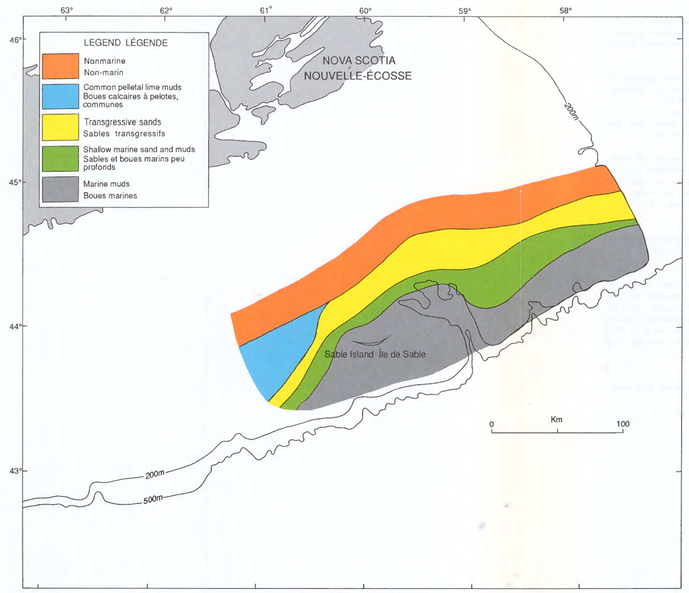


FIGURE 5. Generalized facies map, the sandstone above the "O" Marker sandstone (compiled by P.E. Miller)

FIGURE 5. Carte de faciès généralisée, grès au-dessus du repère "O" (compilée par P.E. Miller)

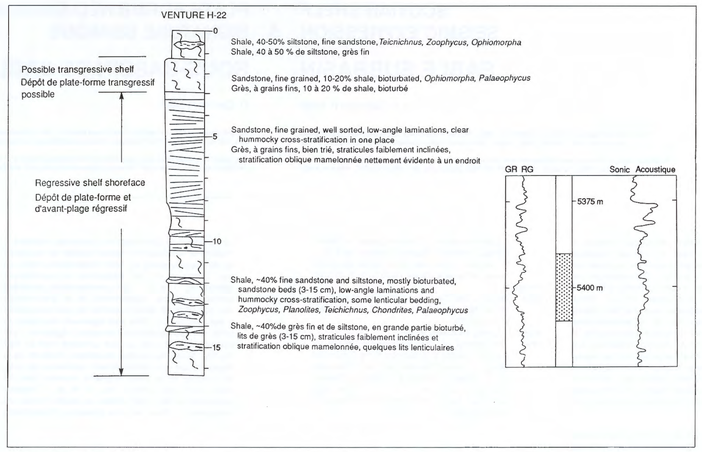


FIGURE 3. A core log from Venture H-22 (depth indicated on gamma ray sonic log at right of the Figure)

FIGURE 3. Diagramme d'une carotte provenant du puits Venture H-22 (la profondeur est indiquée sur la diagraphies acoustique et du rayonnement gamma, à droite de la figure)

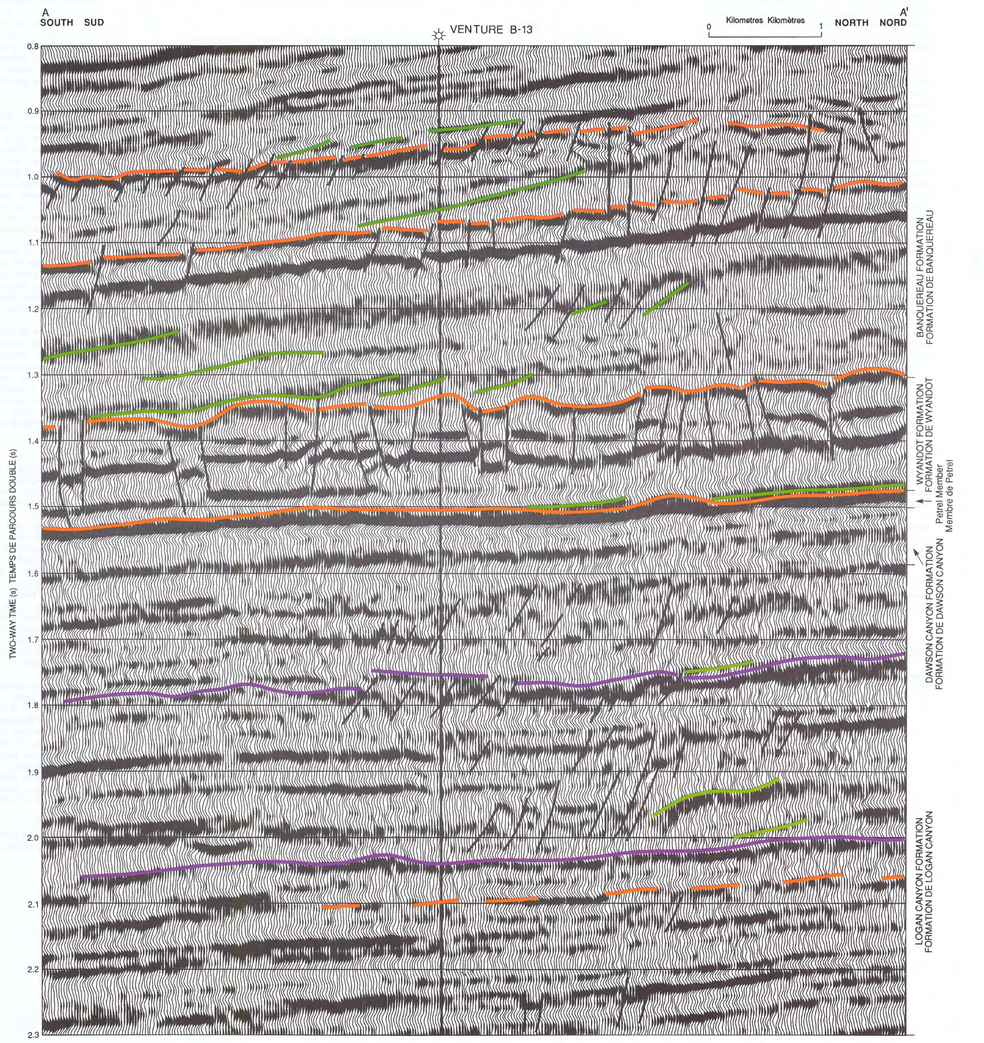


FIGURE 6. Detailed seismic line, Venture B-13 (location as indicated on Fig.4)

FIGURE 6. Profil sismique détaillé, Venture B-13 (emplacement indiqué sur la fig. 4)

SCOTIAN SHELF SEISMIC EXPRESSION 5 SABLE SUBBASIN

PLATE- FORME NÉO-ÉCOSSAISE SIGNATURE SISMIQUE SOUS-BASSIN DE SABLE

Geological Survey of Canada

Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF SEISMIC EXPRESSION 6

DETAILED SEISMIC LINE - VENTURE AREA

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE SIGNATURE SISMIQUE

PROFIL SISMIQUE DÉTAILLÉ, RÉGION DE VENTURE

D. Cant

Recommended citation: Cant, D., 1991: Seismic expression 6: Detailed seismic line - Venture area; in East Coast Basin Atlas Series: Scotian Shelf; Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p. 107.

Additional copies of this map may be obtained from the Geological Survey of Canada, Atlantic Geoscience Centre, P. O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2 Canada (Ph: 902-426-2773; FAX: 902-426-4266).

Notation bibliographique conseillée: Cant, D., 1991: Signature sismique 6: profil sismique détaillé, région de Venture; dans Série des atlas des bassins de la côte Est: plate-forme Néo-Écossaise; Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada, p. 107.

Des copies supplémentaires de la carte peuvent être obtenues auprès de la Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de l'Atlantique, case postale 1006, Dartmouth (Nouvelle-Écosse) B2Y 4A2 Canada tél (902) 426-2773, facsimilé (902) 426-4266.

A detailed seismic line through the Venture field in the Sable Subbasin is presented on this map sheet. Note the upwardly increasing reflection continuities, amplitudes, and frequencies through each seismic facies sequence (boundaries in red). Small low-angle clinoforms (green) occur at the base of many facies sequences. In the growth-faulted section, seismic facies sequences can be recognized by the amplitude and frequency patterns. No seismic facies sequences can be recognized from 1.7 to 2.1 seconds TWT (two-way time). The strong reflectors around 1.5 seconds TWT are attributed to the Wyandot Formation chalk, broken by many small faults (black). The Lower Tertiary section shows very large clinoform sets that, in many places, suggest gravitational slumping. The earliest erosional sequence boundary (blue) occurs in the Oligocene section.

The seismic facies sequences are generated from stacked parasequence sets of transgressive-regressive shoreline sequences with some thin limestone beds (see Figs. 2 and 3, map sheet Seismic Expression 5, this volume). The section lacking seismic facies sequences consists of marine shales with intercalated lowstand estuarine deposits (see Fig. 7, ibid).

□

Un profil sismiques détaillé à travers le champ Venture dans le sous-bassin de Sable est représenté sur cette carte. À remarquer l'augmentation vers le haut de l'amplitude, de la fréquence et de la continuité des réflexions à l'intérieur de chacune des séquences de faciès sismique (les limites de ces séquences apparaissent en rouge). De petits clinoformes (talus subaquatiques) (en vert) à faible pente sont présents à la base de nombreuses séquences de faciès. Dans la région affectée par des failles synsédimentaires, les séquences de faciès sismique peuvent être identifiées par les configurations de l'amplitude et de la fréquence des réflexions. Aucune séquence de faciès sismique ne peut être reconnue dans l'intervalle 1,7-2,1 secondes (temps de parcours double). Les réflecteurs puissants aux environs de 1,5 secondes (temps de parcours double) sont rapportés à la craie de la Formation de Wyandot qui est recoupée par de nombreuses failles (en noir). Des ensembles de clinoformes (talus subaquatiques) de grande dimension qui, à de nombreux endroits, suggèrent des décrochements gravitaires peuvent être observés dans la tranche sédimentaire du Tertiaire inférieur. La limite d'érosion de séquence (en bleu) la plus ancienne se situe à l'intérieur de l'Oligocène.

Les séquences de faciès sismique sont produites par l'empilement d'ensembles de paraséquences de séquences littorales transgressives-régressives et par quelques minces couches de calcaire (voir les fig. 2 et 3 de la carte Signature sismique 5 du présent volume). La tranche dépourvue de séquence de faciès sismique se compose d'une intercalation de shales marins et de dépôts estuariens de bas niveau (voir la fig. 7 de la même source).

□

Energy, Mines and Resources Canada | Énergie, Mines et Ressources Canada

A

VENTURE B-13

ARCADIA J-16

A'

0 Kilometres Kilomètres 2 4 6 8 10 12 14 16 18

TWO-WAY TIME (seconds)
TEMPS DE PARCOURS DOUBLE (secondes)

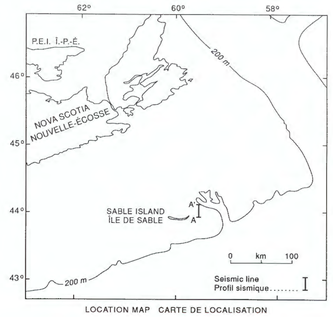
0.1 0.2 0.3 0.4 0.5 0.6 0.7 0.8 0.9 1.0 1.1 1.2 1.3 1.4 1.5 1.6 1.7 1.8 1.9 2.0 2.1 2.2 2.3 2.4 2.5 2.6 2.7 2.8 2.9 3.0 3.1 3.2 3.3 3.4 3.5 3.6 3.7 3.8 3.9 4.0 4.1 4.2 4.3 4.4 4.5 4.6 4.7 4.8 4.9

LEGEND LÉGENDE

- Erosional sequence boundary / Limite d'érosion de séquence
- Seismic facies sequence boundary / Limite de séquence de faciès sismique
- Clinoforms and other sedimentary features / Talus sub-aquatiques et autres formes de reliefs sédimentaires
- Minor erosion surface / Surface d'érosion secondaire
- Fault / Faille
- Gas well / Puits de gaz

Seismic line : Mobil et al. 265-83-314
Profil sismique : Mobil et coll. 265-83-314

FORMATION (other in lower case) / FORMATION (autres en minuscules)	CHRONOSTRATIGRAPHIC UNIT / UNITÉ CHRONOSTRATIGRAPHIQUE
BANQUEREAU	Oligocene / Oligocène
	Eocene / Éocène
	Paleocene / Paléocène
WYANDOT	Maastrichtian / Maestrichtien
	Campanian / Campanien
DAWSON CANYON	Santonian-Coniacian-Turonian / Santonien-Coniacien-Turonien
U. LOGAN CANYON / LOGAN CANYON SUP.	
Sable Member / Membre de Sable	Cenomanian / Cénomanien
L. LOGAN CANYON / LOGAN CANYON INF.	Albian / Albien
Naskapi Member / Membre de Naskapi	Aptian / Aptien
"O" Marker / Repère "O"	Barremian / Barrémien
	Hauterivian / Hauterivien
MISSISAUGA	Valanginian / Valanginien
	?
	U. Jurassic / Jurassique sup.



LOCATION MAP CARTE DE LOCALISATION

SCOTIAN SHELF — PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE
SEISMIC EXPRESSION 6 SIGNATURE SISMIQUE
DETAILED SEISMIC LINE, VENTURE AREA
PROFIL SISMIQUE DÉTAILLÉ, RÉGION DE VENTURE

Canada

Geological Survey of Canada | Commission géologique du Canada

Geological Survey of Canada

Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF
OIL AND GAS OCCURRENCES AND GEOCHEMISTRY

J. A. Wade

Contributors: M. P. Avery (vitrinite reflectance) and P. K. Mukhopadhyay (organic facies and maturation data)

Recommended citation: Wade, J. A., 1991: Oil and gas occurrences and geochemistry; in East Coast Basin Atlas Series: Scotian Shelf; Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p. 109.

Additional copies of this map may be obtained from the Geological Survey of Canada, Atlantic Geoscience Centre, P. O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2 Canada (Ph: 902-426-2773; FAX: 902-426-4266).

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE
GISEMENTS DE PÉTROLE ET DE GAZ ET GÉOCHIMIE

Collaborateurs: M. P. Avery (données sur la réflectance de la vitrinite) et P. K. Mukhopadhyay (faciès organiques et données de maturation)

Notation bibliographique conseillée: Wade, J. A., 1991: Gisements de pétrole et de gaz et géochimie; dans Série des atlas des bassins de la côte Est: plate-forme Néo-Écossaise; Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada, p. 109.

Des copies supplémentaires de la carte peuvent être obtenues auprès de la Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de l'Atlantique, case postale 1006, Dartmouth (Nouvelle-Écosse) B2Y 4A2 Canada tél (902) 426-2773, facsimilié (902) 426-4266.

Exploration for oil and gas on the Scotian Shelf began in 1959. By the end of 1989, there were 23 hydrocarbon discoveries. In addition several wells encountered significant, but non-commercial, oil or gas shows (Fig. 1). Most of these occurrences are within 50 km of Sable Island. Table 1 indicates the size and chronology of the discoveries. Table 2 displays the hydrocarbon resource potential of the Scotian Shelf (including the discoveries) at three levels of probability, based on the 1983 analysis of seven main play types in the area (Fig. 2; Wade et al., 1989). Discoveries made from 1984 to 1989 were, to some degree, offset by reductions in the estimated values of resources following stepout drilling at the Venture, Glenelg, and Chebucto wells. The current totals for discovered resources are approximately 162 10^9 m^3 (5.7 tcf) gas and 22.9 10^6 m^3 (144 million barrels) oil (Canada - Nova Scotia Offshore Oil and Gas Board, 1989). The total hydrocarbon potential of the area is, of course, considerably higher than what has been discovered.

Tables 1 and 2 show gas and condensate to be the most prevalent hydrocarbons in the area. Figures 3 and 4 illustrate the hydrocarbon discoveries and shows in their stratigraphic context. The greatest number of occurrences are within the Mic Mac Formation and the lower member of the Missisauga Formation. Additional data on oil and gas occurrences in specific formations are on map sheets Lithostratigraphy 4 to 7 (this volume).

A summary of maturation data from Scotian Shelf wells (Nantais, 1983) indicates geothermal gradients are generally >2.5°C/100 m (Fig. 5). Depths to the fully mature zone (Ro 0.7%) and overmature zone (Ro 1.3%; Fig. 6, 7) show that, on average, the zone of peak hydrocarbon generation is ~2000 m thick. Figure 8 shows the time, relative to present day, when the top of Jurassic (approximately the top of lower Missisauga) reached early maturation (Ro 0.6%).

Figure 9 is a composite plot of vitrinite reflectance data from 18 wells within the Sable Subbasin area of the Scotian Shelf. Data from 15 wells form the main trend on this plot. Below 5 km, there is an increase in gradient which may be related to the overpressure zone. Three wells, all drilled on the outer Shelf, define a secondary trend with a slightly higher gradient. These data confirm the interpretative data of Nantais (1983) and indicate

TABLE 1. Significant discoveries by year and rank (source: Canada-Nova Scotia Offshore Oil and Gas Board, 1989)

Année	Gaz			Pétrole	
	>30 x 10^9 m^3	14-30 x 10^9 m^3	3-14 x 10^9 m^3	<3 x 10^6 m^3	<3 x 10^6 m^3
1969			Onondaga		
1971				Sable Island	Sable Island
1972		Thebaud	Primrose	Sable Island	Primrose
1973					Cohasset
1974			Cimalta	Intrepid	
1975					
1976					
1977					
1978					
1979	Venture				
1980					
1981					
1982			S. Venture Banquereau	Olympia	
1983				Arcadia	
1984		Glenelg		Unlocke	
1985		Alma	Chebucto		W. Venture C-62 W. Venture N-91 W. Olympia
1986		N. Triumph			Panuke
1988				S. Sable	

TABLE 2. Oil and gas resources of the Scotian Shelf (potential plus discovered resources)

Recoverable Oil in 10^6 m^3	High Confidence	Median Expectation	Speculative Estimates
Piercement structures	2.2	8.7	26.4
Deep-seated structures	6.4	14.8	33.7
Rollover anticlines	2.5	5.9	12.7
Basement-related structures	4.0	16.5	56.1
Stratigraphic traps	1.3	3.5	7.3
Carbonate bank	4.8	50.9	174.1
Overpressure play	no oil	no oil	no oil
Total	54.1*	112.7*	243.3*
Recoverable Gas in 10^9 m^3	**High Confidence**	**Median Expectation**	**Speculative Estimates**
Piercement structures	3.8	13.5	41.1
Deep-seated structures	41.5	99.0	239.6
Rollover anticlines	15.1	34.0	74.0
Basement-related structures	2.2	10.4	30.6
Stratigraphic traps	4.8	11.4	24.5
Carbonate bank	4.7	36.8	106.9
Overpressure play	83.9	277.8	569.7
Total	194.9*	512.4	927.5*
Recoverable Condensate in 10^6 m^3		**Median Expectation**	
Piercement structures		3.8	
Deep-seated structures		16.7	
Rollover anticlines		6.7	
Basement-related structures		-	
Stratigraphic traps		-	
Carbonate bank		-	
Overpressure play		31.2	
Total		58.4	

*These numbers do not add arithmetically, but must be summed using statistical techniques (from Wade et al., 1989)

(1) the onset of maturation (Ro ~0.5%) at ~2500 m; (2) full maturity (Ro ~0.7%) at ~3500 m, and; (3) overmaturity (Ro ~1.3%) at ~5200 m.

The prevalence of gas and condensate, versus oil, is a function of the organic matter type which sourced the hydrocarbons. Recent studies indicate a mix of kerogen types exist throughout the stratigraphic section. Interpreting from these analyses (summarized in Table 3), the source rocks are dominated by Type IIB, Type IIB-III, and Type III kerogens which yield predominantly gas and condensate (Mukhopadhyay and Wade, 1990). This is consistent with the hydrocarbon occurrences illustrated in Figures 1 and 4.

The oil at the Cohasset, Panuke, and Sable Island discoveries is reservoired in sandstones of the upper member of the Missisauga Formation and the Logan Canyon Formation. These occurrences show possible genetic relationships to source rocks from the Logan Canyon Formation in the Cohasset D-42 and A-52 wells and also the Missaine Member of the Abenaki Formation in the Cohasset D-42 well. Oil source rocks identified in the Shortland shale facies in Evangeline H-98 do not appear to be related to the Cohasset or Sable Island crudes (Mukhopadhyay, personal communication, 1989). The analyses of selected samples from the Dawson Canyon, Logan Canyon, Missisauga and Abenaki Formations, and the Shortland shale are shown in Table 4.

REFERENCES

Canada - Nova Scotia Offshore Oil and Gas Board

1989: Petroleum opportunities offshore Nova Scotia, Canada; Canada - Nova Scotia Offshore Oil and Gas Board, Halifax, 83 p.

Meneley, R. A.

1986: Oil and gas fields in the east coast and arctic basins of Canada; in Future Petroleum Provinces of the World, (ed.) M. T. Halbouty; American Association of Petroleum Geologists, Memoir 40, p. 143-176.

Mukhopadhyay, P. K. and Birk, D.

1989: Organic facies in the Sable Subbasin, Scotian Shelf; Geological Survey of Canada, Open File 2027, 47 p.

Mukhopadhyay, P. K. and Wade, J. A.

1990: Organic facies and maturation of sediments from three Scotian Shelf wells; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 38, no. 4, p. 407-425.

Nantais, P. T.

1983: A reappraisal of the regional hydrocarbon potential of the Scotian Shelf; Geological Survey of Canada, Open File 1175, 83 p.

Wade, J. A., Campbell, G. R., Procter, R. M., and Taylor, G. C.

1989: Petroleum resources of the Scotian Shelf; Geological Survey of Canada, Paper 88-19, 26 p.

□

L'exploration pétrolière et gazière sur la plate-forme Néo-Écossaise a débuté en 1959. À la fin de 1989, on avait découvert 23 gisements d'hydrocarbures. De plus, plusieurs puits ont rencontré des indices de pétrole ou de gaz significatifs mais sans valeur commerciale (fig. 1). La plupart de ces occurrences se situent à moins de 50 km de l'île de Sable. Le tableau 1 indique la dimension et la chronologie des découvertes. Le tableau 2 présente le potentiel des ressources en hydrocarbures de la plate-forme Néo-Écossaise (y compris les découvertes) selon trois niveaux de probabilité, basés sur l'analyse effectuée en 1983 de sept types de zones d'hydrocarbures principales dans la région (fig. 2; Wade et al., 1989). Les découvertes faites entre 1984 et 1989 ont été, dans une certaine mesure, contrebalancées par les réductions apportées à l'évaluation des ressources après les forages d'extension aux puits Venture, Glenelg et Chebucto. Les valeurs totales actuelles en ce qui concerne les ressources découvertes s'élèvent à environ 162 x 10^9 m^3 (5.7 Tcf) de gaz et 22,9 x 10^6 m^3 (144 millions de barils) de pétrole (Office Canada-Nouvelle-Écosse du pétrole et du gaz extracôtiers, 1989). Le potentiel total en hydrocarbures de cette région est, bien entendu, considérablement plus élevé que ce qui a été découvert.

Les tableaux 1 et 2 montrent que le gaz et le condensat constituent les hydrocarbures prédominants de cette région. Les figures 3 et 4 illustrent les découvertes et les gisements d'hydrocarbures dans leur contexte stratigraphique. La plupart des occurrences se situent dans la Formation de Mic Mac et le membre inférieur de la Formation de Missisauga. Des données supplémentaires sur la présence de pétrole et de gaz dans des formations spécifiques sont présentées sur les cartes Lithostratigraphie 4 à 7 (dans le présent volume).

Un résumé des données sur la maturation recueillies dans les puits forés dans la plate-forme Néo-Écossaise (Nantais, 1983) indique que les gradients géothermiques dépassent généralement 2,5 °C/100 m (fig. 5). La profondeur de la zone complètement mature (Ro ~0,7 %) et celle de la zone de maturité avancée (Ro ~1,3 %, fig. 6 et 7) indiquent, qu'en moyenne, la zone de formation maximale des hydrocarbures a environ 2 000 m d'épaisseur. La figure 8 montre le temps écoulé depuis que le sommet du Jurassique (coïncidant approximativement au sommet de la partie inférieure de la Formation de Missisauga) a atteint le stade de maturité précoce (Ro ~0,6 %).

TABLEAU 1. Découvertes significatives selon l'année de découverte et leur importance (source: Office Canada-Nouvelle-Écosse du pétrole et du gaz extracôtiers, 1989)

Year	Gas			Oil	
	>30 x 10^9 m^3	14-30 x 10^9 m^3	3-14 x 10^9 m^3	<3 x 10^6 m^3	<3 x 10^6 m^3
1969			Onondaga		
1971				Sable Island	Sable Island
1972		Thebaud	Primrose	Sable Island	Primrose
1973					Cohasset
1974			Cimalta	Intrepid	
1975					
1976					
1977					
1978					
1979	Venture				
1980					
1981					
1982			S. Venture Banquereau	Olympia	
1983				Arcadia	
1984		Glenelg		Unlocke	
1985		Alma	Chebucto		W. Venture C-62 W. Venture N-91 W. Olympia
1986		N. Triumph			Panuke
1988				S. Sable	

TABLEAU 2. Ressources en pétrole et en gaz de la plate-forme Néo-Écossaise (ressources potentielles et découvertes)

Pétrole récupérable en 10^6 m^3	Confiance élevée	Prévision modérée	Évaluation hypothétique
Structures de transpercement	2.2	8.7	26.4
Structures profondes	6.4	14.8	33.7
Anticlinaux de compensation	2.5	5.9	12.7
Structures liées au socle	4.0	16.5	56.1
Pièges stratigraphiques	1.3	3.5	7.3
Banc carbonaté	4.8	50.9	174.1
Zone de surpression	pas de pétrole	pas de pétrole	pas de pétrole
Total	54.1*	112.7*	243.3*
Gaz récupérable en 10^9 m^3	Confiance élevée	Prévision modérée	Évaluation hypothétique
Structures de transpercement	3.8	13.5	41.1
Structures profondes	41.5	99.0	239.6
Anticlinaux de compensation	15.1	34.0	74.0
Structures liées au socle	2.2	10.4	30.6
Pièges stratigraphiques	4.8	11.4	24.5
Banc carbonaté	4.7	36.8	106.9
Zone de surpression	83.9	277.8	569.7
Total	194.9*	512.4	927.5*
Condensat récupérable en 10^6 m^3		Prévision modérée	
Structures de transpercement		3.8	
Structures profondes		16.7	
Anticlinaux de compensation		6.7	
Structures liées au socle		-	
Pièges stratigraphiques		-	
Banc carbonaté		-	
Zone de surpression		31.2	
Total		58.4	

*Les valeurs ne s'additionnent pas arithmétiquement. La somme doit être évaluée à l'aide de méthodes statistiques (d'après Wade et al., 1989)

TABLE 3. Maceral composition (in volume %) of shale samples from the South Venture O-59, Venture B-43, and Louisbourg J-47 wells, Scotian Shelf

TABLEAU 3. Composition macérale (en %(volume)) d'échantillons de shale prélevés dans les puits South Venture O-59, Venture B-43, et Louisbourg J-47 de la plate-forme Néo-Écossaise

Well Name / Nom du puits	Sample Number (in metres depth) / N° d'identification de l'échantillon (m)	Maceral Composition (volume %) · Composition macérale (en % (volume))										Fluorescence of Exinite/Alginite* / Fluorescence de l'exinite/alginite*
		Vitrinite	Inertinite	Exinite	Resinite / Résinite	Particulate Liptinite A / Liptinite A particulaire	Amorphous Liptinite / Liptinite amorphe		Alginite	Liptodetrinite	Bitumen / Bitume	
							Sapropelinite IIA / Sapropélinite IIA	Sapropelinite IIB / Sapropélinite IIB				
								Humosapropelinite (mixture of humic and liptinitic matrix) / Humosapropélinite (mélange de matrice humique et liptinique)				
Louisbourg J-47	1530 #	46.2	0.8	7.6	1.4	2.0	0.8	8.4	25.2	0.6	4.8	2.2	1
	1575 #	41.4	1.6	11.8	1.3	4.3	11.8	21.4	1.6	2.0	1.2	1.6	1
	1905 * #	45.7	0.3	11.7	1.3	2.3	4.3	16.8	10.4	2.3	0.3	4.6	2
	2145 #	41.7	1.3	35.0	1.6	0.6	1.0	10.2	0.7	1.3	5.0	1.6	1
	2695	22.0	2.0	18.8	1.3	0.7	1.6	34.2	13.9	0.6	0.3	4.6	1
	3105 #	28.6	0.6	12.3	0.3	1.1	1.7	15.7	18.5	0.9	2.9	17.4	1
	3705 #	28.9	2.0	31.9	0.0	3.9	2.6	21.4	4.6	0.7	1.0	3.0	3
	3825 #	36.0	0.9	16.1	0.3	0.6	3.0	22.8	6.7	0.2	4.9	8.5	1
	3995-4005 #	27.4	0.3	38.0	0.3	0.6	1.0	12.9	5.3	0.0	1.6	12.6	3
	4035 #	42.5	0.3	25.8	1.6	0	0.0	14.7	5.0	0.0	4.9	5.2	1
	4411 (c)	33.1	2.7	15.2	1.1	1.1	2.8	24.5	9.8	2.5	5.6	1.6	1
	4830 #	4.8	9.6	3.3	0.0	1.9	30.5	24.3	18.0	3.3	0.5	3.8	3
	5175 5190 #	21.4	35.3	9.8	0.3	2.1	0.0	9.8	9.3	0.0	0.0	12.0	3
	5437 (c)	18.3	2.0	2.3	0.0	1.3	6.7	50.0	12.5	0.7	4.5	2.0	3
	5456 (c)	41.8	1.6	16.1	0.7	1.3	1.0	24.3	2.6	1.3	8.8	1.3	3
	5455 (c)	26.5	2.9	5.1	0.0	0.5	2.1	49.2	6.7	1.0	5.0	1.0	2
	5580 #	21.2	0.0	2.0	0.0	2.7	5.6	59.7	7.6	0.3	0.6	0.3	2
	5655-5670 #	12.5	0.6	2.5	0.0	3.1	8.9	49.1	6.7	0.3	0.6	15.7	1
	5925-5940 # *	10.0	3.0	20.3	0.0	5.3	0.7	16.0	20.7	4.3	2.7	12.0	2
	6000 # *	15.0	4.7	14.8	0.0	1.6	3.5	18.2	30.9	1.1	1.9	8.3	2
South Venture O-59	4010	44.5	2.2	16.0	2.5	2.2	0.9	5.4	14.8	1.6	4.7	2.2	1
	4130	38.8	1.1	52.5	0.0	1.1	0.0	2.0	0.9	1.3	1.8	0.7	3
	4940 #	2.9	1.7	3.0	0.0	10.6	13.2	40.6	8.4	2.8	10.1	6.7	2
	4960 #	5.5	1.3	2.2	0.0	1.3	19.7	45.8	2.0	0.7	0.0	1.4	3
	5175 #	25.2	2.9	16.8	0.7	1.9	1.2	31.8	14.0	1.9	2.4	1.2	3
	5255 #	17.5	1.4	7.6	0.0	4.1	0.6	52.2	11.8	1.7	1.7	1.4	1
	5420 #	17.4	0.6	3.1	0.3	4.0	20.2	35.8	15.1	1.9	0.0	1.6	3
	5590-5595 #	16.8	0.4	23.6	2.0	8.8	11.2	3.5	2.6	2.6	5.5	23.0	3
	5700 #	16.1	3.0	18.6	0.2	7.7	0.0	15.8	26.0	1.7	5.9	3.0	2
	5965 #	19.6	2.2	6.1	0.3	2.5	2.5	52.8	9.6	0.0	0.9	3.5	2
	6060 #	7.5	1.4	7.9	1.3	2.7	4.9	55.4	17.6	0.0	0.3	1.0	4
	6115-6120 #	4.3	1.3	4.6	0.0	0.0	41.4	23.2	9.9	1.0	5.0	9.3	4
	6170 #	13.4	2.6	11.2	0.0	7.7	6.6	40.8	4.6	3.5	6.1	3.5	2
Venture B-43	4550	11.3	0.6	14.3	2.0	1.7	3.7	40.0	4.0	2.0	19.3	1.1	1
	4760 #	17.9	2.3	15.2	0.0	0.8	1.3	44.8	2.0	3.3	11.9	0.7	3
	4959 (c)	8.8	1.3	7.6	0.2	5.0	11.5	40.3	10.7	7.6	6.0	1.0	2
	4962 (c)	8.7	2.3	5.7	0.2	2.1	7.1	55.9	0.4	3.8	6.9	6.9	5
	5210 #	29.6	5.7	8.0	0.7	2.0	4.3	35.0	5.0	5.0	3.0	1.7	6
	5320 #	27.0	2.0	7.0	0.3	0.3	2.0	40.7	7.0	1.0	11.7	1.0	6
	5570 #	47.0	4.3	17.0	1.3	0.7	2.3	22.0	1.7	0.0	3.0	0.7	5
	5620 #	33.7	3.3	9.0	1.0	0.3	7.0	32.0	4.0	2.0	5.0	2.7	2
	5770 #	22.4	1.7	22.3	0.3	2.0	8.0	31.7	1.0	1.3	8.3	1.0	7
	5900 #	40.0	1.3	25.7	1.7	0.7	3.3	11.6	8.0	0.7	5.0	2.0	2
	5960 #	38.7	1.7	26.0	1.0	0.0	0.7	10.6	7.0	2.0	9.3	3.0	7
	6071 #	44.4	1.0	32.0	0.7	0.3	0.7	10.2	3.5	0.6	5.0	1.6	5

* 1 = Yellow-orange Jaune-orange, 2 = Red Rouge, 3 = Orange, 4 = Dark brown Brun foncé, 5 = Orange-red Orange-rouge, 6 = Orange-brown Orange-brun, 7 = Red-brown Rouge-brun

▷

of the World, (ed.) M. T. Halbouty; American Association of Petroleum Geologists, Memoir 40, p. 143-176.

Mukhopadhyay, P. K. and Birk, D.

1989: Organic facies in the Sable Subbasin, Scotian Shelf; Geological Survey of Canada, Open File 2027, 47 p.

Mukhopadhyay, P. K. and Wade, J. A.

1990: Organic facies and maturation of sediments from three Scotian Shelf wells; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 38, no. 4, p. 407-425.

Nantais, P. T.

1983: A reappraisal of the regional hydrocarbon potential of the Scotian Shelf; Geological Survey of Canada, Open File 1175, 83 p.

Wade, J. A., Campbell, G. R., Procter, R. M., and Taylor, G. C.

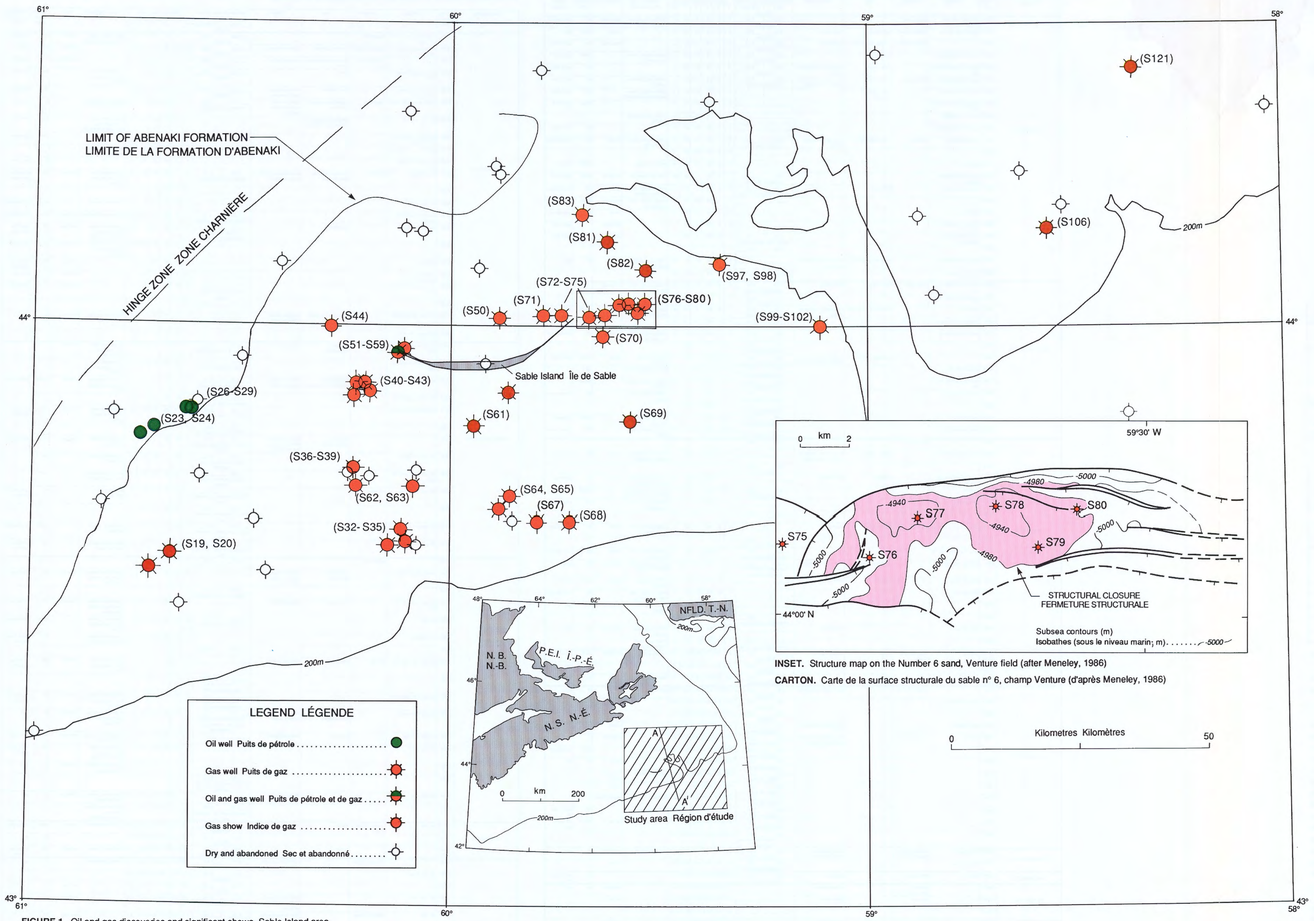
1989: Petroleum resources of the Scotian Shelf; Geological Survey of Canada, Paper 88-19, 26 p.

□

TABLE 4. Variation of organic facies (volume % of maceral affinity association) and their associated petrographic criteria, maturity, kerogen type, and inferred oil/gas potential related to lithology, age, stratigraphy and depositional environment of analyzed sediments from selected Scotian Shelf wells (modified from Mukhopadhyay and Birk, 1989)

Well Name	Depth (m)	Lithology	Formation	Age	Environment	Vitrinite Reflectance (% Ro) · Réflectance de la vitrinite (% Ro)		Organic Facies Distribution				Oxidation Level (Dissolvement)	Organic Input	Kerogen Type	Oil/Gas Potential
						%Ro	Maturity	1	2	3	4	5			
Louisbourg J-47	1530	salt*, dol.*, tuff* with minor sh	Banquereau	-	-	0.25	0.03 immature	1	5	14	9	72	1 (mildly oxic, shallow marine)	terrestrial	III	gas (minor)
	1575	grey sh with ss + lst	Dawson Canyon	Late Turonian	outer neritic	0.28	0.03 immature	2	16	23	13	44	2	mixed	III-III	gas
	1905	-	Logan Canyon	L- Mid. Cenomanian	inner neritic	0.36	0.06 immature	2	7	18	14	58	1	terrestrial	III	gas (minor)
	2145	grey sh + clay with ss	"	"	Albian	0.36	0.04 immature	1	2	16	22	43	3 (mildly anoxic, shal-low marine)	"	III-III	gas/cond.?
	2695	grey sh + clay with sh lyr + ss	"	Early Albian	inner neritic - marginal marine	0.42	0.05 immature	1	3	36	21	37	2	"	IIB	cond./gas
	3105	grey ss with grey sh	Mississauga	L. Haut. - Barr.	inner neritic - marginal marine + continental	0.52	0.05 marginally mature	1	3	22	16	57	1 (mildly oxic, shallow marine)	"	III	miner.gas
	3705	calc.* sh + grey ss	"	Barr. - Valang. - E. Haut.	"	-	-	1	6	32	33	26	2 (mildly anoxic, shal-low marine + detrital?)	"	IIB	cond./gas
	3825	grey ss + lst with crazy peel	"	"	"	-	-	1	4	30	18	46	1	"	IIB-III	gas/cond.
	3995	calc. ss + black sh	"	"	"	-	-	0	2	17	44	37	3 (mildly anoxic, shal-low marine)	"	III	cond./gas
	4035	calc. ss + calc. grey sh	"	"	"	-	-	0	0	23	29	50	1	"	III	miner.gas
	4411	dark grey shale	Mic Mac	L. Oxfordian - Kimm.	inner neritic to outer neritic	0.75	0.06 mature and oil zone	1	3	4	33	59	3 (mildly anoxic, shal-low marine)	mixed	III	cond./oil-gas
	4420	-	"	"	"	-	-	1	4	5	26	65	3	"	III	"
	4830	grey sh + lst	"	"	"	-	-	1	4	34	25	4	23 (anoxic - partial)	"	IA-IIB	oil/cond.
	5175	green marl with light grey sh	"	Oxfordian	"	1.20	0.16 mature & oil/wet gas zone	1	2	32	18	45	2 (mildly anoxic, shal-low deep marine)	mixed	IIB	cond./oil-gas
	5440	-	"	"	"	-	-	1	2	32	18	45	2 (mildly anoxic, shal-low marine)	"	IIB-III	cond./gas
	5455	grey sh	"	"	"	-	-	1	3	55	5	33	3	"	IIB	cond./oil-gas
	5580	mélange: green ss + grey sh	"	"	"	-	-	0	9	40	2	29	-	terrestrial	-	gas/cond.
	5655	grey sh with minor green lst	"	"	"	1.81	0.13 mature and wet gas zone	0	14	59	3	23	1	mixed	"	cond./gas
	5789	-	"	"	"	1.86	0.14	-	-	-	-	-	-	-	-	-
South Venture O-59	5925	calc. grey sh with lst	"	Callovian - Oxfordian	inner neritic - marginal marine	0.74	0.06 mature and oil zone	3	7	21	23	41	3 (mildly oxic, partly open marine)	mixed	III	gas
	6000	mélange: grey sh + green lst	"	"	"	-	-	1	8	22	16	53	1	"	-	-
	4010	dark grey sh with minor ss	Mississauga	Ran. - Valang.	inner neritic	0.74	0.06 mature and oil zone	2	3	14	19	60	2 (mildly anoxic, shal-low oil/wet mar.)	mixed	III	cond./gas
	4130	dark grey sh with minor lst	"	"	"	0.76	0.07 mature and oil zone	1	1	4	53	40	1 (mildly anoxic, shal-low marine)	"	III	"
	4940	black sh	"	Late Kimm. - Tithonian	inner neritic - marginal marine	1.05	0.10 mature and wet gas zone	1	3	20	54	3	2 (anoxic - partial, shal-low oil/wet marine)	mixed	IA-IIB	cond./oil	
	4960	black sh with minor ss	"	"	"	1.14	0.10 mature and oil zone	1	2	31	54	3	2 (mildly anoxic, shal-low marine)	"	IIB	"
	5175	dark grey sh with ss	"	"	"	1.03	0.10 mature and oil zone	2	3	25	18	39	2 (mildly anoxic, shal-low marine)	terrestrial	III	cond./gas/oil
	5255	-	"	"	"	1.45	0.08 mature and oil zone	2	5	54	8	30	"	"	"	cond./gas
	5420	-	"	Oxfordian - Kimm.	inner neritic - outer neritic - marginal marine	1.45	0.08 mature and oil zone	2	24	37	3	33	1 (anoxic - partial, mixed terr.)	mixed	IA-IIB	gas/cond.
	5590	grey sh with ss	Mic Mac	"	"	1.78	0.13 mature wet gas zone	3	20	11	34	25	1 (mildly oxic, proximal)	"	III	"
	5700	dark grey sh with calc. nodules	"	"	"	1.85	0.13 mature wet gas zone	2	8	22	19	48	1 (mildly oxic, shallow marine)	"	IIB-III	"
	5965	calc. dark grey sh	Mic Mac	"	"	2.13	0.11 overmature-gas zone	6	54	7	31	2	1 (mildly anoxic, pro-delta)	"	IIB	cond./gas/oil
	6060	-	"	"	"	2.05	0.11 overmature-gas zone	4	56	9	23	8	"	"	"	"
	6115	dark grey sh	"	"	"	2.05	0.12 overmature-gas zone	1	46	31	5	16	1 (anoxic - partial, proximal)	"	IA-IIB	oil/cond.
	6170	dark grey sh + calc. sh	"	"	"	2.42	0.18 overmature-gas zone	4	15	48	11	19	3 (mildly anoxic, pro-delta)	"	IIB	cond./gas/oil
Venture B-43	4340	-	Mississauga	-	-	0.73	0.04	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	4560	green marl + grey sh	"	Valang. - Berr.	inner neritic - marginal marine - continental	0.82	0.05 mature zone	2	5	60	17	15	1 (mildly oxic, shallow marine, detrital?)	mixed	IIB	cond./gas
	4610	-	"	"	"	-	-	1	1	-	-	-	-	-	-	-
	4760	calc. grey sh + green-grey ss	"	Tithonian	inner neritic	0.92	0.06 mature of zone	3	2	58	15	22	2 (mildly anoxic, shallow marine)	mixed	IIB	cond./gas
	4959	calc. grey sh	"	"	"	0.92	0.06 mature of zone	8	17	45	9	20	1 (anoxic - partial, shal-low/wet shallow marine)	"	IA-IIB	cond.
	4962	dark grey sh	"	"	"	-	-	4	10	67	6	11	2 (mildly anoxic, shal-low marine)	"	IIB	cond./gas/oil
	5200	-	"	"	"	1.04	0.03	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	5210	grey sh + green calc. sh	Mic Mac	Kimmeridgian	inner neritic	1.04	0.03 mature-solvent gas zone	5	6	39	9	25	1 (mildly anoxic, shal-low marine)	mixed	IIB	cond./gas/oil
	5225	-	"	"	"	1.14	0.03 mature-solvent gas zone	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	5320	grey sh + green calc. sh	"	"	"	1.26	0.04 mature-solvent gas zone	1	2	53	7	35	2 (mildly anoxic, shal-low marine)	"	IIB	cond./gas/oil
	5570	grey sh + calc. ss	"	Oxfordian - Kimm.	inner neritic - marginal marine	1.81	0.03 marginally mature - wet/dry gas zone	3	25	19	40	13	1 (mildly oxic, shallow, deltaic)	"	III	gas
	5620	grey sh + marl	"	Callovian	outer neritic	-	-	2	9	38	10	38	1 (mildly oxic, deep marine)	mixed	IIB-III	gas/cond.
	5770	calc. grey sh	"	"	"	-	-	1	10	40	23	24	2 (mildly anoxic, shal-low/deep marine)	"	IIB	cond./gas/oil
	5900	-	"	"	"	-	-	1	4	17	28	49	1 (mildly oxic, deep marine)	terrestrial	III	gas
	5920	-	"	"	"	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	5960	calc. grey sh	"	"	outer neritic	2.08	0.07 overmature-dry gas zone	2	1	20	28	47	2 (mildly anoxic, deep marine)	terrestrial	III	gas
	5971	-	"	"	"	2.12	0.03 overmature-dry gas zone	1	1	15

Energy, Mines and Resources Canada
Énergie, Mines et Ressources Canada



INSET. Structure map on the Number 6 sand, Venture field (after Meneley, 1986)

CARTON. Carte de la surface structurale du sable n° 6, champ Venture (d'après Meneley, 1986)

FIGURE 1. Oil and gas discoveries and significant shows, Sable Island area

FIGURE 1. Découvertes de pétrole et de gaz et indices significatifs, région de l'île de Sable

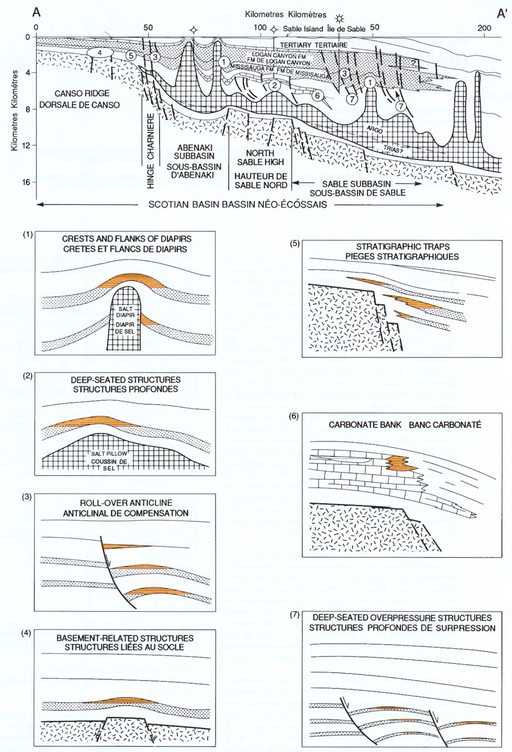
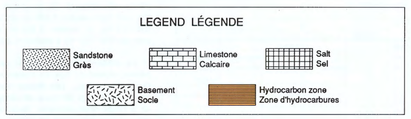


FIGURE 2. Generalized play types for Scotian Shelf; numbers indicate location of play on schematic cross-section (after Wade et al., 1989). Line of section shown in Figure 1.

FIGURE 2. Types généraux de zones pétrolières de la plate-forme Néo-Écossaise; les numéros indiquent l'emplacement des zones pétrolières sur la coupe schématique (d'après Wade et coll., 1989). Le profil de la coupe est montré à la figure 1.



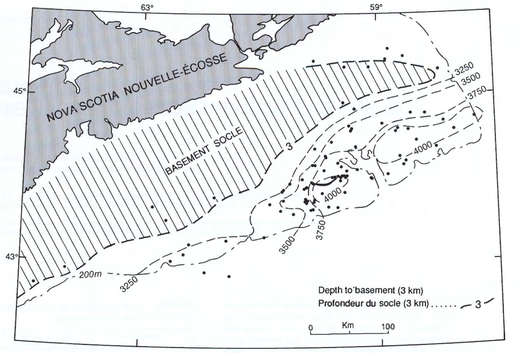


FIGURE 6. Depth (in metres) to Ro 0.70% (modified after Nantais, 1983)

FIGURE 6. Profondeur (en mètres) du niveau auquel la R_0 atteint 0,70 % (modifié d'après Nantais, 1983)

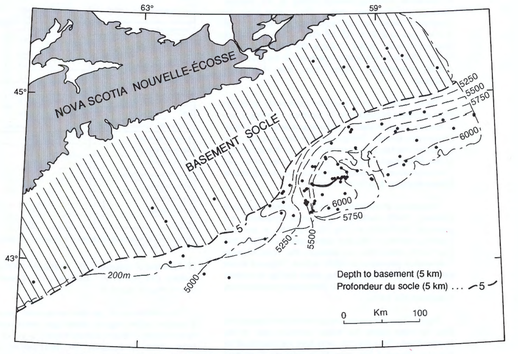


FIGURE 7. Depth (in metres) to Ro 1.30% (modified after Nantais, 1983)

FIGURE 7. Profondeur (en mètres) du niveau auquel la R_0 atteint 1,30 % (modifié d'après Nantais, 1983)

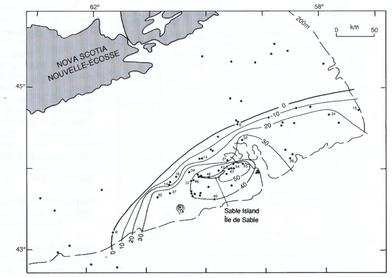


FIGURE 8. Time (Ma) when top of Jurassic entered Ro 0.60%, as calculated from TTI (modified after Nantais, 1983)

FIGURE 8. Temps écoulé (Ma) depuis que le sommet du Jurassique a atteint une R_0 de 0,60 %, calculée à partir de l'TTI (modifié d'après Nantais, 1983)

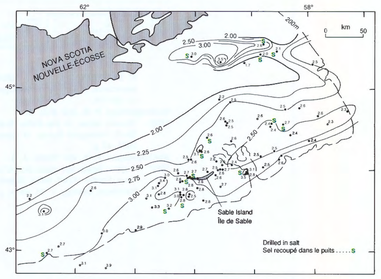


FIGURE 5. Geothermal gradients °C/100m, Scotian Shelf (modified after Nantais, 1983)

FIGURE 5. Gradients géothermiques en °C/100m, plate-forme Néo-Écossaise (modifié d'après Nantais, 1983)

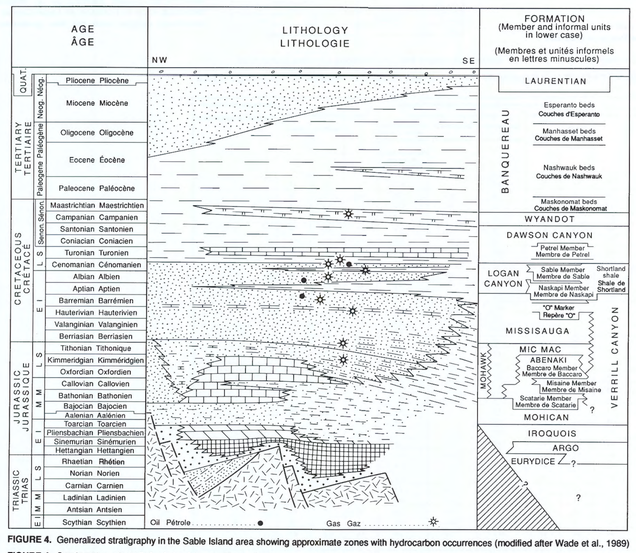


FIGURE 4. Generalized stratigraphy in the Sable Island area showing approximate zones with hydrocarbon occurrences (modified after Wade et al., 1989)

FIGURE 4. Stratigraphie généralisée de la région de l'île de Sable montrant la position approximative des zones d' hydrocarbures (modifié d'après Wade et coll., 1989)

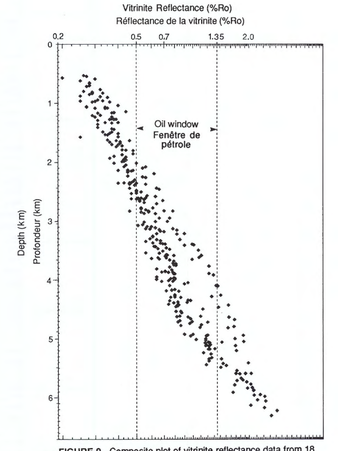


FIGURE 9. Composite plot of vitrinite reflectance data from 18 wells (data from M. P. Avery, Atlantic Geoscience Centre, 1990)

FIGURE 9. Diagramme composite des données sur la réflectance de la vitrinite à partir de 18 puits (données de M. P. Avery, Centre géoscientifique de l'Atlantique, 1990)

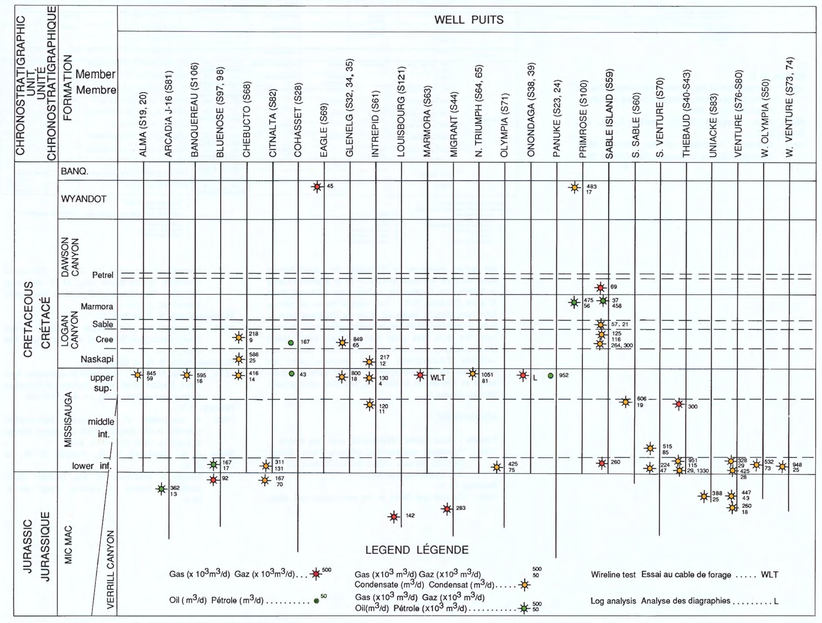


FIGURE 3. Stratigraphic position of hydrocarbon occurrences and drillstem test results

FIGURE 3. Position stratigraphique des gisements d'hydrocarbures et résultats des essais aux tiges

SCOTIAN SHELF
OIL AND GAS OCCURRENCES AND GEOCHEMISTRY

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE
GISEMENTS DE PÉTROLE ET DE GAZ ET GÉOCHIMIE

Canada

Geological Survey of Canada
Commission géologique du Canada

Geological Survey of Canada

Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF SURFICIAL GEOLOGY AND PHYSICAL PROPERTIES 1 CONTROL DATA

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE GÉOLOGIE DES FORMATIONS EN SURFACE ET PROPRIÉTÉS PHYSIQUES 1 DONNÉES DE CONTRÔLE

Recommended citation: Atlantic Geoscience Centre, 1991: Surficial geology and physical properties 1: control data; in East Coast Basin Atlas Series: Scotian Shelf; Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p. 111.

Additional copies of this map may be obtained from the Geological Survey of Canada, Atlantic Geoscience Centre, P. O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2 Canada (Ph: 902-426-2773; FAX: 902-426-4266).

Notation bibliographique conseillée: Centre géoscientifique de l'Atlantique, 1991: Géologie des formations en surface et propriétés physiques 1: données de contrôle; dans Série des atlas des bassins de la côte Est: plate-forme Néo-Écossaise; Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada, p. 111.

Des copies supplémentaires de la carte peuvent être obtenues auprès de la Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de l'Atlantique, case postale 1006, Dartmouth (Nouvelle-Écosse) B2Y 4A2 Canada tél (902) 426-2773; facsimilié (902) 426-4266.

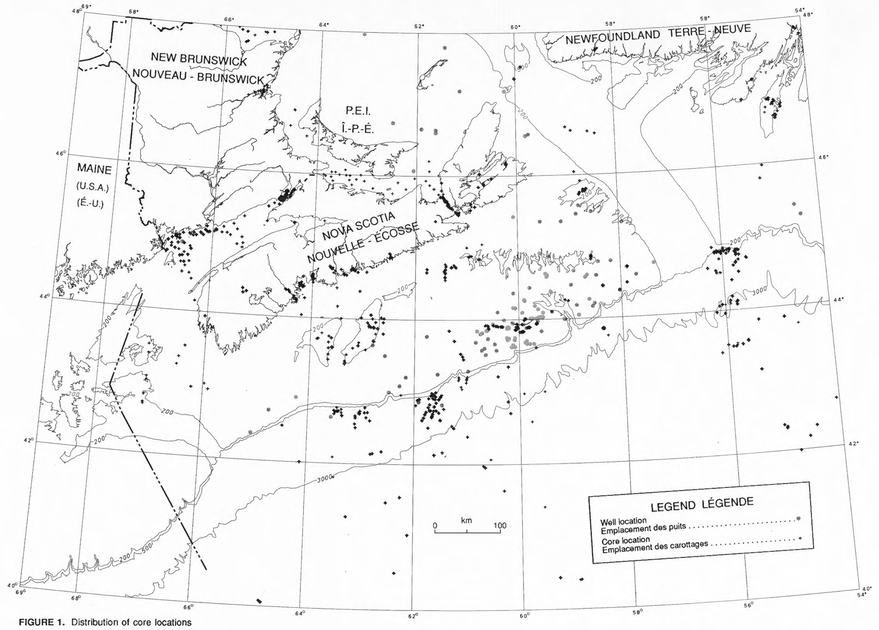


FIGURE 1. Distribution of core locations
FIGURE 1. Répartition des emplacements des carottages

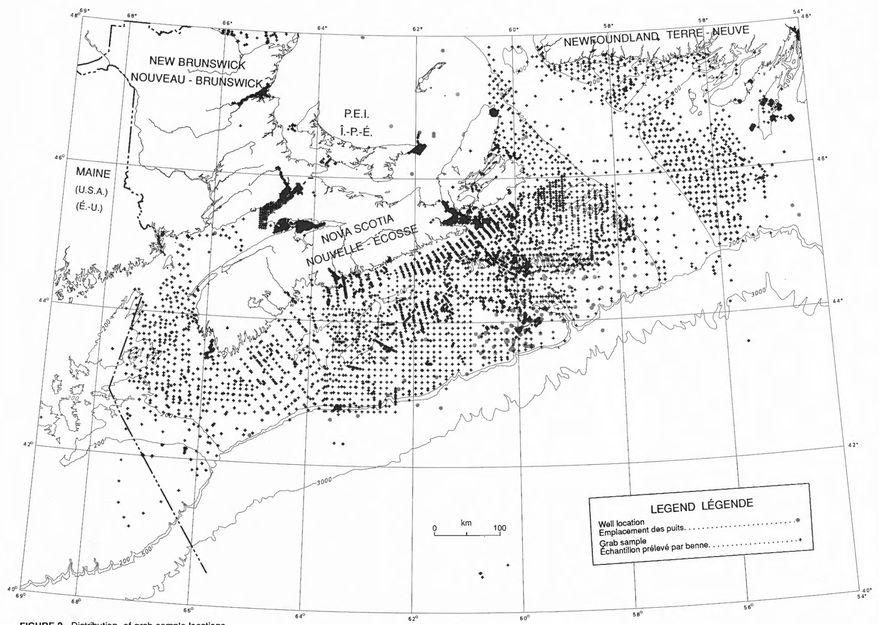


FIGURE 2. Distribution of grab sample locations
FIGURE 2. Répartition des emplacements des échantillons prélevés par benne

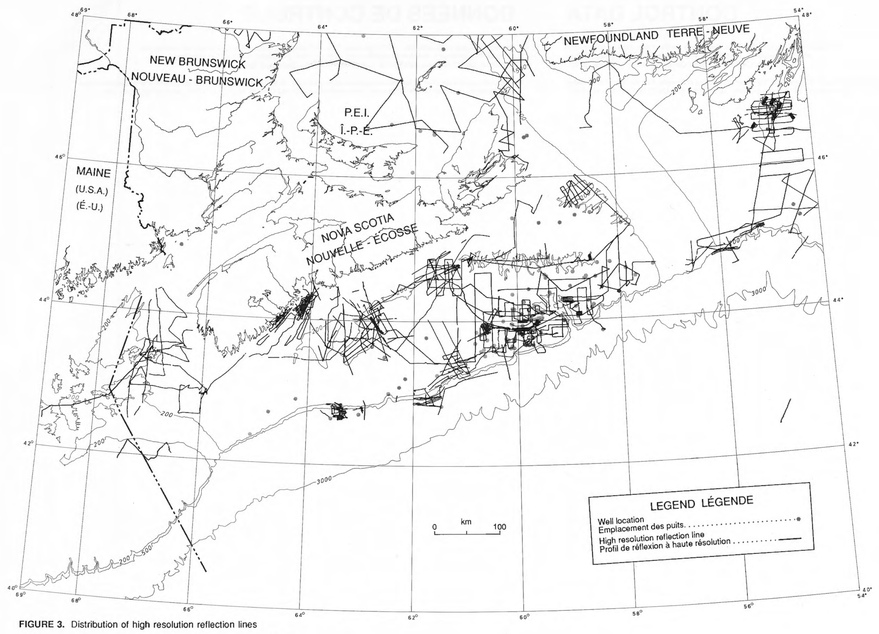


FIGURE 3. Distribution of high resolution reflection lines
FIGURE 3. Répartition des profils de réflexion à haute résolution

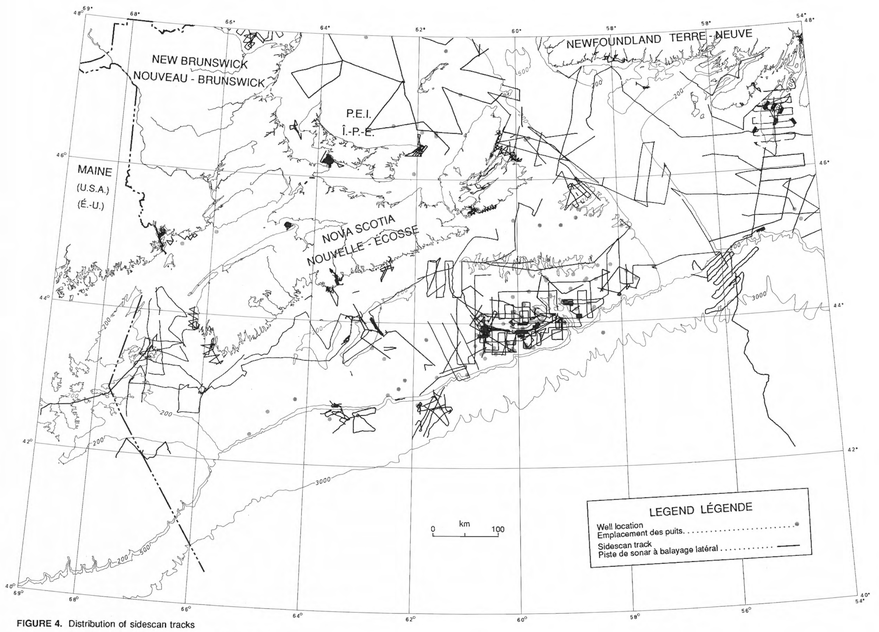


FIGURE 4. Distribution of sidescan tracks
FIGURE 4. Répartition des pistes de sonar à balayage latéral

SCOTIAN SHELF SURFICIAL GEOLOGY AND PHYSICAL PROPERTIES CONTROL DATA

1

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE GÉOLOGIE DES FORMATIONS EN SURFACE ET PROPRIÉTÉS PHYSIQUES DONNÉES DE CONTRÔLE

Canada

Geological Survey of Canada
Commission géologique du Canada

Geological Survey of Canada

Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF SURFICIAL GEOLOGY AND PHYSICAL PROPERTIES 2 BEDROCK GEOLOGY

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE GÉOLOGIE DES FORMATIONS EN SURFACE ET PROPRIÉTÉS PHYSIQUES 2 GÉOLOGIE DU SUBSTRATUM ROCHEUX

G. B. J. Fader

Contributors: K. MacKillop, R. Miller, and J. A. Wade

Collaborateurs: K. MacKillop, R. Miller, et J. A. Wade

Recommended citation: Fader, G. B. J., 1991: Surficial geology and physical properties 2: bedrock geology; in East Coast Basin Atlas Series: Scotian Shelf; Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p. 113.

Additional copies of this map may be obtained from the Geological Survey of Canada, Atlantic Geoscience Centre, P. O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2 Canada (Ph: 902-426-2773; FAX: 902-426-4266).

Notation bibliographique conseillée: Fader, G. B. J., 1991: Géologie des formations en surface et propriétés physiques 2: géologie du substratum rocheux; dans Série des atlas des bassins de la côte Est: plate-forme Néo-Écossaise; Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada, p. 113.

Des copies supplémentaires de la carte peuvent être obtenues auprès de la Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de l'Atlantique, case postale 1006, Dartmouth (Nouvelle-Écosse) B2Y 4A2 Canada tél (902) 426-2773, facsimilé (902) 426-4266.

The bedrock geology of the Scotian Shelf and adjacent areas is based on King and MacLean (1976) with modifications from Fader and Geonautics Limited (1984) and Fader et al. (1982). The map here presents the pre-Quaternary distribution of rocks beneath the seabed and is based on a study of high resolution seismic reflection data, adjacent onshore geology, exploratory wells, boreholes, and gravity, magnetic, and refraction data. This map complements the other maps on deep subsurface geology in this Atlas and the reader is referred to these maps for details on the stratigraphy, lithology, and structure of the sedimentary basins. The surface expression of the sediments in the deeper basins is often masked by the low resolution of the seismic data collected for basin analyses and the overlying Quaternary sediments often cannot be distinguished from the pre-Quaternary bedrock. However, the interpretation of shallow geology using high resolution systems overcomes this problem and reveals information that otherwise would be obscured.

The offshore region is divided into four geological divisions (King and MacLean, 1976). In the west, the Acadian Basin underlies the Bay of Fundy and the northern Gulf of Maine, and contains Triassic volcanic and sedimentary rocks. The deposits have a continental origin and some may also outcrop in Chedabucto Bay associated with the Glooscap Fault. At the entrance to the Bay of Fundy, the Triassic sediments are deposited in three troughs separated by basement highs.

The second division is an area of lower Paleozoic rocks which underlies the eastern and central part of the Gulf of Maine and the inner Scotian Shelf. It is an area of acoustic basement, comprised of rocks that are not penetrated by the energy of the seismic reflection systems; it is subdivided into two units namely offshore Meguma Group and pre-Pennsylvanian rocks. The Meguma Group includes the Upper Cambrian Goldenville Formation composed of greywacke, quartzite, and slate, and the overlying Lower Ordovician Halifax Formation slate (Weeks 1965; Taylor 1967, 1969; Poole et al., 1970). The clastic and volcanic rocks of the White Rock, Kentville, New Canaan, and Torbrook formations also occur offshore of Yarmouth, Nova Scotia. Devonian granites are included but not differentiated. Other areas of pre-Pennsylvanian rocks (acoustic basement) occur around the Sydney Basin, off Cape Breton Island, and along the south coast of Newfoundland. North of the Glooscap Fault but south of Cape Breton Island, the Scatarie Ridge extends from the mainland and across the shelf to the Laurentian Channel. It is probably composed of lithologies similar to the suite of Precambrian metasediments and volcanics, Cambrian-Devonian sediments and intrusives, and overlying Mississippian sediments found on the adjacent mainland.

The third major division of the offshore is the Triassic, Jurassic, Cretaceous, and Tertiary sedimentary rocks that underlie the outer area of the Gulf of Maine, the middle and outer Scotian Shelf, and the outer Laurentian Channel. South of Cape Breton Island, the rocks may include Quaternary material as the interpretations of the shallow bedrock were based largely on high resolution seismic reflection data with few samples. These rocks are a continuation of the Atlantic Coastal Plain to the south. The contact between the basement rocks of the Meguma Group platform and the Mesozoic-Tertiary sediments occurs ~50 km south of Nova Scotia. As this edge was eroded by fluvial and glacial processes, the younger rocks were probably more extensive than presently indicated. In the Laurentian Channel and on the western Grand Banks of Newfoundland, the zero isopach is in contact with Pennsylvanian strata. The Cretaceous rocks in the subsurface are overstepped, more than 30 km to the north, by Tertiary sediments.

The fourth offshore division is the Sydney Basin, an area underlain by Carboniferous rocks between Cape Breton Island and Newfoundland. These rocks also outcrop in Placentia Bay. In the Laurentian Channel, the beds dip gently to the central part of the basin while steeper beds occur adjacent to the Scatarie Ridge and in the nearshore.

REFERENCES

Fader, G. B. and Geonautics Limited
1984: A geophysical survey of Georges Bank, Georges Basin and Northeast Channel area of the Gulf of Maine; Geological Survey of Canada, Open File 978.

Fader, G. B., King, L. H., and Josenhans, H. W.
1982: Surficial geology of the Laurentian Channel and the western Grand Banks of Newfoundland; Canadian Hydrographic Service, Marine Sciences, Paper 21, 37 p. (also Geological Survey of Canada, Paper 81-22).

King, L. H. and MacLean, B.
1976: Geology of the Scotian Shelf; Canadian Hydrographic Service, Marine Sciences, Paper 7, 31 p. (also Geological Survey of Canada, Paper 74-31).

Poole, W. H., Sanford, B. V., Williams, H., and Kelley, D. G.
1970: Geology of southeastern Canada; in Geology and Economic Minerals of Canada (5th ed), (ed.) R. J. W. Douglas; Department of Energy, Mines and Resources, Ottawa, p. 228-304.

Taylor, F. C.
1967: Reconnaissance geology of Shelburne map area, Queens, Shelburne and Yarmouth counties, Nova Scotia; Geological Survey of Canada, Memoir 349, 83 p.
1969: Geology of the Annapolis - St. Marys Bay map area, Nova Scotia; Geological Survey of Canada, Memoir 358, 65 p.

Weeks, L. J.
1965: Geological map of Nova Scotia; Nova Scotia Department of Mines.

□

La géologie du substratum rocheux de la plate-forme Néo-Écossaise et de la région adjacente est basée sur les travaux de King et MacLean (1976) et sur les modifications qui lui ont été apportées par Fader et la Geonautics Limited (1984) ainsi que par Fader et al. (1982). La présente carte illustre la répartition préquaternaire des roches sous le fond marin d'après une étude des données de sismique-réflexion haute résolution, de la géologie des terres émergées adjacentes, des puits d'exploration, des sondages et des données gravimétriques, magnétiques et de réfraction. Cette carte complète les autres cartes du présent atlas sur la géologie de subsurface profonde auxquelles est référé le lecteur pour un examen plus détaillé de la stratigraphie, de la lithologie et de la structure des bassins sédimentaires. L'expression en surface des sédiments des bassins les plus profonds est souvent masquée par la faible résolution des données sismiques recueillies pour les analyses de bassin et il est souvent impossible de distinguer le substratum rocheux préquaternaire des sédiments quaternaires sus-jacents. L'approche utilisée pour l'interprétation de la géologie à faible profondeur à l'aide de systèmes haute résolution permet de surmonter cette difficulté et révèle de l'information qui autrement demeurerait cachée.

La région extracôtière est divisée en quatre grandes zones géologiques (King et MacLean, 1976). À l'ouest, le bassin Acadien renferme des roches volcaniques et sédimentaires du Trias et repose dans la subsurface de la baie de Fundy et la partie septentrionale du golfe du Maine. Les dépôts sont d'origine continentale et certains d'entre eux peuvent également affleurer dans la baie de Chedabucto en association avec la faille de Glooscap. À l'entrée de la baie de Fundy, les sédiments du Trias sont déposés dans trois cuvettes séparées par des hauteurs du socle.

La deuxième division est une étendue de roches du Paléozoïque inférieur qui occupe la subsurface des parties orientale et centrale du golfe du Maine et la plate-forme Néo-Écossaise interne. Il s'agit d'une région de socle acoustique composée de roches que ne pénètre pas l'énergie émise par les systèmes de sismique-réflexion; elle est subdivisée en deux unités, soient l'étendue extracôtière du Groupe de Meguma et les roches prépennsylvaniennes. Le Groupe de Meguma comprend la Formation de Goldenville du Cambrien supérieur, composée de grauwacke, de quartzite et d'ardoise, qui est recouverte par l'ardoise de la Formation d'Halifax de l'Ordovicien inférieur (Weeks, 1965; Taylor, 1967, 1969; Poole et al., 1970). Les roches clastiques et volcaniques des formations de White Rock, de Kentville, de New Canaan et de Torbrook sont également présentes au large de Yarmouth (Nouvelle-Écosse). Des granites du Dévonien y sont contenus mais ne sont pas distingués. Il y a d'autres étendues de roches prépennsylvaniennes (socle acoustique) autour du bassin de Sydney, au large de l'île du Cap-Breton, ainsi que le long de la côte méridionale de Terre-Neuve. Au nord de la faille de Glooscap, mais au sud de l'île du Cap-Breton, la dorsale Scatarie s'avance du continent pour traverser la plate-forme jusqu'au chenal Laurentien. Les lithologies qui y sont représentées sont probablement similaires à celles de la suite des roches sédimentaires métamorphisées et volcaniques du Précambrien, des sédiments et des roches intrusives du Cambrien et du Dévonien ainsi que des sédiments sus-jacents du Mississippien que l'on observe sur les terres émergées adjacentes.

La troisième grande division de la région extracôtière correspond aux roches sédimentaires du Trias, du Jurassique, du Crétacé et du Tertiaire de la zone externe du golfe du Maine, des parties médiane et externe de la plate-forme Néo-Écossaise et de la partie externe du chenal Laurentien. Au sud de l'île du Cap-Breton, les roches peuvent englober des matériaux quaternaires puisque les interprétations du substratum rocheux peu profond ont été en grande partie basées sur des données de sismique-réflexion haute résolution et sur de rares échantillons. Ces roches constituent un prolongement de la plaine côtière de l'Atlantique plus au sud. Le contact entre les roches du socle du Groupe de Meguma de la plate-forme et les sédiments du Mésozoïque et du Tertiaire se trouve approximativement à 50 km au sud de la Nouvelle-Écosse. Puisque cette bordure a été érodée par les processus fluviaux et glaciaires, les roches plus jeunes occupaient probablement une plus grande étendue que celle qui est actuellement observée. Dans le chenal Laurentien et sur l'ouest des Grands Bancs de Terre-Neuve, l'isopaque zéro est en contact avec les couches du Pennsylvanien. Des sédiments du Tertiaire forment sur plus de 30 km au nord un dépôt transgressif discordant sur les roches de subsurface du Crétacé.

La quatrième grande division de la région extracôtière est représentée par le bassin de Sydney dans lequel reposent des roches du Carbonifère et qui s'étend entre l'île du Cap-Breton et Terre-Neuve. Ces roches affleurent également dans la baie Placentia. Dans le chenal Laurentien, les couches plongent légèrement vers la partie centrale du bassin alors qu'elles sont plus inclinées près de la dorsale Scatarie et dans la zone littorale.

RÉFÉRENCES

Fader, G. B. et Geonautics Limited
1984: A geophysical survey of Georges Bank, Georges Basin and Northeast Channel area of the Gulf of Maine; Geological Survey of Canada, Open File 978.

Fader, G. B., King, L. H., et Josenhans, H. W.
1982: Surficial geology of the Laurentian Channel and the western Grand Banks of Newfoundland; Canadian Hydrographic Service, Marine Sciences, Paper 21, 37 p. (also Geological Survey of Canada, Paper 81-22).

King, L. H. et MacLean, B.
1976: Geology of the Scotian Shelf; Canadian Hydrographic Service, Marine Sciences, Paper 7, 31 p. (also Geological Survey of Canada, Paper 74-31).

Poole, W. H., Sanford, B. V., Williams, H., et Kelley, D. G.
1970: Geology of southeastern Canada; in Geology and Economic Minerals of Canada (5th ed), (ed.) R. J. W. Douglas; Department of Energy, Mines and Resources, Ottawa, p. 228-304.

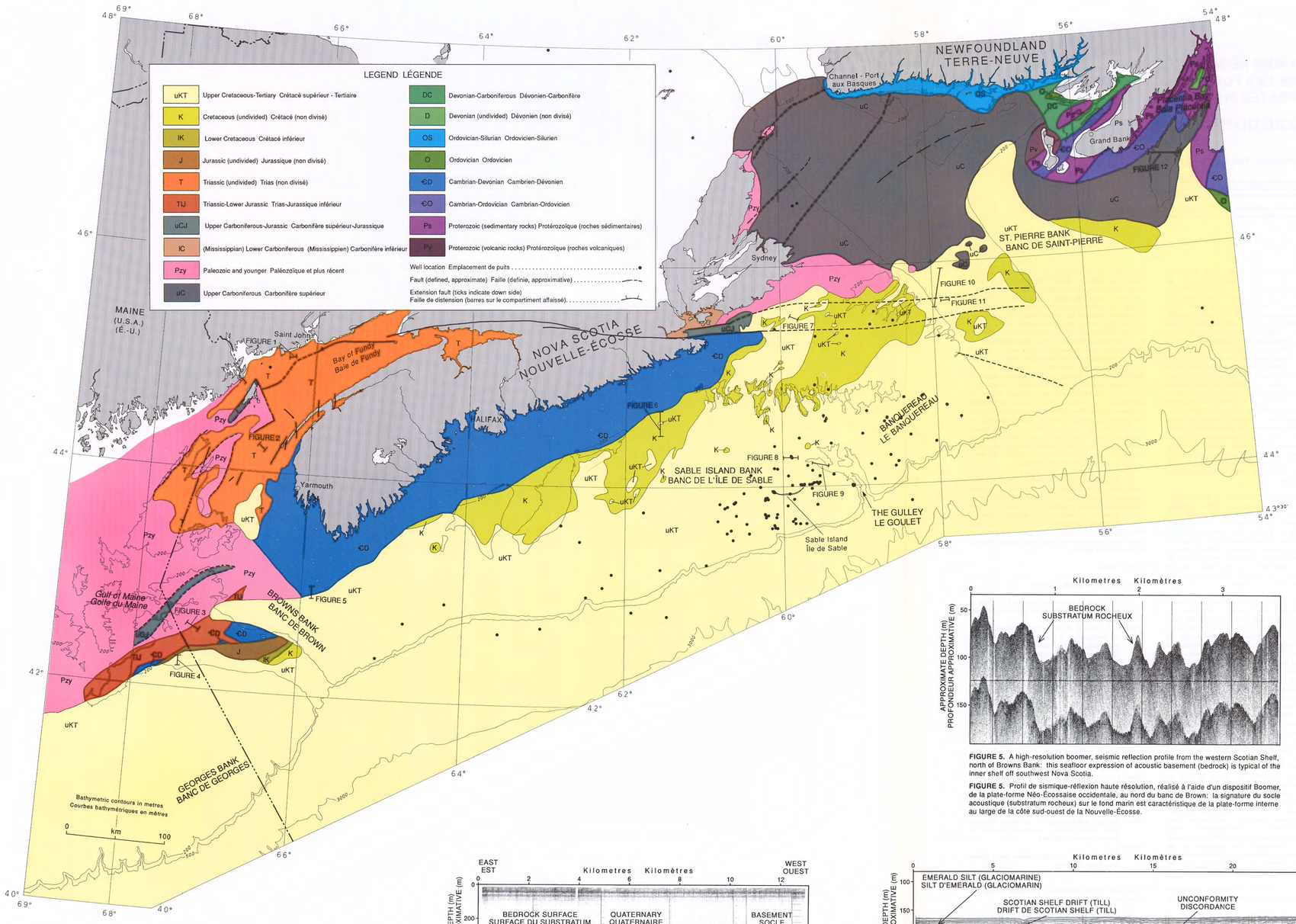
Taylor, F. C.
1967: Reconnaissance geology of Shelburne map area, Queens, Shelburne and Yarmouth counties, Nova Scotia; Geological Survey of Canada, Memoir 349, 83 p.
1969: Geology of the Annapolis - St. Marys Bay map area, Nova Scotia; Geological Survey of Canada, Memoir 358, 65 p.

Weeks, L. J.
1965: Geological map of Nova Scotia; Nova Scotia Department of Mines.

Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français

□

Energy, Mines and Resources Canada
Énergie, Mines et Ressources Canada



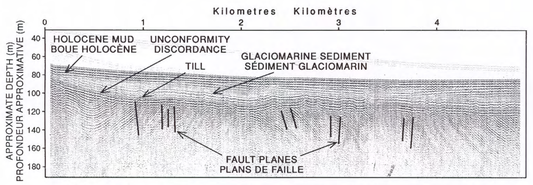


FIGURE 1. A sparker seismic reflection profile, Bay of Fundy, south of Point Lepreau, New Brunswick, showing Triassic sedimentary bedrock beneath thin glacial till, glaciomarine sediment and post-glacial Holocene mud

FIGURE 1. Profil de sismique-réflexion de la baie de Fundy, au sud de Pointe Lepreau, Nouveau-Brunswick, réalisé à l'étinceleur, et montrant le substratum sédimentaire triasique sous une mince couche de till glaciaire, de sédiment glaciomarin et de boue holocène postglaciaire

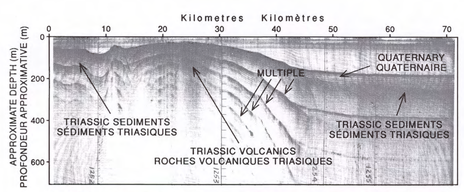


FIGURE 2. A high resolution airgun seismic reflection profile, Grand Manan Basin area at the entrance to the Bay of Fundy

FIGURE 2. Profil de sismique-réflexion haute résolution de la région du bassin de Grand Manan, à l'entrée de la baie de Fundy, réalisé à l'aide d'un canon à air comprimé.

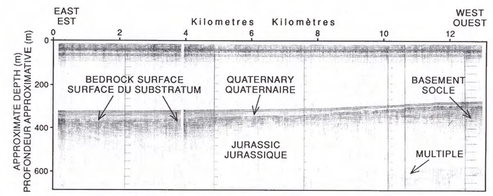


FIGURE 3. A high resolution airgun seismic reflection profile, Georges Basin, Gulf of Maine

FIGURE 3. Profil de sismique-réflexion haute résolution du bassin de Georges dans le golfe du Maine, réalisé à l'aide d'un canon à air comprimé.

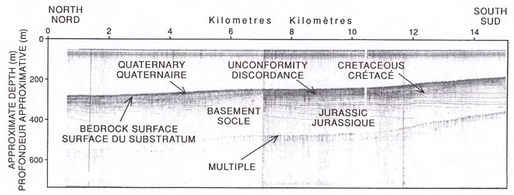


FIGURE 4. A high resolution airgun seismic reflection profile, southern flank of Georges Basin, Gulf of Maine

FIGURE 4. Profil de sismique-réflexion haute résolution du flanc sud du bassin de Georges dans le golfe du Maine, réalisé à l'aide d'un canon à air comprimé.

FIGURE 5. A high-resolution boomer, seismic reflection profile from the western Scotian Shelf, north of Browns Bank: this seafloor expression of acoustic basement (bedrock) is typical of the inner shelf off southwest Nova Scotia.

FIGURE 5. Profil de sismique-réflexion haute résolution, réalisé à l'aide d'un dispositif Boomer, de la plate-forme Néo-Écossaise occidentale, au nord du banc de Brown: la signature du socle acoustique (substratum rocheux) sur le fond marin est caractéristique de la plate-forme interne au large de la côte sud-ouest de la Nouvelle-Écosse.

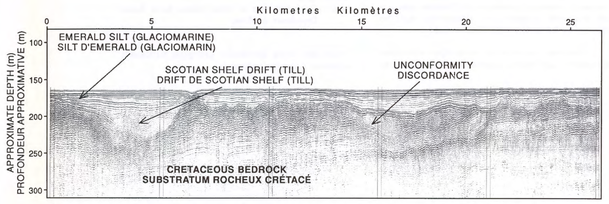


FIGURE 6. A seismic reflection profile, inner Scotian Shelf, showing Cretaceous bedrock beneath glacial and post-glacial sediments

FIGURE 6. Profil de sismique-réflexion de la plate-forme Néo-Écossaise interne montrant le substratum rocheux crétacé sous des sédiments glaciaires et postglaciaires

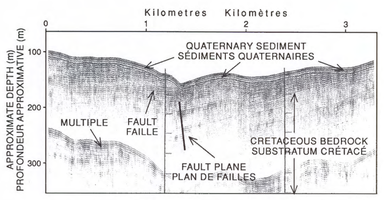


FIGURE 7. An airgun seismic reflection profile, Orpheus Basin, easter Scotian Shelf

FIGURE 7. Profil de sismique-réflexion du bassin Orpheus de la plate-forme Néo-Écossaise orientale, réalise à l'aide d'un canon à air comprimé.

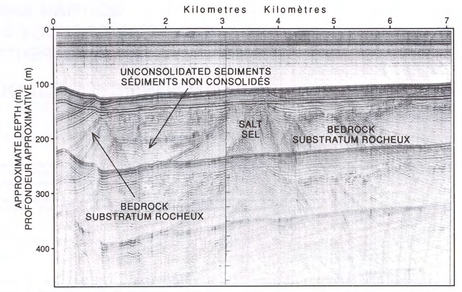


FIGURE 8. Airgun seismic reflection profile across the Abenaki salt dome cutting Cretaceous strata, north of Sable Island

FIGURE 8. Profil de sismique-réflexion, réalisé à l'aide d'un canon à air comprimé, à travers le dôme de sel d'Abenaki qui recoupe des couches crétacées, au nord de l'île de Sable

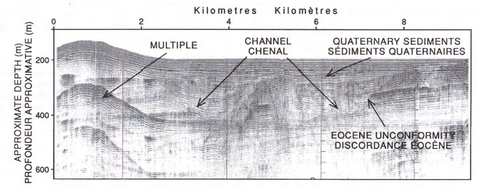


FIGURE 9. An airgun seismic reflection profile, Gully area of the Scotian Shelf, between Sable Island Bank and Banquereau

FIGURE 9. Profil de sismique-réflexion de la région du Goulet de la plate-forme Néo-Écossaise, située entre le banc de l'île de Sable et Le Banquereau, réalisé à l'aide d'un canon à air comprimé.

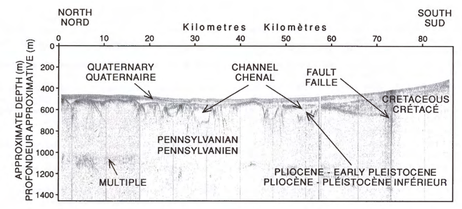


FIGURE 10. An airgun seismic reflection profile, Laurentian Channel north of Banquereau: faulted and folded Pennsylvanian sediments occur in fault contact with Cretaceous rocks.

FIGURE 10. Profil de sismique-réflexion du chenal Laurentian, au nord du Banquereau, réalisé à l'aide d'un canon à air comprimé: des sédiments faillés et plissés du Pennsylvanien se trovent en contact de faille avec les roches crétacées.

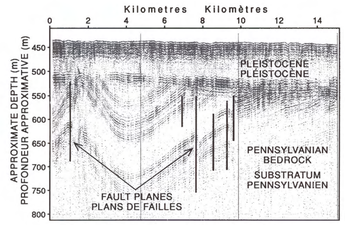


FIGURE 11. Airgun seismic reflection profile, eastern Scotian Shelf, Laurentian Channel: numerous bedrock faults occur in Pennsylvanian bedrock.

FIGURE 11. Profil de sismique-réflexion de la plate-forme Néo-Écossaise orientale dans le chenal Laurentien, réalisé à l'aide d'un canon à air comprimé: de nombreuses failles du substratum rocheux se manifestent dans le substratum pennsylvanien.

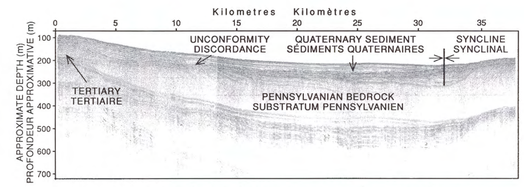


FIGURE 12. Airgun seismic reflection profile of a syncline in Pennsylvanian bedrock, Placentia Bay

FIGURE 12. Profil de sismique-réflexion d'un synclinal dans le substratum Pennsylvanien de la baie Placentia, réalisé à l'aide d'un canon à air comprimé

SCOTIAN SHELF
SURFICIAL GEOLOGY AND PHYSICAL PROPERTIES 2
BEDROCK GEOLOGY

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE
GÉOLOGIE DES FORMATIONS EN SURFACE ET PROPRIÉTÉS PHYSIQUES
GÉOLOGIE DU SUBSTRATUM ROCHEUX

Canada
Geological Survey of Canada
Commission géologique du Canada

Geological Survey of Canada

Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF SURFICIAL GEOLOGY AND PHYSICAL PROPERTIES 3 SUBSURFACE FEATURES

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE GÉOLOGIE DES FORMATIONS EN SURFACE ET PROPRIÉTÉS PHYSIQUES FORMES DE RELIEF DE SUBSURFACE

G. B. J. Fader
Contributors: K. MacKillop and R. Miller

Collaborateurs: K. MacKillop et R. Miller

Recommended citation: Fader, G. B. J., 1991: Surficial geology and physical properties 3: subsurface features; in East Coast Basin Atlas Series: Scotian Shelf; Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p. 115.

Additional copies of this map may be obtained from the Geological Survey of Canada, Atlantic Geoscience Centre, P. O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2 Canada (Ph: 902-426-2773; FAX: 902-426-4266).

Notation bibliographique conseillée: Fader, G. B. J., 1991: Géologie des formations en surface et propriétés physiques 3: formes de relief de subsurface; dans Série des atlas des bassins de la côte Est: plate-forme Néo-Écossaise; Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada, p. 115.

Des copies supplémentaires de la carte peuvent être obtenues auprès de la Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de l'Atlantique, case postale 1006, Dartmouth (Nouvelle-Écosse) B2Y 4A2 Canada tél (902) 426-2773, facsimilé (902) 426-4266.

The earliest subsurface features identified and mapped on the Scotian Shelf were shallow gas and buried moraines found in many of the basins. Some of these features have a seafloor expression, while many others are completely buried. With the routine use of airgun seismic reflection systems, from the onset of the regional mapping program, and the use of high-resolution seismic reflection boomers from 1975 onward, additional subsurface features were recognized. King (1980) prepared a compilation of some of these features for the Scotian Shelf and Fader and Miller (1986) produced a similar assessment for the Grand Banks of Newfoundland. The compilation of subsurface features is a standard aspect of the surficial mapping program.

This map of seabed features is interpreted from high-resolution seismic reflection data supplemented with information from cores and boreholes. In a few cases, sidescan sonar data provide insights into the origin and characteristics of subsurface features that have a seabed expression.

CHANNELS

Channels are ubiquitous across the Scotian Shelf (Fig. 8). Some are exposed at the seabed and contain a very thin fill, such as those in the nearshore drowned river valley setting of the inner shelf. On the outer shelf banks (e.g. beneath Sable Island Bank), channels are widespread, deep (>400 m), and have no expression at the present day seabed. The precise origin of the channels remains controversial, although most workers agree that they formed in response to a combination of subaerial fluvial and glacial ice and water erosional processes. The relative degree of each of these processes is difficult to assess. Earlier ideas stressed Tertiary fluvial erosion but such processes would be limited to depths not much greater than the 200 m lowering of Tertiary sea level. So, channels in deeper areas must have formed by other processes.

Recent work beneath Sable Island Bank (Boyd et al., 1988), suggests the action of subglacial meltwater as the preferred agent for erosion of channels in the aforementioned area. The hanging valley relationship between the channels and the softer lithologies of the eroded bedrock supports such a hypothesis. Major channels lie beneath the Laurentian Channel, the northeast area of Georges Bank, the Bay of Fundy and even the broad basins of the shelf (e.g. LaHave and Emerald basins). Only a few channels are mapped in the nearshore (i.e. the extension of the Sackville River) but there are probably more since the inner shelf is a drowned river system. Many of these rivers were overdeepened by glacial meltwater in channels, termed rinnentaler, where stream gradients run uphill under ice. This process was proposed for St. Margarets Bay (Piper et al., 1986) and other areas likely exist. It is interesting to note that channels in the nearshore, across the inner continental shelf, can offer protected environments for submarine cables and pipelines.

EARTHQUAKE EPICENTRES

Earthquake epicentres for the Scotian Shelf and adjacent areas are plotted on the map. The compilation of epicentres is from Adams (1986) and Foo and Crouse (1986). Some occurrences are related to slumping and disturbances in the shallow bedrock and overlying Quaternary sediments. However, most epicentres occur in the Laurentian Channel area in association with the Glooscap Fault System and the Orpheus Graben gravity anomaly (King and MacLean, 1976). The Glooscap Fault System is a major fault which cuts across the eastern Scotian Shelf, through Chedabucto Bay, across Nova Scotia and along the northern shore of the Bay of Fundy. Seismicity in the Passamaquoddy Bay region is possibly associated with crustal movement along the Oak Bay Fault, where evidence at the seabed in Holocene sediments suggests recent activity. On the eastern Scotian Shelf, slumped and distorted sediments occur within the Orpheus Graben gravity anomaly area north of Banquereau. The seabed is rough and undulating within muddy sediments and small faults are present.

FAULTS

Surficial faulting occurs predominantly on the eastern Scotian Shelf (Fig. 9), north of Banquereau, in sediments associated with the Orpheus Graben gravity anomaly, which is bounded by the Glooscap Fault (King and MacLean, 1976). Folding and faulting of Cretaceous to Holocene sediments occurs in this area (Fig. 10). Salt tectonics also play a role in the faulting and folding. The Glooscap Fault continues along the northern flank of the Bay of Fundy where Triassic sediments are highly faulted and folded. Many of the Triassic basins in the Gulf of Maine at the entrance to the Bay are fault-bound.

GAS-CHARGED SEDIMENTS

Gas-charged sediments are widespread across the Scotian Shelf and its adjacent areas. The occurrence of gas is interpreted on the seismic reflection profiles by the presence of a diffuse seismic signature which prevents high frequency acoustic energy from penetrating the sediments. Reflection "pulldowns" (velocity-related anomalies) occur at the edges of the gas-charged sediments while high amplitude reflections are widespread at the top and along the flanks of the occurrences. Some areas of gas charging are very small while others cover tens of square kilometres, as in the northwest area of the Bay of Fundy (Fig. 1) and in Passamaquoddy Bay. Most shallow gas occurs within the LaHave Clay (Placentia Clay) but it can also occur in the underlying glaciomarine Emerald Silt (Downing Silt; Fig. 5). Many of the bays along the inner shelf contain gas-charged sediments. Halifax Harbour and St. Margarets Bay have large areas of gas-charged sediments. It is not known whether the gas is methane, generated from the degradation of post-glacial organic debris, or petrogenic gas liberated from the deep hydrocarbon basins in the subsurface. In some places gas-charged sediments are associated with pockmarks (gas-release craters). The gas in the inshore basins is thought to be methane because the bedrock consists of non-sedimentary rocks. On the shelf, bedrock channels often directly underlie areas where the gas occurs.

QUATERNARY ISOPACHS

Across the Scotian Shelf, the thickness of Quaternary sediments varies (up to >200 m) with some areas, particularly the inner Shelf, devoid of sediments. Maps of Quaternary sediment thickness, for the entire Scotian Shelf, do not exist because of a lack of a regional high-resolution seismic reflection grid and the difficulties in interpreting beneath the shallow banks which contain hard gravels and sands. The average thickness, however, across the Shelf is approximately 50 m (King and Fader, 1986). Parts of the Northeast Channel, northeast Emerald Basin, Laurentian Channel, and Halibut Channel contain approximately 100 m of sediment. Thicknesses >200 m are found in the Gulley, beneath Sable Island Bank and in the nearshore of the Cape Breton shelf, northwest of Sydney. Many of these thick sequences are multiple-stacked tills, referred to as till tongue sections, that represent major glacial depositional events. On the southwestern Grand Banks of Newfoundland, the sediments are relatively thin, generally <10 m, and overlie Pennsylvanian and Tertiary bedrock.

MORAINES AND TILL TONGUES

The Scotian Shelf Drift (Grand Banks Drift) is a till that occurs in a variety of deposits across the shelf. The largest and most prominent features are regional, linear, parallel ridges of till, 50 m in height, some of which are buried while others are exposed. Some of these morphological features are so large that their general area of occurrence was noted on maps of the early explorers in the 1800s. Originally thought to be end moraines, they are now considered to be sediments deposited at the bouyancy line of glaciers that floated across the basins of the shelf (King and Fader, 1986). The upper surfaces of these "bouyancy line moraines" are covered with relict iceberg furrows.

In the Gulf of Maine these large moraines form Truxton and Sewell ridges, and similar moraines dominate the northern sectors of LaHave and Emerald basins. Many of these moraines were assigned names such as Sambro (Fig. 4), Halifax, Scatarie, Country Harbour, and Burin (King, 1970; Fader et al., 1982). To the south, further seaward in the shelf basins, the moraines are buried beneath thick Emerald Silt and LaHave Clay. In the Laurentian Channel, to the east of Cape Breton Island, a large geomorphic feature termed the Laurentian Moraine occurs on the floor of the Channel. It is a bouyancy line moraine, buried beneath thin iceberg furrowed Emerald Silt. On the Grand Banks of Newfoundland, the Burin Moraine in the only large linear moraine similar to those on the Scotian Shelf and occurs on the west flank of Placentia Bay.

At the distal side of most of the bouyancy line moraines, "till tongues" (King and Fader, 1986) are common. They are wedge-shaped bodies of till interbedded with the adjacent glaciomarine sediment, in this case Emerald Silt (Fig. 6). They are thought to form by the migration of the bouyancy line of glaciers during early stages of recession.

Another type of morainal deposit that occurs in many of the basins and depressions of the shelf are "lift-off moraines" (Fig. 2; King and Fader, 1986). These features are fields of small till ridges which always occur on the upper till surfaces at the transition between till and overlying Emerald Silt glaciomarine sediment. Most are buried beneath Emerald Silt and LaHave Clay (Fig. 3, 7), but in a few areas in the Gulf of Maine, they lie exposed at the seabed and their true morphology is revealed on sidescan sonar imagery. They range up to 20 m in height and 100 m in width. These features are thought to result from processes operating at the base of glaciers within ice fractures, during lift-off of the ice from the seabed.

BURIED POCKMARKS

A discussion on pockmarks is presented on map sheet Surficial Geology and Physical Properties 4 (this volume). Buried pockmarks are rare across the Scotian Shelf and adjacent areas although a few have been interpreted in Emerald Basin and Passamaquoddy Bay (Fig. 1, 5). The majority of pockmarks occur at the present seabed. The lack of buried pockmarks may be the result of rapid sediment deposition during their formation, or pockmarks may be a more recent development and formed only after most of the LaHave Clay was deposited. They may have formed, at a late post-glacial time, by the warming of the shelf and degradation of gas-hydrates within the shallow bedrock.

DIAPIRS

Diapirs are circular structures formed when mobile cores of salt are injected into less dense rock. Within the map area, some diapirs remain buried deeply while others reach the seabed. Upturned beds are common around the diapirs and subsequent fluvial and glacial erosion often produces erosional moats around them.

REFERENCES

Adams, J.
1986: Changing assessment of seismic hazard along the southeastern Canadian margin; in Proceedings of the Third Canadian Conference on Marine Geotechnical Engineering, St. Johns, Newfoundland, June 1986, p. 41-54.

Boyd, R., Scott, D. B., and Douma, M.
1988: Glacial tunnel valleys and Quaternary history of the outer Scotian Shelf; Nature, v. 333, no. 6168, p. 61-64.

Fader, G. B., King, L. H., and Josenhans, H. W.
1982: Surficial geology of the Laurentian Channel and the western Grand Banks of Newfoundland; Canadian Hydrographic Service, Marine Sciences, Paper 21, 37 p. (also Geological Survey of Canada, Paper 81-22).

Fader, G. B. J. and Miller, R. O.
1986: A reconnaissance study of the surficial and shallow bedrock geology of the southeastern Grand Banks of Newfoundland; in Current Research, Part B; Geological Survey of Canada, Paper 86-1B, p. 591-604.

Foo, S. H. C. and Crouse, C. B.
1986: Evaluation of seismicity and earthquake loading at Hibernia; in Proceedings of the Third Canadian Conference on Marine Geotechnical Engineering, St. Johns, Newfoundland, June 1986, p. 55-96.

King, L. H.
1970: Surficial geology of the Halifax - Sable Island map area; Canadian Hydrographic Service, Marine Sciences, Paper 1, 16 p. and map, scale 1:300 000.
1980: Aspects of regional surficial geology related to site investigation requirements - eastern Canadian shelf; in Offshore Site Investigation, (ed.) D. A. Ardus; Graham and Trotman Limited, London, 291 p.

King, L. H. and Fader, G. B. J.
1986: Wisconsinan glaciation of the Atlantic continental shelf of southeast Canada; Geological Survey of Canada, Bulletin 363, 72 p.

King, L. H. and MacLean, B.
1976: Geology of the Scotian Shelf; Canadian Hydrographic Service, Marine Sciences, Paper 7, 31 p. (also Geological Survey of Canada, Paper 74-31).

Piper, D. J. W., Mudie, P. J., Letson, J. R. J., Barnes, N. E., and Iullucci, R. J.
1986: The marine geology of the inner Scotian Shelf off the South Shore, Nova Scotia; Geological Survey of Canada, Paper 85-19, 65 p.

□

SÉDIMENTS GAZÉIFÈRES

Les sédiments gazéifères sont répandus sur la plate-forme Néo-Écossaise et dans les régions adjacentes. Sur les profils de sismique-réflexion, la présence de gaz est identifiée par une signature sismique diffuse et ce dernier empêche la pénétration de l'énergie acoustique de haute fréquence dans les sédiments. Des déflexions du profil de réflexion (anomalies de vitesse) apparaissent à la bordure des sédiments gazéifères et les réflexions de grande amplitude sont répandues au sommet et le long des flancs des accumulations de gaz. Certaines de ces accumulations sont très petites alors que d'autres couvrent des dizaines de kilomètres carrés, comme c'est le cas dans la partie nord-ouest de la baie de Fundy (fig. 1) et dans la baie Passamaquoddy. La plus grande partie du gaz présent à faible profondeur se trouve dans l'Argile de LaHave (Argile de Placentia), mais il y en a également dans l'unité glaciomarine sous-jacente, le Silt d'Emerald (Silt de Downing; fig. 5). Un grand nombre des baies le long de la plate-forme interne renferment des sédiments gazéifères. On en trouve de grandes étendues dans le port de Halifax et la baie St. Margarets. On ne sait pas si le gaz est du méthane provenant de la dégradation de débris organiques postglaciaires ou un gaz pétrogénétique dégagé par les bassins d'hydrocarbures souterrains profonds. En certains endroits, les sédiments gazéifères sont associés à des dépressions coniques (cratères d'échappement de gaz). On pense que le gaz des bassins près des côtes est du méthane parce que le substratum rocheux y est composé de roches non sédimentaires. Sur la plate-forme, des chenaux dans le socle courent souvent directement sous les occurrences de gaz.

ISOPAQUES DES SÉDIMENTS DU QUATERNAIRE

Sur la plate-forme Néo-Écossaise, l'épaisseur des sédiments du Quaternaire est variable, pouvant atteindre plus de 200 m alors que certains secteurs, de la plate-forme interne en particulier, en sont dépourvus. Des cartes de l'épaisseur des sédiments quaternaires n'ont pas encore été dressées pour la totalité de la plate-forme Néo-Écossaise en raison de l'absence d'un quadrillage régional de sismique-réflexion haute résolution et des difficultés que pose l'interprétation de la subsurface des bancs peu profonds qui renferment des graviers et des sables durs. L'épaisseur moyenne de ces sédiments sur la plate-forme est toutefois approximativement de 50 m (King et Fader, 1986). Dans certaines parties du chenal Nord-Est, du nord-est du bassin d'Émeraude, du chenal Laurentien et du chenal du Flétan les sédiments atteignent une épaisseur approximative de 100 m. Des épaisseurs de sédiments supérieures à 200 m existent dans Le Goulet, dans la subsurface du banc de l'Île de Sable et dans la zone littorale de la plate-forme du Cap-Breton au nord-ouest de Sydney. Un grand nombre de ces épaisses séquences sont des empilages multiples de tills, dits «profils de langues de till», qui représentent des épisodes de sédimentation glaciaire majeurs. Dans la partie sud-ouest des Grands Bancs de Terre-Neuve, les sédiments sont relativement minces, généralement d'une épaisseur inférieure à 10 m, et recouvrent un substratum rocheux du Pennsylvanien et du Tertiaire.

MORAINES ET LANGUES DE TILL

Le Drift de Scotian Shelf (Drift de Grand Banks), qui se compose d'un till, est présent sous diverses formes de dépôt sur la plate-forme. Les plus grandes et les plus proéminentes des structures sont des crêtes régionales, linéaires et parallèles de till d'une hauteur de 50 m; certaines sont enfouies et d'autres affleurent. Certaines de ces entités morphologiques sont tellement grosses que leur position générale avait déjà été notée sur les cartes par les premiers explorateurs au XVIIIe siècle. À l'origine on croyait qu'elles étaient des moraines frontales, mais elles sont maintenant considérées comme constituées de sédiments déposés à la ligne de flottaison de glaciers qui se sont avancés en flottant à travers les bassins de la plate-forme (King et Fader, 1986). Les surfaces supérieures de ces «moraines de ligne de flottaison» sont couvertes de sillons reliques creusés par des icebergs.

Dans le golfe du Maine ces importantes moraines forment les crêtes Truxton et Sewell, et des moraines similaires prédominent dans les secteurs septentrionaux des bassins de LaHave et d'Émeraude. On a donné à un grand nombre de ces moraines des noms comme Sambro, Halifax, Scatarie, Country Harbour et Burin (King, 1970; Fader et al., 1982). Vers le sud, au large dans les bassins de la plate-forme, les moraines sont enfouies sous les séquences épaisses du Silt d'Emerald et de l'Argile de LaHave. Dans le chenal Laurentien, à l'est de l'Île du Cap-Breton, une grande entité géomorphologique appelée «Moraine de Laurentian» occupe le fond du chenal. C'est une moraine de ligne de flottaison enfouie sous une mince accumulation du Silt d'Emerald sillonné par les marques d'affouillement d'icebergs. Sur les Grands Bancs de Terre-Neuve, la Moraine de Burin est la seule moraine linéaire de grande dimension analogue à celles de la plate-forme Néo-Écossaise et elle se trouve sur le flanc occidental de la baie Placentia.

Les «langues de till» sont communes du côté distal de la plupart des moraines de ligne de flottaison (King et Fader, 1986). Les langues de till sont des masses de till en forme de biseau interstratifiées avec les sédiments glaciomarins adjacents, dans ce cas le Silt d'Emerald (fig. 6). On pense qu'elles sont formées par la migration de la ligne de flottaison des glaciers pendant les premiers stades du retrait des glaces.

Les «moraines de désancrage» constituent un autre type de dépôt morainique présent dans un grand nombre des bassins et des dépressions de la plate-forme (fig. 2; King et Fader, 1986). Ces structures consistent en champs de petites crêtes de till qui se trouvent toujours à la surface du till supérieur à la transition entre le till et les sédiments glaciomarins du Silt d'Emerald sus-jacent. La plupart d'entre elles sont enfouies sous le Silt d'Emerald et l'Argile de LaHave (fig. 3, 7), mais dans certaines régions du golfe du Maine elles affleurent sur le fond marin et leur morphologie véritable est indiquée par l'imagerie obtenue au sonar à balayage latéral. Elles peuvent atteindre une hauteur de 20 m et une largeur de 100 m. On croit que ces structures se forment par les processus qui interviennent dans des fractures dans la glace à la base des glaciers lorsque ceux-ci s'arrachent du fond marin.

DÉPRESSIONS CONIQUES ENFOUIES

Pour une discussion sur les dépressions coniques, se référer à la carte Géologie des formations en surface et propriétés physiques 4 (dans le présent volume). Les dépressions coniques enfouies sont rares sur la plate-forme Néo-Écossaise et dans les régions adjacentes, bien que la présence de quelques-unes ait été interprétée dans le bassin d'Emeraude et la baie Passamaquoddy (fig. 1 et 5). La majorité des dépressions s'observe sur le fond marin actuel. L'absence de ces dépressions peut être attribuable à un dépôt rapide des sédiments pendant leur formation. Il est de plus possible que les dépressions soient de formation plus récente et ne se soient formées qu'après le dépôt de la plus grande partie de l'Argile de LaHave. Elles ont pu se former à une époque postglaciaire tardive lors d'un réchauffement de la plate-forme et de la dégradation des hydrates de gaz dans le substratum rocheux peu profond.

DIAPIRS

Les diapirs sont des structures circulaires formées lorsque des noyaux de sel mobiles sont injectés dans des roches moins denses. Dans la région représentée sur la carte, certains restent enfouis en profondeur, alors que d'autres atteignent le fond marin. Des couches rebroussées sont communes autour des diapirs et une érosion fluviale et glaciaire ultérieure a souvent creusé des fossés à leur pourtour.

RÉFÉRENCES

Adams, J.
1986: Changing assessment of seismic hazard along the southeastern Canadian margin; in Proceedings of the Third Canadian Conference on Marine Geotechnical Engineering, St. Johns, Newfoundland, June 1986, p. 41-54.

Boyd, R., Scott, D. B., and Douma, M.
1988: Glacial tunnel valleys and Quaternary history of the outer Scotian Shelf; Nature, v. 333, no. 6168, p. 61-64.

Fader, G. B., King, L. H., et Josenhans, H. W.
1982: Surficial geology of the Laurentian Channel and the western Grand Banks of Newfoundland; Canadian Hydrographic Service, Marine Sciences, Paper 21, 37 p. (also Geological Survey of Canada, Paper 81-22).

Fader, G. B. J. et Miller, R. O.
1986: A reconnaissance study of the surficial and shallow bedrock geology of the southeastern Grand Banks of Newfoundland; in Current Research, Part B; Geological Survey of Canada, Paper 86-1B, p. 591-604.

Foo, S. H. C. et Crouse, C. B.
1986: Evaluation of seismicity and earthquake loading at Hibernia; in Proceedings of the Third Canadian Conference on Marine Geotechnical Engineering, St. Johns, Newfoundland, June 1986, p. 55-96.

King, L. H.
1970: Surficial geology of the Halifax - Sable Island map area; Canadian Hydrographic Service, Marine Sciences, Paper 1, 16 p. and map, scale 1:300 000.
1980: Aspects of regional surficial geology related to site investigation requirements - eastern Canadian shelf; in Offshore Site Investigation, (ed.) D. A. Ardus; Graham and Trotman Limited, London, 291 p.

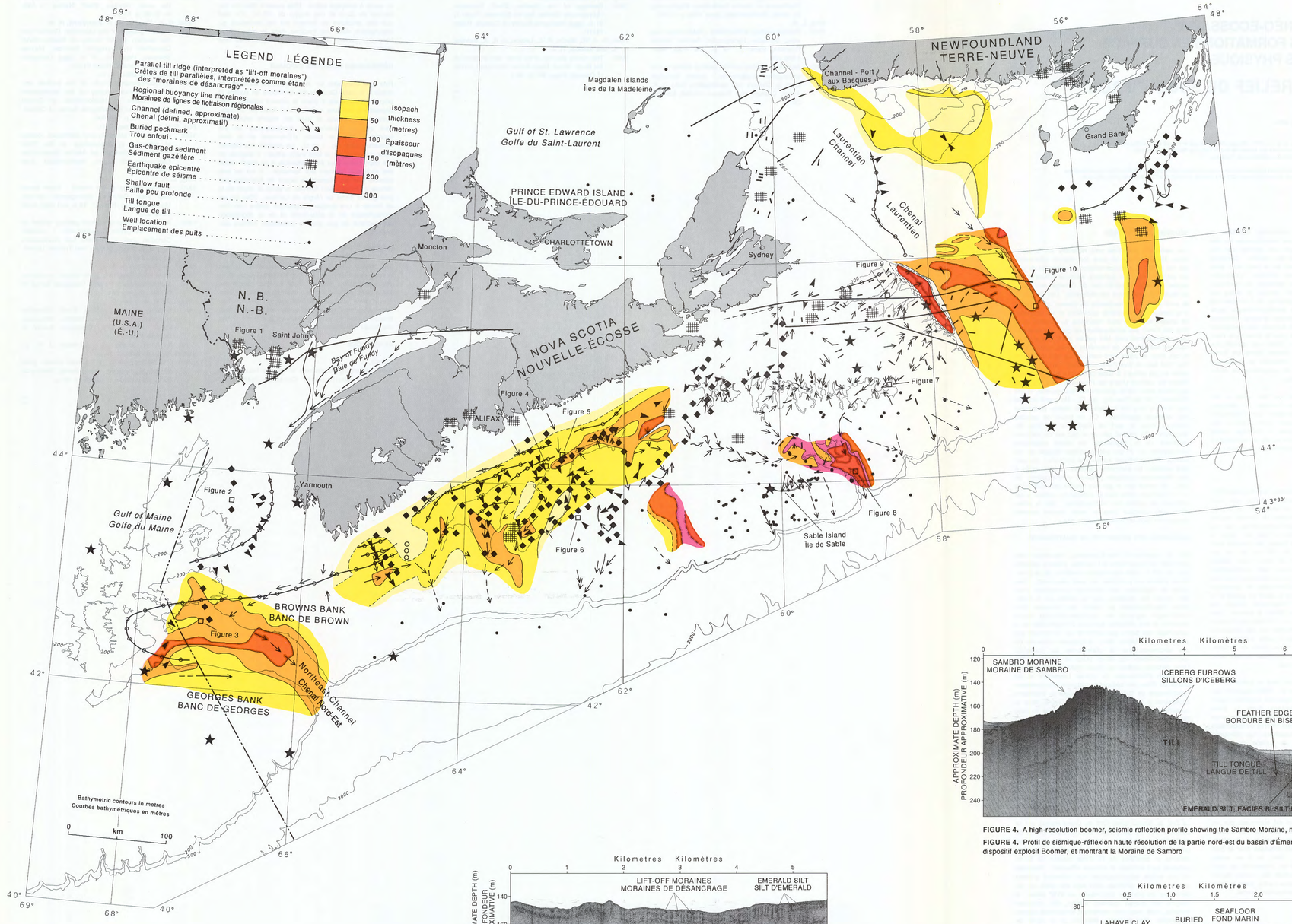
King, L. H. et Fader, G. B. J.
1986: Wisconsinan glaciation of the Atlantic continental shelf of southeast Canada; Geological Survey of Canada, Bulletin 363, 72 p.

King, L. H. et MacLean, B.
1976: Geology of the Scotian Shelf; Canadian Hydrographic Service, Marine Sciences, Paper 7, 31 p. (also Geological Survey of Canada, Paper 74-31).

Piper, D. J. W., Mudie, P. J., Letson, J. R. J., Barnes, N. E., et Iullucci, R. J.
1986: The marine geology of the inner Scotian Shelf off the South Shore, Nova Scotia; Geological Survey of Canada, Paper 85-19, 65 p.

□

Energy, Mines and Resources Canada
Énergie, Mines et Ressources Canada



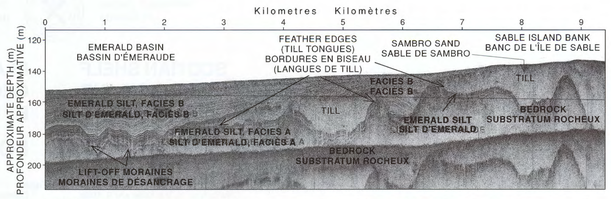


FIGURE 6. A high-resolution boomer, seismic reflection profile showing till tongues interbedded with Emerald Silt, northern edge of Sable Island Bank

FIGURE 6. Profil de sismique-réflexion haute résolution de la bordure nord du banc de l'Île de Sable, obtenu à l'aide d'un dispositif explosif Boomer, et montrant des langues de till intercalées avec le Silt d'Emerald

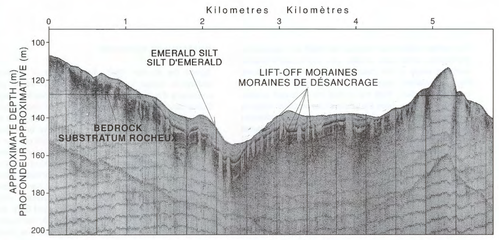


FIGURE 7. A high-resolution boomer, seismic reflection profile featuring lift-off moraines, eastern Scotian Shelf

FIGURE 7. Profil de sismique-réflexion haute résolution de la partie est de la plate-forme Néo-Écossaise, obtenu à l'aide d'un dispositif explosif Boomer, et montrant des moraines de désancrage

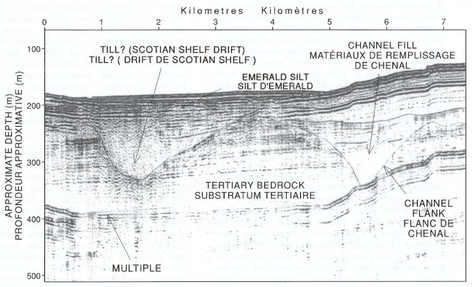


FIGURE 8. An airgun seismic reflection profile from the Gully, central Scotian Shelf, showing buried channels

FIGURE 8. Profil de sismique-réflexion provenant du Goulet, dans la partie centrale de la plate-forme Néo-Écossaise, obtenu à l'aide d'un canon à air comprimé, et montrant des chenaux enfouis

FIGURE 4. A high-resolution boomer, seismic reflection profile showing the Sambro Moraine, northern Emerald Basin

FIGURE 4. Profil de sismique-réflexion haute résolution de la partie nord-est du bassin d'Émeraude, obtenu à l'aide d'un dispositif explosif Boomer, et montrant la Moraine de Sambro

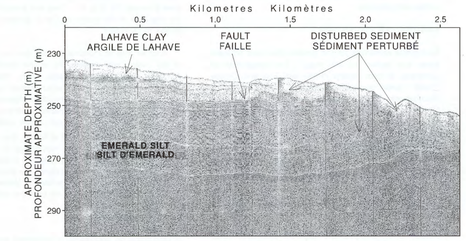


FIGURE 9. A high-resolution boomer, seismic reflection profile showing a Quaternary fault in Emerald Silt and LaHave Clay, eastern Scotian Shelf

FIGURE 9. Profil de sismique-réflexion haute résolution de la partie est de la plate-forme Néo-Écossaise, obtenu à l'aide d'un dispositif Boomer, et montrant une faille quaternaire dans le Silt d'Emerald et l'Argile de LaHave

FIGURE 2. A high-resolution seismic reflection profile showing subsurface features termed "lift-off moraines", Gulf of Maine

FIGURE 2. Profil de sismique-réflexion haute résolution du golfe du Maine montrant des structures de subsurface appelées «moraines de désancrage

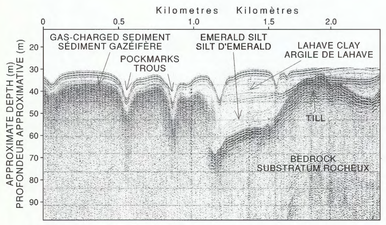


FIGURE 1. A sparker seismic reflection profile taken in the Bay of Fundy region, showing a zone of gas-charged sediments and pockmarks within the Holocene LaHave Clay

FIGURE 1. Profil de sismique-réflexion obtenu à l'étinceleur dans la baie de Fundy montrant une zone de sédiments gazéifères ainsi que des trous dans l'Argile de LaHave de l'Holocène

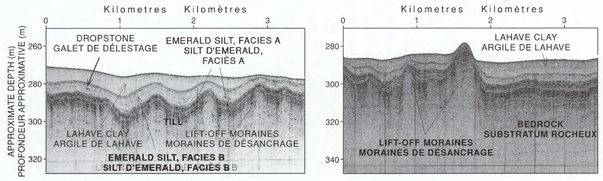


FIGURE 3. High-resolution seismic reflection profiles with lift-off moraines, Gulf of Maine

FIGURE 3. Profils de sismique-réflexion haute résolution du golfe du Maine montrant des moraines désancrage

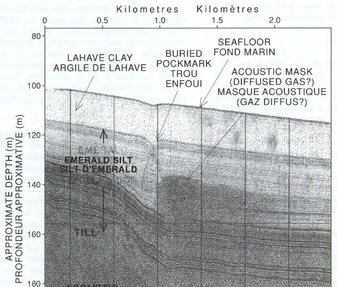


FIGURE 5. A high-resolution boomer, seismic reflection profile showing the typical stratigraphy of the surficial formations, northeastern Emerald Basin, as well as a buried pockmark and gas-charged sediments

FIGURE 5. Profil de sismique-réflexion haute résolution de la partie nord-est du bassin d'Émeraude, obtenu à l'aide d'un dispositif explosif Boomer, et montrant la stratigraphie caractéristique des formations superficielles de ce secteur ainsi qu'un trou enfoui et des sédiments gazéifères

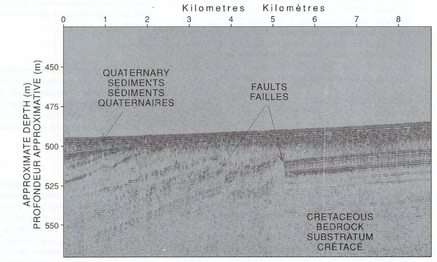


FIGURE 10. An airgun seismic reflection profile showing structure offset along the Glooscap Fault, Laurentian Channel

FIGURE 10. Profil de sismique-réflexion du chenal Laurentien, obtenu à l'aide d'un canon à air comprimé, et montrant un décalage structural le long de la faille de Glooscap

SCOTIAN SHELF
SURFICIAL GEOLOGY AND PHYSICAL PROPERTIES 3
SUBSURFACE FEATURES

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE
GÉOLOGIE DES FORMATIONS EN SURFACE ET PROPRIÉTÉS PHYSIQUES
STRUCTURES DE SUBSURFACE

Canada
Geological Survey of Canada
Commission géologique du Canada

Geological Survey of Canada

Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF SURFICIAL GEOLOGY AND PHYSICAL PROPERTIES 4 SURFACE FEATURES

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE GÉOLOGIE DES FORMATIONS EN SURFACE ET PROPRIÉTÉS PHYSIQUES 4 STRUCTURES SUPERFICIELLES

G. B. J. Fader

Contributors: K. MacKillop, R. Miller, and C. L. Amos

Collaborateurs: K. MacKillop, R. Miller, et C. L. Amos

Recommended citation: Fader, G. B. J., 1991: Surficial geology and physical properties 4: surface features; in East Coast Basin Atlas Series: Scotian Shelf; Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p. 117.

Additional copies of this map may be obtained from the Geological Survey of Canada, Atlantic Geoscience Centre, P. O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2 Canada (Ph: 902-426-2773; FAX: 902-426-4266).

Notation bibliographique conseillée: Fader, G. B. J., 1991: Géologie des formations en surface et propriétés physiques 4: structures superficielles; dans Série des atlas des bassins de la côte Est: plate-forme Néo-Écossaise; Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada, p. 117.

Des copies supplémentaires de la carte peuvent être obtenues auprès de la Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de l'Atlantique, case postale 1006, Dartmouth (Nouvelle-Écosse) B2Y 4A2 Canada tél (902) 426-2773, facsimilé (902) 426-4266.

This map of seabed features is interpreted from sidescan sonar and high resolution seismic reflection data supplemented with bottom photographs, submersible observations and data from the processing of seabed samples. The original compilations, for the Sable Island Bank and Banquereau areas of the Scotian Shelf, were prepared at the 1:250 000 scale and were reduced and simplified for this presentation. Detailed studies of bedforms at the seabed on Sable Island Bank and Banquereau (Amos and King, 1984; Amos and Nadeau, 1988) has led to a classification:

Zone	Definition
A	Highly energetic wave zone: an area of plane-bedded sands, wave-formed ripples, and shore-parallel sand bars
B	Storm-dominated energetic zone, nearshore: characterized by shoreface-connected sand ridges
C	Current-dominated energetic zone: characterized by moribund and active sandwaves, and active megaripples
D	Storm-dominated intermediate energy zone, shelf: characterized by active storm ridges migrating over larger scale offshore ridges
E_1	Low energy zone, shelf: characterized by large-scale relict or moribund waveforms, including bathymetry-defined offshore ridges
E_2	Low energy zone, shelf edge (>100 m water depth): characterized by moribund megaripple fields
F	Low energy zone, shelf: dominated by specks (zones of high acoustic backscatter on sidescan imagery) and shell beds over flat, featureless seabed
G	Quiescent zone: featureless sand, silt, gravel, boulder fields (see Fig. 4) and trawl marks (see Fig. 5)

The earliest features discovered were pockmarks (gas-escape craters) identified by King and MacLean (1970) in the basins of the shelf. With the routine use since 1973 of sidescan sonar as a mapping tool, additional features have been recognized. King (1980) prepared an early compilation of some of these features for the Scotian Shelf and Fader and Miller (1986) produced a similar assessment for the Grand Banks of Newfoundland.

BEDROCK OUTCROP

The largest areas of exposed bedrock on the Scotian Shelf occur on the inner shelf and result from a combination of minimal glacial deposition during glaciation and significant erosion by post-glacial marine transgression (Fig. 12). The inner shelf bedrock of resistant metasedimentary and granitic rocks has a rougher surface than the central and outer offshore areas of the shelf that are composed of coastal plain sediments. This roughness of the former provided steep surfaces for undercutting and slumping which resulted in more efficient erosion of the glacial materials during the recent transgression. Beyond the inner shelf, bedrock outcrop is less common because the shelf is covered by an ~50 m thick blanket of glacial and post-glacial sediments. In the Gulf of Maine, a few isolated areas of acoustic basement (bedrock) outcrop in association with till ridges such as Truxton Swell and Sewell Ridge. Tertiary bedrock outcrops on the seaward edge of Georges Bank. Similarly, an extensive area of bedrock outcrops north of Browns Bank and continues to the Nova Scotia coastal zone. The Scatarie Ridge, east of Cape Breton Island, is another large area of exposed bedrock.

CURRENT SCOUR

Features, believed to form from scour by strong currents, occur in Passamaquoddy Bay, Bay of Fundy, Minas Channel, Cabot Strait, and Placentia Bay. Those at the mouth of the Bay of Fundy and in Passamaquoddy Bay are large circular depressions on the seabed, up to 50 m deep, scoured through glaciomarine and Holocene sediments. Bedrock often outcrops in the bottom of these large depressions. Large tidal whirlpools often occur over the scours. The central part of Placentia Bay contains hundreds of depressions, elliptical in shape, and up to 100 m in length and 5 m in depth. Their origin is not entirely understood but a large field of pockmarks (gas-escape craters) to the south in northern Halibut Channel suggests that they may be current-eroded pockmarks. (See discussion below on megaflutes.) Other features interpreted as current scour depressions occur in Cabot Strait. These depressions are up to 30 m deeper than the surrounding seabed. Their precise origin is not understood because of the deep-water occurrence (>400 m water depth) and the lack of sidescan sonar data; they may be iceberg scours. A small area of current scours was also identified in the Gulley. The glacial sediments on the floor of Minas Channel are scoured so as to expose bedrock in the bottom of the depression.

ICEBERG FURROWS (SCOURS)

Large areas of the Scotian Shelf seabed attest to the presence of icebergs in late glacial time. The most southerly occurrence of iceberg furrows in the Canadian offshore is on the eastern edge of Georges Bank. Most till surfaces of the Scotian Shelf, Gulf of Maine, and Grand Banks of Newfoundland are covered with iceberg furrows that are cut into the seabed to a maximum depth of 7-8 m and are >100 m in width (Fig. 3). Some can be traced for more than 10 km. Iceberg pits, as amphitheatre-like depressions, are also common (Fader and King, 1981). Relict iceberg furrows also occur in the outer Bay of Fundy despite the strong currents. Many of the surfaces of the till, on which the iceberg furrows occur, consist of lag gravels with large boulders. On the Grand Banks of Newfoundland, iceberg furrows are more common, especially toward the north, and cover >50% of the seabed. On the Scotian Shelf banks, only a few iceberg scours were found.

MEGAFLUTES

The best examples of megaflutes are from Placentia Bay, where they cover a 4 km × 100 km area of the seabed on the east flank of the Bay. They occur as single features and in coalesced groups of symmetric and asymmetric flutes. The flutes, oriented up the Bay (i.e. north), are triangular features up to 400 m in length and 10 m in depth at their upstream apex. Their origin is not completely understood but Fader and Miller (1988) suggest they may have originated as pockmarks and were later eroded by turbidity currents generated by a tsunami from a large earthquake (e.g. the 1929 Grand Banks earthquake). Several cubic kilometres of sediment has been eroded by the formation of the megaflutes. A small area of similar features occurs in the Gulley on the Scotian Shelf, and a large area of depressions in the Cabot Strait area of the Laurentian Channel may be a zone of megaflutes.

POCKMARKS

Pockmarks are cone-shaped, gas-escape craters which occur at the seabed (King and Fader, 1970). They are found in Passamaquoddy Bay; Roseway, Emerald, and LaHave basins; Laurentian and Halibut channels; and on the upper Scotian Slope in the area of Verrill Canyon. A few isolated pockmarks were also found in Jordan Basin in the Gulf of Maine and south of Cape Breton Island on the inner Scotian Shelf. They range from a few metres to >300 m in diameter and from <1 m to 30 m in depth. Their density can be >400 km^2. Significant volumes of sediment were eroded by the release of gas in the process of "gasturbation" (Josenhans et al., 1978). For example, >5.5 million m^3 of sediment was eroded just within Passamaquoddy Bay. The pockmarks in the Scotian Shelf basins always occur south of the zero edge of the coastal plain sediments suggesting that they are caused by deeply generated hydrocarbon gases rather than by biogenic methane from Holocene sediments. The pockmarks in Passamaquoddy Bay may result from earthquake activity along the Oak Bay Fault. These pockmarks are "eyed" (i.e. display central basal areas of high acoustic backscatter on sidescan sonar imagery). This characteristic is interpreted to be caused by the presence of dense communities of benthic organisms attracted to the pockmarks by the chemosynthethic bacteria. Thus, pockmarks can result in the accumulation of dense benthic communities which, in turn, may generate enhanced fish abundance. The pockmarks on the Scotian Slope occur in water depths ranging 600-1100 m.

SAND RIDGES

Sand ridges are very large bedforms formed by the superposition and migration of sand wave and megaripple fields (Amos and King, 1984). They can reach a height of 30 m, a length of 60 km, and a width of 8 km. They occur as single features or in groups and are typically found on the bank areas of the shelf (Fig. 9). Some are formed by tidal currents and others are associated with storm waves and associated currents. Sand ridges occur on Georges Bank, Western Bank, Sable Island Bank, Banquereau, and Green Bank. A few isolated ridges were also found in the nearshore off southwestern Nova Scotia. Many of the ridges lie on flat surfaces of gravel lag and appear to migrate slowly across the gravel surface. These ridges could be considered as sources of offshore aggregate.

SAND WAVES

Sand waves are flow transverse bedforms constructed by the transportation and superposition of megaripples (Amos and King, 1984). They can be sharp and straight-crested or sinuous and discontinuous (Fig. 10, 11, 13). They are most often asymmetrical but there are symmetrical forms which are termed trochoidal. They can be as much as 20 m high and generally form at flow velocities of 40-100 cm/s. They occur on Georges Bank, Browns Bank, St. Pierre Bank, Green Bank, in the inner Bay of Fundy, and in a few small isolated areas in the nearshore. The largest waves are found on Georges Bank and in Scots Bay, Bay of Fundy where they are >20 m high. These sand waves could be good sources of aggregate.

SHELL BEDS

Shell beds is a general term applied to a variety of seabed features which are dense communities of benthic organisms. Interpreted from sidescan sonar imagery, they appear as circular-lenticular patches of high acoustic backscatter and are often aligned in a bead-like distribution (Fig. 8). Where groundtruth was collected in the form of benthic dredges, bottom photographs or submersible observations, the features are seen to consist of a variety of living and dead communities. Some are beds of quahogs, clams, and horse mussels while others consist of holothurians (sea cucumbers). The beds are wide-spread on outer Sable Island Bank and Green Bank. A few beds were found nearshore, off southwest Nova Scotia, and in some bays along the coast. These features are probably more widespread than indicated here, however regional sidescan sonogram coverage is not available for broad areas of the Scotian Shelf.

REFERENCES

Amos, C. L. and King, E. L.
1984: Bedforms of the Canadian eastern seaboard: a comparison with global occurrences; Marine Geology, v. 57, p. 167-208.

Amos, C. L. and Nadeau, O. C.
1988: Surficial sediments of the outer banks, Scotian Shelf, Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 25, no. 12, p. 1923-1944.

Fader, G. B. and King, L. H.
1981: A reconnaissance study of the surficial geology of the Grand Banks of Newfoundland; in Current Research, Part A; Geological Survey of Canada, Paper 81-1A, p. 45-56.

Fader, G. B. J. and Miller, R. O.
1986: A reconnaissance study of the surficial and shallow bedrock geology of the southeastern Grand Banks of Newfoundland; Geological Survey of Canada, Paper 86-1B, p. 591-604.

1988: Megaflutes in Placentia Bay, Grand Banks of Newfoundland (abstract); in Proceedings of the Geological Association of Canada - Mineralogical Association of Canada Annual Meeting, St. Johns, Newfoundland, 1988, v. 13, p. A38-A39.

▷

La présente carte des structures du fond marin a été dressée d'après l'interprétation de données de sonar à balayage latéral et de sismique-réflexion haute résolution, complétée par des photographies du fond marin, des observations effectuées à bord de submersibles et des données obtenues de l'analyse d'échantillons du fond marin. Dans les régions du banc de l'Île de Sable et du Banquereau de la plate-forme Néo-Écossaise, les compilations originales ont été préparées à l'échelle de 1/250 000 puis réduites et simplifiées pour présentation finale. Des études détaillées des figures sédimentaires du fond marin sur le banc de l'Île de Sable et Le Banquereau (Amos et King, 1984; Amos et Nadeau, 1988) ont permis d'établir la classification suivante:

Zone	Définition
A	Zone de vagues à très haute énergie: zone de sables à couches planes, de rides formées par les vagues et de cordons littoraux sableux parallèles au rivage.
B	Zone à haute énergie où prédomine l'action des tempêtes, zone littorale: caractérisée par la présence de crêtes de sable reliées à l'avant-plage.
C	Zone à haute énergie où prédomine l'action des courants: caractérisée par la présence de vagues de sable moribondes et actives ainsi que de mégarides actives.
D	Zone à énergie intermédiaire où prédomine l'action des tempêtes, plate-forme: caractérisée par la présence de crêtes actives de tempête migrant sur des crêtes de plus grande échelle au large.
E_1	Zone à faible énergie, plate-forme: caractérisée par la présence de formes de vagues reliques ou moribondes à grande échelle, incluant des crêtes au large définies par la bathymétrie.
E_2	Zone à faible énergie, rebord de la plate-forme (profondeur d'eau >100 m): caractérisée par la présence de champs de mégarides moribondes.
F	Zone à faible énergie, plate-forme: présence prédominante de petites taches (zones de rétrodiffusion acoustique élevée sur l'imagerie obtenue au sonar à balayage latéral) et de lits de coquillages sur un fond plat dépourvu de structures.
G	Zone calme: sable, silt, gravier et champs de blocs dépourvus de structures (voir la fig. 4) et marques laissées par les chaluts (voir la fig. 5).

Les premières structures découvertes ont été les dépressions coniques (cratères d'échappement de gaz) identifiées par King et MacLean (1970) dans les bassins de la plate-forme. L'utilisation du sonar à balayage latéral sur une base régulière pour la cartographie à compter de 1973 a permis d'identifier d'autres structures. King (1980) a préparé une compilation de certaines de ces structures pour la plate-forme Néo-Écossaise et Fader et Miller (1986) ont produit une évaluation similaire pour les Grands Bancs de Terre-Neuve.

AFFLEUREMENT DU SUBSTRATUM ROCHEUX

Sur la plate-forme Néo-Écossaise, les plus grandes étendues affleurantes du substratum rocheux se situent sur la plate-forme interne et ces affleurements sont attribuables à un dépôt glaciaire minimal pendant la glaciation ainsi qu'à une importante érosion par transgression marine postglaciaire (fig. 12). Le substratum rocheux de la plate-forme interne, composé de roches sédimentaires métamorphisées résistantes et de roches granitiques, présente une surface plus accidentée que celle des régions centrale et externe de la plate-forme composées de sédiments de plaine côtière. Cette surface accidentée se caractérise par des faces plus abruptes qui favorisent les décrochements et le sapement, ce qui produit une érosion plus efficace des matériaux glaciaires pendant l'actuelle transgression. Au-delà de la plate-forme interne, les affleurements du substratum rocheux sont moins communs parce que la plate-forme est recouverte d'une couche de sédiments glaciaires et postglaciaires d'une épaisseur approximative de 50 m. Dans le golfe du Maine, quelques étendues isolées du socle acoustique (substratum rocheux) affleurent, associées aux crêtes de till telles que le massif Truxton Swell et la crête Sewell. Le substratum rocheux tertiaire affleure sur la bordure marine du banc de Georges. Pareillement, une zone étendue du substratum rocheux affleure au nord du banc de Brown; elle se prolonge jusqu'à la zone côtière de la Nouvelle-Écosse. La dorsale Scatarie, à l'est de l'île du Cap-Breton, constitue une autre grande étendue du substratum rocheux mis à nu.

AFFOUILLEMENT PAR LES COURANTS

On trouve dans la baie Passamaquoddy, dans la baie de Fundy, dans le chenal des Mines, dans le détroit de Cabot et dans la baie Placentia des structures que l'on croit formées par l'affouillement par de forts courants. Celles présentes à l'embouchure de la baie de Fundy et dans la baie Passamaquoddy sont de grandes dépressions circulaires sur le fond marin, d'une profondeur pouvant atteindre 50 m, qui ont été creusées dans les sédiments glaciomarins et de l'Holocène. Le substratum rocheux affleure souvent au fond de ces grandes dépressions. Il y a souvent de grands tourbillons de marée au-dessus des marques d'affouillement. La partie centrale de la baie Placentia renferme des centaines de dépressions de forme elliptique d'une longueur pouvant atteindre 100 m et d'une profondeur de 5 m. Leur origine n'est pas parfaitement expliquée, mais la présence, au sud dans le chenal du Flétan septentrional, d'un grand champ de dépressions coniques (cratères d'échappement de gaz) suggère qu'elles puissent être des dépressions coniques érodées par le courant (voir ci-après la discussion sur les mégaflûtes). Il y a dans le détroit de Cabot d'autres structures interprétées comme étant des dépressions creusées par les courants. Ces dépressions peuvent s'enfoncer jusqu'à 30 m par rapport au fond marin avoisinant. Leur origine précise n'est pas comprise en raison de la profondeur de l'eau à cet endroit (plus de 400 m) et d'un manque de données de sonar à balayage latéral; elles pourraient être des marques d'affouillement par les icebergs. Une petite étendue couverte de marques d'affouillement par les courants a également été identifée dans Le Goulet. Les sédiments glaciaires du fond du chenal des Mines sont affouillés au point que le substratum rocheux est mis à nu au fond des dépressions.

SILLONS D'ICEBERGS (MARQUES D'AFFOUILLEMENT)

De grandes étendues du fond marin de la plate-forme Néo-Écossaise témoignent de la présence d'icebergs au cours du tardiglaciaire. Les sillons labourés au large par des icebergs dans les eaux canadiennes qui occupent la position la plus méridionale, se trouvent sur la bordure orientale du banc de Georges. Presque toutes les surfaces de till de la plate-forme Néo-Écossaise, du golfe du Maine et des Grands Bancs de Terre-Neuve, présentent des sillons labourés sur le fond marin par les icebergs, sillons dont la profondeur maximale est de 7 à 8 m et dont la largeur peut atteindre plus de 100 m (fig. 3). Certains d'entre eux ont été suivis sur plus de 10 km. Les dépressions creusées par les icebergs sont également communes et elles ressemblent à des amphithéâtres (Fader et King, 1981). Malgré les forts courants qui y sont observés, on trouve des sillons d'icebergs reliques dans la partie externe de la baie de Fundy. Dans un grand nombre de cas, les surfaces de till sur lesquelles on trouve des sillons creusés par des icebergs sont composées de résidus graveleux de déflation avec de gros blocs. Sur les Grands Bancs de Terre-Neuve, les sillons d'icebergs sont plus communs, en particulier vers le nord, et ils occupent plus de 50 % du fond marin. On n'a trouvé que quelques marques d'affouillement par les icebergs sur les bancs de la plate-forme Néo-Écossaise.

MÉGAFLÛTES

Les meilleurs exemples de mégaflûtes sont observés dans la baie Placentia, où elles couvrent une étendue du fond marin de 4 km sur 100 km sur le flanc oriental de la baie. On les trouve sous forme de structures individuelles ou en groupes coalescents de flûtes symétriques et asymétriques. Ce sont des structures de forme triangulaire d'une longueur pouvant atteindre 400 m et d'une profondeur de 10 m à la pointe amont (c.-à-d. nord). Leur origine est mal comprise, mais Fader et Miller (1988) suggèrent qu'elles puissent avoir été à l'origine des dépressions coniques qui ont plus tard été érodées par des courants de turbidité engendrés par les tsunamis causés par de grands séismes comme celui de 1929 sur les Grands Bancs. La formation des mégaflûtes a nécessité l'érosion de plusieurs kilomètres cubes de sédiments. Il y a une petite étendue présentant des structures similaires dans Le Goulet de la plate-forme Néo-Écossaise, et une grande région couverte de dépressions dans le secteur du détroit de Cabot du chenal Laurentien pourrait également être une zone de mégaflûtes.

DÉPRESSIONS CONIQUES

Les dépressions coniques sont des cratères d'échappement de gaz que l'on trouve sur le fond marin (King et MacLean, 1970). Elles sont présentes dans la baie Passamaquoddy, dans les bassins Roseway, d'Émeraude et de LaHave, dans le chenal Laurentien, dans le chenal du Flétan et sur la partie supérieure du talus Néo-Écossais dans la région du canyon Verrill. Quelques dépressions coniques isolées ont également été identifiées dans le bassin Jordan, dans le golfe du Maine, ainsi qu'au sud de l'île du Cap-Breton, sur la plate-forme Néo-Écossaise interne. Elles ont de quelques mètres à plus de 300 m de diamètre et leur profondeur varie de moins de un mètre à plus de 30 m. On peut en trouver plus de 400 au kilomètre carré. D'importants volumes de sédiments ont été érodés par le dégagement de gaz dans le processus de la «perturbation par le gaz» (Josenhans et al., 1978). Par exemple, dans la baie Passamaquoddy seulement, plus de 5,5 millions de m^3 de sédiments ont ainsi été érodés. Dans les bassins de la plate-forme Néo-Écossaise, les dépressions coniques se trouvent toujours au sud de la limite d'épaisseur nulle du biseau de sédiments de la plaine côtière ce qui suggère qu'elles ont été causées par l'échappement d'hydrocarbures gazeux engendrés en profondeur plutôt que de méthane biogénique provenant des sédiments de l'Holocène. Les dépressions coniques de la baie Passamaquoddy peuvent avoir été causées par l'activité sismique le long de la faille d'Oak Bay. Ces dépressions coniques sont «oeillées» (c.-à-d. qu'elles présentent des zones centrales basales où la rétrodiffusion acoustique est élevée sur l'imagerie obtenue au sonar à balayage latéral). On interprète cette caractéristique comme étant causée par la présence de denses communautés benthiques attirées dans les dépressions par la présence de bactéries chimiosynthétiques. Les dépressionc coniques abritent ainsi souvent de denses communautés benthiques qui peuvent attirer des poissons en plus grand nombre. Les dépressions se situent à des profondeurs variant entre 600 et 1 100 m sur le talus Néo-Écossais.

CRÊTES DE SABLE

Les crêtes de sable sont de très grosses figures sédimentaires du fond marin formées par la superposition et la migration des champs de vagues et de mégarides de sable (Amos et King, 1984). Leur hauteur peut atteindre 30 m, leur longueur 60 km et leur largeur 8 km. On les trouve seules ou en groupes et, de manière caractéristique, sur les zones de bancs de la plate-forme (fig. 9). Certaines sont formées par les courants de marée et d'autres sont associées aux vagues de tempêtes et aux courants qui leur sont associés. Il y a des crêtes de sable sur le banc de Georges, le banc Western, le banc de l'Île de Sable, Le Banquereau et le banc à Vert. Quelques rides isolées ont également été observées dans la zone littorale au large de la côte sud-ouest de la Nouvelle-Écosse. Un grand nombre des rides reposent sur des surfaces planes de résidus graveleux de déflation et semblent

▷

Josenhans, H. W., King, L. H., and Fader, G. B.
1978: A sidescan sonar mosaic of pockmarks on the Scotian Shelf; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, no. 5, p. 831-840.

King, L. H.
1980: Aspects of regional surficial geology related to site investigation requirements - eastern Canadian shelf; in Offshore Site Investigation, (ed.) D. A. Ardus; Graham and Trotman Limited, London, 291 p.

King, L. H. and MacLean, B.
1970: Pockmarks on the Scotian Shelf; Geological Society of America Bulletin, v. 81, p. 3141-3148.

□

migrer lentement sur la surface de gravier. Ces crêtes pourraient être considérées comme des sources extractibles de granulat.

VAGUES DE SABLE

Les vagues de sable sont des figures sédimentaires de fond transversales à l'écoulement et construites par déplacement et superposition de mégarides (Amos et King, 1984). Elles peuvent être tranchées et à crêtes droites ou sinueuses et discontinues (fig. 10, 11, 13). Elles sont plus fréquemment asymétriques, mais il en existe des formes symétriques qui sont dites «trochoïdales». Leur hauteur peut atteindre 20 m et elles se forment généralement sous des écoulements dont la vitesse varie de 40 à 100 cm/s. On les trouve sur les bancs de Georges, de Brown, à Vert, de Saint-Pierre, dans la partie interne de la baie de Fundy, et dans quelques petites régions isolées de la zone littorale. Les plus grosses de ces vagues sont observées sur le banc de Georges et dans la baie Scots de la baie de Fundy, où leur hauteur atteint plus de 20 m. Ces vagues peuvent constituer de bonnes sources de granulat.

LITS DE COQUILLAGES

L'expression «lits de coquillages» est une expression générale désignant toute une gamme d'entités du fond marin consistant en denses communautés d'organismes benthiques. Sur les images obtenues au sonar à balayage latéral, ils prennent la forme de bancs circulaires à lenticulaires où la rétrodiffusion acoustique est élevée et sont souvent alignés en chapelets (fig. 8). Lorsque des données de terrain sont recueillies par le dragage de faunes benthiques ou sous forme de photographies du fond ou d'observations à bord de submersibles, on constate que ces entités consistent en une multitude de communautés vivantes et mortes. Certaines sont des lits de palourdes américaines, de clams et de modioles et d'autres consistent en holoturies (concombres de mer). Ces lits sont très répandus sur les parties externes des bancs de l'Île de Sable et à Vert. On en trouve quelques-uns près des rivages au large de la partie sud-ouest de la Nouvelle-Écosse et dans certaines baies le long de la côte. Ces entités sont probablement plus répandues que ne l'indiquent les cartes en raison de la non disponibilité, pour de grandes étendues de la plate-forme Néo-Écossaise, de sonogrammes.

RÉFÉRENCES

Amos, C. L. et King, E. L.
1984: Bedforms of the Canadian eastern seaboard: a comparison with global occurrences; Marine Geology, v. 57, p. 167-208.

Amos, C. L. et Nadeau, O. C.
1988: Surficial sediments of the outer banks, Scotian Shelf, Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 25, no. 12, p. 1923-1944.

Fader, G. B. et King, L. H.
1981: A reconnaissance study of the surficial geology of the Grand Banks of Newfoundland; in Current Research, Part A; Geological Survey of Canada, Paper 81-1A, p. 45-56.

Fader, G. B. J. et Miller, R. O.
1986: A reconnaissance study of the surficial and shallow bedrock geology of the southeastern Grand Banks of Newfoundland; Geological Survey of Canada, Paper 86-1B, p. 591-604.

1988: Megaflutes in Placentia Bay, Grand Banks of Newfoundland (abstract); in Proceedings of the Geological Association of Canada - Mineralogical Association of Canada Annual Meeting, St. Johns, Newfoundland, 1988, v. 13, p. A38-A39.

Josenhans, H. W., King, L. H., et Fader, G. B.
1978: A sidescan sonar mosaic of pockmarks on the Scotian Shelf; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, no. 5, p. 831-840.

King, L. H.
1980: Aspects of regional surficial geology related to site investigation requirements - eastern Canadian shelf; in Offshore Site Investigation, (ed.) D. A. Ardus; Graham and Trotman Limited, London, 291 p.

King, L. H. et MacLean, B.
1970: Pockmarks on the Scotian Shelf; Geological Society of America Bulletin, v. 81, p. 3141-3148.

□

Energy, Mines and Resources Canada
Énergie, Mines et Ressources Canada

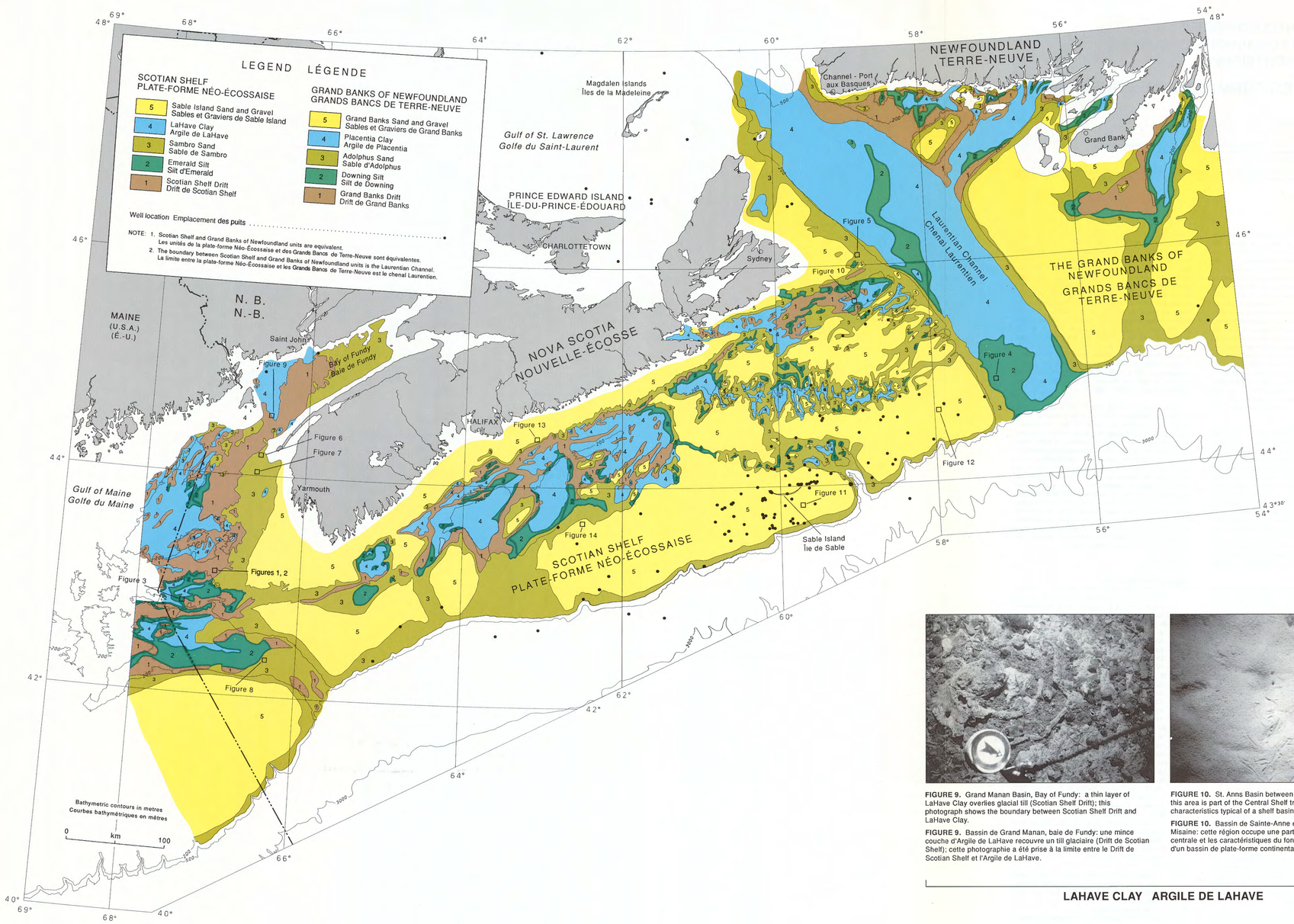




FIGURE 11. Shell beds such as these are numerous across the southern area of Sable Island Bank; this site occurs within the Sable Island Sand and Gravel.

FIGURE 11. Des lits de coquilles comme ceux-ci sont nombreux dans la partie sud du banc de l'île de Sable; les présentes coquilles reposent sur les Sables et Graviers de Sable Island.

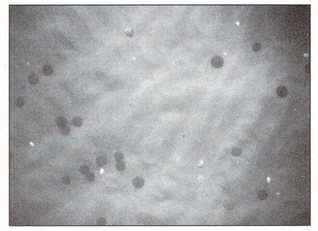


FIGURE 12. The seabed of eastern Banquereau consists of medium to fine sand of the Sable Island Sand and Gravel; the irregular ripple pattern is partially erased by normal random water movements and animal activity.

FIGURE 12. Le fond marin de l'est du Banquereau est constitué de sable moyen à fin des Sables et Graviers de Sable Island; la configuration irrégulière des rides a été partiellement effacée par les mouvements de l'eau et l'activité animale.



FIGURE 13. Southeast of Halifax on the Inner Shelf: Sable Island Sand and Gravel consists of subangular to subrounded, poorly sorted cobbles and boulders.

FIGURE 13. Sud-est d'Halifax, sur la plate-forme continentale interne: les Sables et Graviers de Sable Island sont constitués de cailloux et de blocs subanguleux à subarrondis, mal triés.



FIGURE 14. Northeast edge of Emerald Bank: well-rounded pebbles, cobbles and boulders of the Sable Island Sand and Gravel; large gravel patches like these cover more than 50% of Emerald Bank and 25% of Western Bank.

FIGURE 14. Bordure nord-ouest du banc d'Émeraude: galets, cailloux et blocs bien arrondis des Sables et Graviers de Sable Island; de grands placages de graviers comme ceux-ci recouvrent plus de 50% de la superficie du banc d'Émeraude et 25% du banc Western.

SABLE ISLAND SAND AND GRAVEL SABLES ET GRAVIERS DE SABLE ISLAND

FIGURE 9. Grand Manan Basin, Bay of Fundy: a thin layer of LaHave Clay overlies glacial till (Scotian Shelf Drift); this photograph shows the boundary between Scotian Shelf Drift and LaHave Clay.

FIGURE 9. Bassin de Grand Manan, baie de Fundy: une mince couche d'Argile de LaHave recouvre un till glaciaire (Drift de Scotian Shelf); cette photographie a été prise à la limite entre le Drift de Scotian Shelf et l'Argile de LaHave.

FIGURE 10. St. Anns Basin between Scatarie and Misaine Banks: this area is part of the Central Shelf trough and has seabed characteristics typical of a shelf basin within the LaHave Clay.

FIGURE 10. Bassin de Sainte-Anne entre les bancs de Scatarie et de Misaine: cette région occupe une partie de la cuvette de la plate-forme centrale et les caractéristiques du fond marin y sont typiques de celles d'un bassin de plate-forme continentale dans l'Argile de LaHave.

LAHAVE CLAY ARGILE DE LAHAVE



FIGURE 8. Much of Northeast Channel consists of a thick till with a thin veneer of Sambro Sand formed by current erosion; the substrate shown here is a rippled sediment of Sambro Sand.

FIGURE 8. La plus grande partie du chenal Nord-Est est tapissée d'un till épais surmonté d'un mince placage du Sable de Sambro formé par l'action érosive des courants; le substratum montré ici est constitué de sédiments ondulés de la surface du Sable de Sambro.



FIGURE 1. Eastern part of Truxton Swell, Gulf of Maine: the surficial sediment is Scotian Shelf Drift.

FIGURE 1. Partie est du massif de Truxton Swell dans le golfe du Maine: les sédiments de surface appartiennent au Drift de Scotian Shelf.

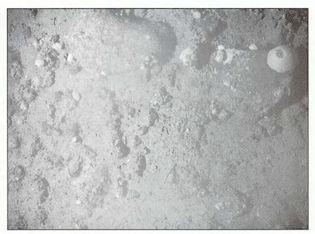


FIGURE 2. The seabed of the eastern area of Truxton Swell illustrates the typical coarse texture of the Scotian Shelf Drift; the photograph may represent the seabed near or on the berm of an ancient iceberg furrow.

FIGURE 2. Le fond marin de la partie est du massif de Truxton Swell montre les textures grossières caractéristiques du Drift de Scotian Shelf; la photo peut représenter le fond marin, à proximité ou sur la berme d'un ancien sillon d'iceberg.



FIGURE 3. The seabed on Sewell Ridge, Gulf of Maine: pebbles and boulders of the Scotian Shelf Drift are scattered across the surface.

FIGURE 3. Le fond marin sur la crête Sewell dans le golfe du Maine: des galets et des blocs du Drift de Scotian Shelf sont dispersés sur le fond marin.

SCOTIAN SHELF DRIFT DRIFT DE SCOTIAN SHELF



FIGURE 4. Scotian Shelf side of Laurentian Channel: Emerald Silt, a clayey-sandy silt, provides an excellent template for recording faunal tracks and traces.

FIGURE 4. Rebord du chenal Laurentien du côté de la plate-forme Néo-Écossaise: le Silt d'Emerald, un silt sablo-argileux, fournit un excellent substratum pour conserver les traces et les pistes d'animaux.

EMERALD SILT SILT D'EMERALD



FIGURE 5. Eastern flank of St. Anns Bank: the substrate of Sambro Sand, a mixture of sand, silt and clay, is inhabited by numerous infaunal and epifaunal species.

FIGURE 5. Flanc est du banc de Sainte-Anne: le substratum du Sable de Sambro, un mélange de sable, de silt et d'argile, est peuplé par de nombreuses espèces fauniques.



FIGURE 6. Inner Shelf off Nova Scotia, at the mouth of the Bay of Fundy: the substrate is Sambro Sand, a gravel facies; the gravel clasts are rounded to subrounded pebbles and cobbles with shells.

FIGURE 6. Plate-forme continentale interne au large de la Nouvelle-Écosse, à l'entrée de la baie de Fundy: le substratum se compose de Sable de Sambro, un faciès graveleux; les fragments grossiers sont des galets et des cailloux arrondis et subarrondis ainsi que des coquilles.



FIGURE 7. Near the mouth of the Bay of Fundy: Sambro Sand, a clayey and silty sand with cobbles and boulders, is a modified till, the surface of which has been eroded and infilled.

FIGURE 7. Près de l'entrée de la baie de Fundy: le Sable de Sambro, un sable argileux et silteux contenant des cailloux et des blocs. Il s'agit d'un till remanié, dont la surface a été érodée et comblée.

SAMBRO SAND SABLE DE SAMBRO

SCOTIAN SHELF SURFICIAL GEOLOGY AND PHYSICAL PROPERTIES 5 SURFICIAL GEOLOGY

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE GÉOLOGIE DES FORMATIONS EN SURFACE ET PROPRIÉTÉS PHYSIQUES 5 GÉOLOGIE DES FORMATIONS EN SURFACE

Canada
Geological Survey of Canada
Commission géologique du Canada

Geological Survey of Canada

Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF SURFICIAL GEOLOGY AND PHYSICAL PROPERTIES 5

SURFICIAL GEOLOGY

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE GÉOLOGIE DES FORMATIONS EN SURFACE ET PROPRIÉTÉS PHYSIQUES 5

GÉOLOGIE DES FORMATIONS EN SURFACE

G. B. J. Fader

Contributors: K. MacKillop and R. Miller

Collaborateurs: K. MacKillop et R. Miller

Recommended citation: Fader, G. B. J., 1991: Surficial geology and physical properties 5: surficial geology; in East Coast Basin Atlas Series: Scotian Shelf; Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p. 119.

Additional copies of this map may be obtained from the Geological Survey of Canada, Atlantic Geoscience Centre, P. O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2 Canada (Ph: 902-426-2773; FAX: 902-426-4266).

Notation bibliographique conseillée: Fader, G. B. J., 1991: Géologie des formations en surface et propriétés physiques 5: géologie des formations en surface; dans Série des atlas des bassins de la côte Est: plate-forme Néo-Écossaise; Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada, p. 119.

Des copies supplémentaires de la carte peuvent être obtenues auprès de la Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de l'Atlantique, case postale 1006, Dartmouth (Nouvelle-Écosse) B2Y 4A2 Canada: tél (902) 426-2773, facsimilé (902) 426-4266.

The distribution of surficial sediments on the Scotian Shelf and adjacent areas is presented on this map sheet. The eight maps that formed the basis for this compilation were prepared at a scale of 1:300 000, to complement the bathymetric charts prepared by the Canadian Hydrographic Service (King, 1970; MacLean and King, 1971; Drapeau and King, 1972; Fader et al., 1977; MacLean et al., 1977; Fader, 1984; Fader et al., 1988). The mapped formations are the Scotian Shelf Drift, the Emerald Silt, the Sambro Sand, the LaHave Clay, and the Sable Island Sand and Gravel. On the Grand Banks of Newfoundland portion of the map area, east of the Laurentian Channel, the equivalent formations are the Grand Banks Drift, the Downing Silt, the Adolphus Sand, the Placentia Clay, and the Grand Banks Sand and Gravel (Fader and Miller, 1986). Representative bottom photographs of each of the surficial formations (after Lawrence et al., 1989) are shown in Figures 1 to 14.

The mapping methods and data base used here have been evolving since the first map of the central Scotian Shelf was published by King in 1970. The first maps were based mainly on the interpretation of a large set of echograms collected by the Canadian Hydrographic Service during the bathymetric charting of the continental shelf. These were combined with the analysis of more than 6000 seabed sediment samples, to provide ground truth for the echograms and textural and lithologic information for definition of the surficial formations. Airgun seismic reflection profiles were also used to understand the surficial sediment relationships at depth.

The surficial mapping program was systematic across the Scotian Shelf with the most recent maps produced from the Gulf of Maine and the western Grand Banks of Newfoundland. These study areas benefit from the application of new and improved high resolution seismic reflection systems and sidescan sonar. There is a better understanding now of the detailed relationships of the surficial sediment formations, the morphology of the seabed and the processes affecting the distribution of sediments, and consequently a need for fewer samples.

The Scotian Shelf Drift (Grand Banks Drift) is a till deposited by Wisconsinan glaciers, believed to have completely crossed the continental shelf during their last advance (Figs. 1, 2 and 3). The till occurs as linear ridges, up to 50 m high, composed of material ranging up to boulder size and as large areas of uniformly thick ground moraine. Much of the till exposed at the seabed is criss-crossed by linear iceberg furrows and marked with circular pits produced by grounded icebergs. These features probably formed at the time of breakup of the ice sheets from the shelf. The most prominent till occurrences are ridges located landward of the large basins, such as the Emerald, LaHave and Georges basins and Placentia Bay. King and Fader (1986) believed these linear moraines formed at the bouyancy lines of the glaciers and referred to them as "buoyancy line moraines".

Interbedded with and overlying the Scotian Shelf Drift is the Emerald Silt (Downing Silt), a glaciomarine sediment (Fig. 4). It occurs mainly in basins and depressions of the shelf where it commonly outcrops at the seabed. It also underlies some of the banks as isolated erosional remnants in fluvial and glacial meltwater channels.

The other surficial formations on the shelf, the Sable Island Sand and Gravel, the Sambro Sand and the LaHave Clay, owe their origin to a low stand of sea level which occurred at ~14 Ka at a present water depth of 110-120 m. At this time, areas of the shelf presently consisting of Sable Island Sand and Gravel (Grand Banks Sand and Gravel) sediments were subaerially exposed. Adjacent to these shallow areas, the Sambro Sand (Adolphus Sand) was formed through erosion of the Emerald Silt and the Scotian Shelf Drift by nearshore currents and waves. The Sambro Sand is a silty-clayey sand which flanks the banks of the shelf (Figs. 5-7). The Sable Island Sand and Gravel (Grand Banks Sand and Gravel) was formed during the subsequent transgression of the areas of the shelf shallower than 110 m (Figs. 11-14). These sediments on the banks are well sorted sands and gravels. On the inner shelf, bedrock is frequently exposed with the sand and gravel. The silt and clay eroded from the same shallow areas (<110 m water depth) were deposited in the adjacent basins to form the LaHave Clay (Placentia Clay). Most of the basins of the shelf are floored with LaHave Clay (Figs. 9 and 10). Between 10 and 11 Ka, ice reformed on the emergent parts of the shelf and partially readvanced into the adjacent basins, where it eroded previously deposited sediment and deposited its own glacial sediments (King and Fader, 1988).

In the northern Gulf of Maine, the 110-120 m low sea level stand of the outer shelf, rose to shallower depths as noted by the elevation change of the contact between the Sable Island Sand and Gravel and the Sambro Sand. This elevation change relates to the late glacial rebound of the Bay of Fundy region, delayed by the persistence of glacial ice on the surrounding land surface. The differential rebound from the Scotian Shelf to the Bay of Fundy suggests that the offshore banks were emergent and subaerially exposed, while the Bay of Fundy was much larger than it is today and was flooding present inland areas not covered then with ice (Fader, 1989).

REFERENCES

Drapeau, G. and King, L. H.
1972: Surficial geology of the Yarmouth - Browns Bank map area; Geological Survey of Canada, Paper 72-24, 6 p. (also Canadian Hydrographic Service, Marine Science Paper 2).

Fader, G. B.
1984: A geological and geophysical study of the Northeast Channel, Georges Bank and Georges Basin area of the Gulf of Maine, by Geonautics Limited; Geological Survey of Canada, Open File 978, 3 volumes.

Fader, G. B., King, L. H., and MacLean, B.
1977: Surficial geology of the eastern Gulf of Maine and Bay of Fundy; Geological Survey of Canada, Paper 76-17, 23 p. (also Canadian Hydrographic Service, Marine Science Paper 19).

Fader, G. B. J.
1989: A late Pleistocene low sea-level stand on the southeast Canadian Offshore; in Late Quaternary Sea-level Correlation and Applications, (ed.) D. B. Scott, P. A. Pirazzoli and C. A. Honig, p. 71-103.

Fader, G. B. J., King, E., Gillespie, R., and King, L. H.
1988: Surficial geology of Georges Bank, Browns Bank and the southeastern Gulf of Maine; Geological Survey of Canada, Open File 1692, 3 maps.

Fader, G. B. J. and Miller, R. O.
1986: A reconnaissance study of the surficial and shallow bedrock geology of the southeastern Grand Banks of Newfoundland; in Current Research, Part B; Geological Survey of Canada, Paper 86-1B, p. 591-604.

King, L. H.
1970: Surficial geology of the Halifax - Sable Island map area; Canadian Hydrographic Service, Marine Sciences, Paper 1, 16 p. and map, scale 1:300 000.

King, L. H. and Fader, G. B. J.
1986: Wisconsinan glaciation of the Atlantic continental shelf of southeast Canada; Geological Survey of Canada, Bulletin 363, 72 p.
1988: Late Wisconsinan ice on the Scotian Shelf; Geological Survey of Canada, Open File 1972, 15 p.

Lawrence, P., Strong, K., Pocklington, P., Stewart, P., and Fader, G. B. J.
1989: A photographic atlas of the eastern Canadian continental shelf (Scotian Shelf and Grand Banks); Geological Survey of Canada, Open File 2054, 187 p.

MacLean, B., Fader, G. B., and King, L. H.
1977: Surficial geology of Canso Bank and adjacent areas; Geological Survey of Canada, Paper 76-15, 11 p. (also Canadian Hydrographic Service, Marine Sciences, Paper 20).

MacLean, B. and King. L. H.
1971: Surficial geology of the Banquereau and Misaine Bank map area; Canadian Hydrographic Service, Marine Sciences, Paper 3, 19 p. and map (also Geological Survey of Canada, Paper 71-52).

□

La répartition des sédiments de surface sur la plate-forme Néo-Écossaise et dans les régions adjacentes est présentée sur la présente carte. Les huit cartes qui ont servi de base pour la présente compilation ont été dressées à l'échelle de 1/300 000 afin de servir de complément aux cartes bathymétriques préparées par le Service hydrographique du Canada (King, 1970; MacLean et King, 1971; Drapeau et King, 1972; Fader et al., 1977; MacLean et al., 1977; Fader, 1984; Fader et al., 1988). Les formations représentées sont le Drift de Scotian Shelf, le Silt d'Emerald, le Sable de Sambro, l'Argile de LaHave ainsi que les Sables et Graviers de Sable Island. Sur les Grands Bancs de la partie terre-neuvienne de la carte, à l'est du chenal Laurentien, les formations équivalentes sont le Drift de Grand Banks, le Silt de Downing, le Sable d'Adolphus, l'Argile de Placentia ainsi que les Sables et Graviers de Grand Banks (Fader et Miller, 1986). Des photographies représentatives de la surface affleurante sur le fond marin de chacune des formations superficielles sont présentées aux figures 1 à 14 (d'après Lawrence et al., 1989).

Les méthodes de cartographie et la base de données utilisées pour la présente carte ont évolué depuis la publication en 1970 de la première carte de la plate-forme Néo-Écossaise centrale présentée par King. Les premières cartes étaient principalement basées sur l'interprétation d'un important ensemble d'échogrammes recueillis par le Service hydrographique du Canada lors de la cartographie bathymétrique de la plate-forme continentale. Ces interprétations ont été combinées à l'analyse de plus de 6 000 échantillons de sédiments du fond marin qui ont servi de données de contrôle pour les échogrammes en plus de fournir des renseignements sur la texture et la lithologie utiles pour la définition des formations de surface. Des profils de sismique-réflexion réalisés au canon à air ont également été utilisés pour mieux comprendre les relations en profondeur entre les divers sédiments superficiels.

Le programme de cartographie des formations de surface a été mené de manière systématique sur la plate-forme Néo-Écossaise et les cartes les plus récentes sont celles du golfe du Maine et de la partie occidentale des Grands Bancs de Terre-Neuve. Dans ces régions d'étude, les chercheurs ont su tirer profit de nouveaux systèmes améliorés de sonar à balayage latéral et de sismique-réflexion haute résolution. Aujourd'hui, on dispose d'une meilleure connaissance des relations existant entre la nature des formations sédimentaires de surface, la morphologie du fond marin et les processus qui influencent la répartition des sédiments, de sorte qu'un moins grand nombre d'échantillons est nécessaire.

Le Drift de Scotian Shelf (Drift de Grand Banks) correspond à un till déposé par les glaciers du Wisconsinien qui auraient complètement traversé la plate-forme continentale lors de leur dernière avancée (fig. 1, 2 et 3). Ce till composé de matériaux dont la dimension atteint la taille des blocs prend la forme de crêtes linéaires d'une hauteur atteignant jusqu'à 50 m et de grandes étendues de moraine de fond uniformément épaisses. Le till affleurant sur le fond marin est en grande partie sillonné de marques d'affouillement d'icebergs linéaires et marqué par des dépressions circulaires attribuables à l'échouage d'icebergs. On pense que la formation de ces structures remonte à l'époque de la dislocation des nappes de glace de la plate-forme. Les structures constituées de till les plus marquées sont les crêtes situées du côté continental des grands bassins, comme les bassins d'Emeraude, de LaHave et de Georges, ainsi que de la baie Placentia. King et Fader (1986) étaient d'avis que ces moraines linéaires avaient été déposées aux lignes de flottaison des glaciers et les désignaient par l'expression «moraines de lignes de flottaison».

Le Drift de Scotian Shelf est interstratifié et recouvert par les sédiments glaciomarins du Silt d'Emerald (Silt de Downing) (fig. 4). On le trouve principalement dans les bassins et les dépressions de la plate-forme où il affleure couramment sur le fond marin. On le trouve également sur certains bancs sous forme de lambeaux d'érosion isolés dans les chenaux fluviaux et d'eau de fonte glaciaire.

Les autres formations de surface de la plate-forme, les Sables et Graviers de Sable Island et l'Argile de LaHave, doivent leur origine à un intervalle de bas niveau marin il y a approximativement 14 Ka, niveau qui se situe actuellement à des profondeurs de 110 à 120 m. À cette époque, les Sables et Graviers de Sable Island (Sables et Graviers de Grand Banks) affleuraient à l'air libre. Sur les étendues adjacentes à ces zones peu profondes, le Sable de Sambro (Sable d'Adolphus) a été déposé après érosion par les vagues et les courants littoraux du Silt d'Emerald et du Drift de Scotian Shelf. Le Sable de Sambro est un sable silteux et argileux présent sur les flancs des bancs de la plate-forme (fig. 5 à 7). Les Sables et Graviers de Sable Island (Sables et Graviers de Grand Banks) se sont formés pendant la transgression ultérieure sur les zones de la plate-forme à des profondeurs de moins de 110 m (fig. 11 à 14). Sur les bancs, ces sédiments sont des sables et graviers bien triés. Sur la plate-forme continentale interne, le substratum rocheux est souvent mis à nu avec les sables et graviers. Le silt et l'argile érodés des mêmes étendues peu profondes (profondeur d'eau de moins de 100 m) ont été déposés dans les bassins adjacents pour former l'Argile de LaHave (Argile de Placentia). L'Argile de LaHave (fig. 9 et 10) recouvre le fond de la plupart des bassins de la plate-forme. Il y a entre 10 et 11 Ka, de la glace s'est de nouveau formée sur les parties émergentes de la plate-forme et s'est de nouveau avancée dans les bassins adjacents, où elle a érodé les sédiments antérieurement déposés en plus de déposer de nouveaux sédiments glaciaires (King et Fader, 1988).

Dans la partie nord du golfe du Maine, l'intervalle de bas niveau marin par 110 à 120 m de profondeur sur la plate-forme externe se situe à des profondeurs moindres, comme l'indique le changement de la hauteur du contact entre les Sables et Graviers de Sable Island et le Sable de Sambro. Ce changement de hauteur est relié au soulèvement isostasique tardiglaciaire de la région de la baie de Fundy, soulèvement qui a été retardé par la persistence de la glace de glacier sur l'étendue émergée avoisinante. Ces soulèvements isostasiques différents de la plate-forme Néo-Écossaise et de la baie de Fundy suggèrent que pendant qu'émergeaient et qu'étaient exposés à l'air les bancs au large, la baie de Fundy était beaucoup plus étendue qu'elle ne l'est aujourd'hui et recouvrait des régions actuellement à l'intérieur des terres qui n'étaient alors pas recouvertes de glace (Fader, 1989).

RÉFÉRENCES

Drapeau, G. et King, L. H.
1972: Surficial geology of the Yarmouth - Browns Bank map area; Geological Survey of Canada, Paper 72-24, 6 p. (also Canadian Hydrographic Service, Marine Science Paper 2).

Fader, G. B.
1984: A geological and geophysical study of the Northeast Channel, Georges Bank and Georges Basin area of the Gulf of Maine, by Geonautics Limited; Geological Survey of Canada, Open File 978, 3 volumes.

Fader, G. B., King, L. H., et MacLean, B.
1977: Surficial geology of the eastern Gulf of Maine and Bay of Fundy; Geological Survey of Canada, Paper 76-17, 23 p. (also Canadian Hydrographic Service, Marine Science Paper 19).

Fader, G. B. J.
1989: A late Pleistocene low sea-level stand on the southeast Canadian Offshore;in Late Quaternary Sea-level Correlation and Applications, (ed.) D. B. Scott, P. A. Pirazzoli and C. A. Honig, p. 71-103.

Fader, G. B. J., King, E., Gillespie, R., et King, L. H.
1988: Surficial geology of Georges Bank, Browns Bank and the southeastern Gulf of Maine; Geological Survey of Canada, Open File 1692, 3 maps.

Fader, G. B. J. et Miller, R. O.
1986: A reconnaissance study of the surficial and shallow bedrock geology of the southeastern Grand Banks of Newfoundland; in Current Research, Part B; Geological Survey of Canada, Paper 86-1B, p. 591-604.

King, L. H.
1970: Surficial geology of the Halifax - Sable Island map area; Canadian Hydrographic Service, Marine Sciences, Paper 1, 16 p. and map, scale 1:300 000.

King, L. H. et Fader, G. B. J.
1986: Wisconsinan glaciation of the Atlantic continental shelf of southeast Canada; Geological Survey of Canada, Bulletin 363, 72 p.
1988: Late Wisconsinan ice on the Scotian Shelf; Geological Survey of Canada, Open File 1972, 15 p.

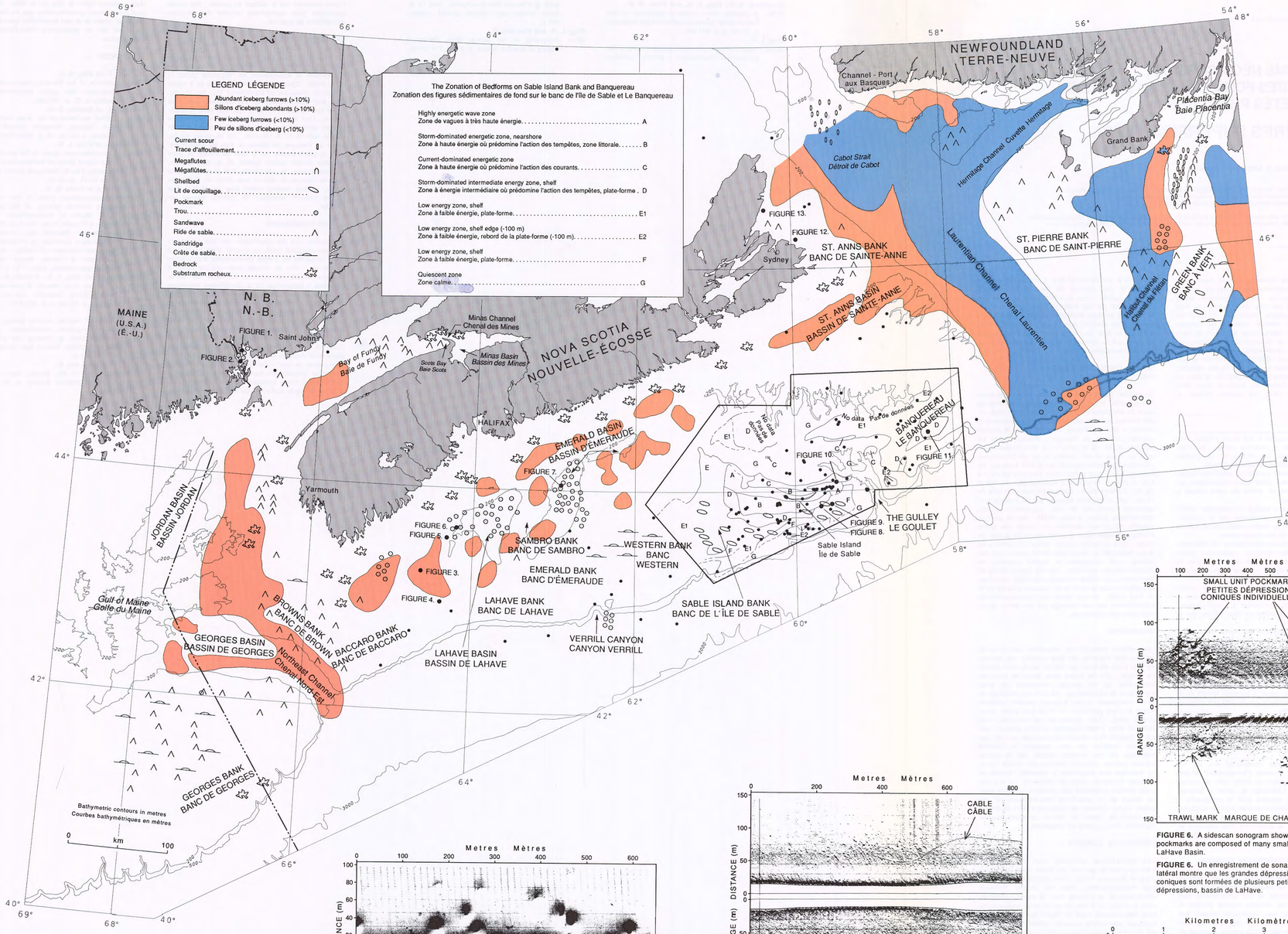
Lawrence, P., Strong, K., Pocklington, P., Stewart, P., et Fader, G. B. J.
1989: A photographic atlas of the eastern Canadian continental shelf (Scotian Shelf and Grand Banks); Geological Survey of Canada, Open File 2054, 187 p.

MacLean, B., Fader, G. B., et King, L. H.
1977: Surficial geology of Canso Bank and adjacent areas; Geological Survey of Canada, Paper 76-15, 11 p. (also Canadian Hydrographic Service, Marine Sciences, Paper 20).

MacLean, B. et King. L. H.
1971: Surficial geology of the Banquereau and Misaine Bank map area; Canadian Hydrographic Service, Marine Sciences, Paper 3, 19 p. and map (also Geological Survey of Canada, Paper 71-52).

□

Energy, Mines and Resources Canada
Énergie, Mines et Ressources Canada



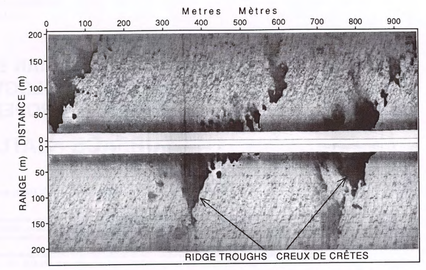


FIGURE 9. A sidescan sonogram of sand ridges, Sable Island Bank; the dark areas are the troughs of the ridges.

FIGURE 9. Un enregistrement de sonar à balayage latéral de crêtes sableuses, banc de l'île de Sable; les zones sombres représentent les creux des crêtes.

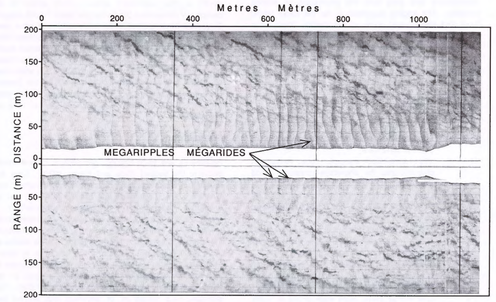


FIGURE 10. A sidescan sonogram of active two-dimensional megaripples, Sable Island Bank

FIGURE 10. Un enregistrement de sonar à balayage latéral de mégarides actives bidimensionnelles, banc de l'île de Sable

FIGURE 6. A sidescan sonogram shows that large pockmarks are composed of many small pockmarks, LaHave Basin.

FIGURE 6. Un enregistrement de sonar à balayage latéral montre que les grandes dépressions coniques sont formées de plusieurs petites dépressions, bassin de LaHave.

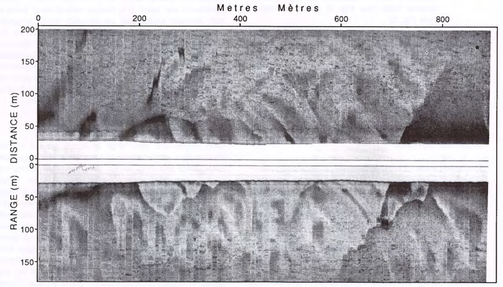


FIGURE 4. A sidescan sonogram displaying a dense distribution of boulders; a telecommunications cable traverses the seabed.

FIGURE 4. Un enregistrement de sonar à balayage latéral montrant une répartition dense de gros blocs; un câble de télécommunications traverse le fond marin.

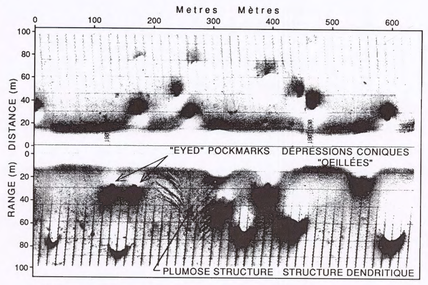


FIGURE 2. A 100 kHz sidescan sonogram showing "eyed" pockmarks and plumose structures, Passamaquoddy Bay

FIGURE 2. Un enregistrement de sonar à balayage latéral de 100 kHz montrant des dépressions coniques "oeillées" et des structures dendritiques, baie de Passamaquoddy

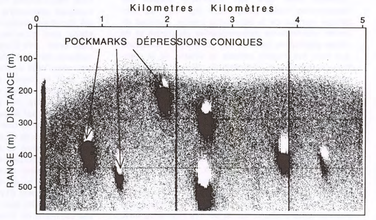


FIGURE 7. A 27-30 kHz sidescan sonogram of pockmarks, Emerald Basin

FIGURE 7. Un enregistrement de sonar à balayage latéral d'une fréquence de 27 à 30 kHz, bassin d'Émeraude

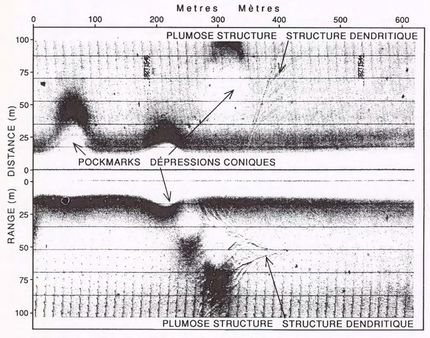


FIGURE 1. A sidescan sonogram showing pockmarks and plumose structures at the seabed, Passamaquoddy Bay

FIGURE 1. Un enregistrement de sonar à balayage latéral montrant des dépressions coniques et des structures dendritiques sur le fond marin, baie de Passamaquoddy

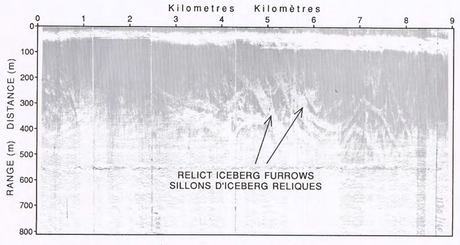


FIGURE 3. A sidescan sonogram of relict iceberg furrows, western Scotian Shelf

FIGURE 3. Un enregistrement de sonar à balayage latéral de sillons d'iceberg reliques, partie ouest de la plate-forme Néo-Écossaise

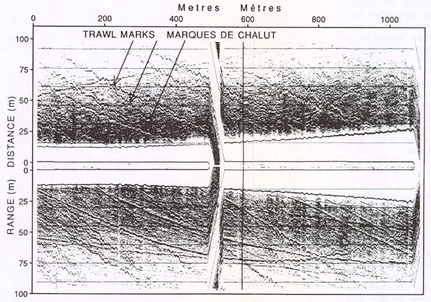


FIGURE 5. A sidescan sonogram of the LaHave Clay showing abundant trawl marks, LaHave Basin

FIGURE 5. Un enregistrement de sonar à balayage latéral de l'Argile de LaHave couverte de traces de chalut, bassin de LaHave

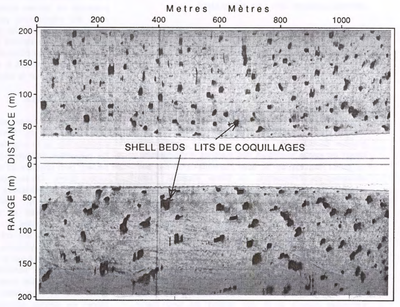


FIGURE 8. A sidescan sonogram showing "specs" or "shell beds", interpreted to be benthic communities at the seabed, Sable Island Bank

FIGURE 8. Un enregistrement de sonar à balayage latéral illustrant des taches ou des lits de coquillages interprétés comme des communautés benthiques du fond marin, banc de l'Île de Sable

FIGURE 11. A sidescan sonogram of linguoid megaripples superimposed on a low amplitude sand ridge, Banquereau

FIGURE 11. Un enregistrement de sonar à balayage latéral de mégarides linguoïdes surimposées sur une crête de sable de faible amplitude, Le Banquereau

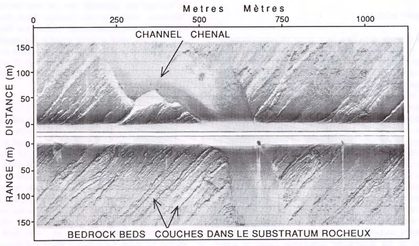


FIGURE 12. A sidescan sonogram showing Carboniferous bedrock exposed at the seabed, inner Cape Breton shelf

FIGURE 12. Un enregistrement de sonar à balayage latéral montrant le substratum rocheux carbonifère affleurant sur le fond marin, partie interne de la plate-forme du Cap-Breton

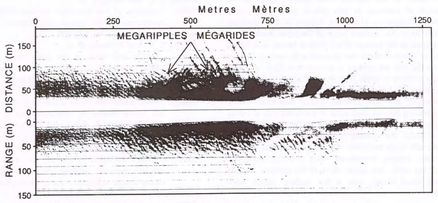


FIGURE 13. A sidescan sonogram of megaripples in sand, Cape Breton shelf

FIGURE 13. Un enregistrement de sonar à balayage latéral montrant des mégarides dans du sable, plate-forme du Cap Breton

SCOTIAN SHELF
SURFICIAL GEOLOGY AND PHYSICAL PROPERTIES
SURFACE FEATURES

4

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE
GÉOLOGIE DES FORMATIONS EN SURFACE ET PROPRIÉTÉS PHYSIQUES
STRUCTURES SUPERFICIELLES

Canada
Geological Survey of Canada
Commission géologique du Canada

Geological Survey of Canada

Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF SURFICIAL GEOLOGY AND PHYSICAL PROPERTIES 6

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE GÉOLOGIE DES FORMATIONS EN SURFACE ET PROPRIÉTÉS PHYSIQUES

DEEP-WATER SURFICIAL GEOLOGY

GÉOLOGIE DES FORMATIONS EN SURFACE EN EAU PROFONDE

D. J. W. Piper

Recommended citation: Piper, D. J. W., 1991: Surficial geology and physical properties 6: deep-water surficial geology; in East Coast Basin Atlas Series: Scotian Shelf; Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p. 121.

Additional copies of this map may be obtained from the Geological Survey of Canada, Atlantic Geoscience Centre, P. O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2 Canada (Ph.: 902-426-2773; FAX: 902-426-4266).

Notation bibliographique conseillée: Piper, D. J. W., 1991: Géologie des formations en surface et propriétés physiques 6: géologie des formations en surface en eau profonde; dans Série des atlas des bassins de la côte Est: plate-forme Néo-Écossaise; Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada, p. 121.

Des copies supplémentaires de la carte peuvent être obtenues auprès de la Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de l'Atlantique, case postale 1006, Dartmouth (Nouvelle-Écosse) B2Y 4A2 Canada tél (902) 426-2773, facsimilé (902) 426-4266.

The predominant sediment type in the upper few metres of the seabed is displayed on this map sheet. The map is based on the interpretation of sidescan sonargraphs and 3.5 kHz and 12 kHz profiles, calibrated with piston cores, in well studied areas. In other areas, geological boundaries were extrapolated on the basis of reconnaissance 3.5 kHz and 12 kHz profiles. Thin (<1-2 m) Holocene hemipelagic mud overlying Pleistocene sediment of different character is not shown. The upslope limit of mapping is the 200 m isobath or, where deeper, the shelf break.

PREDOMINANTLY SANDY, LATE QUATERNARY SEDIMENTS (Qs)

These sediments were deposited extensively in the Late Pleistocene, when parts of the outer shelf were emergent and there was an abundant supply of glacial and fluvioglacial sediment. Such sandy sediments are ubiquitous in channels and are spread over large areas of the continental rise. They are commonly blanketed by up to two metres of pelagic or hemipelagic sediment. In addition, an extensive sand sheet was deposited on the Sohm Abyssal Plain in the late Holocene by the 1929 Grand Banks turbidity current.

PREDOMINANTLY MUDDY, LATE QUATERNARY SEDIMENTS (Qm)

These sediments were deposited extensively on the continental slope and on parts of the continental rise during the Late Pleistocene, when glacial outwash supplied large quantities of fine grained sediment. On the continental slope, generally only minor amounts of silt interbed with the muds (Qmm). On parts of the continental rise, muds and silts of turbidite origin interbed with minor sand beds (Qms). This facies in places forms long wavelength sediment waves. In many areas on the continental slope, muddy sediments are eroded and dissected (Qme) by valley cutting and sediment failure, and in places slumps and debris flows are common. Specific slumps and debris flows have been mapped where data are sufficient.

THICK, LATE QUATERNARY, PELAGIC OOZE (Qo)

This sediment type, with local minor terrigenous sediment, occurs in oceanic areas beyond the reach of turbidity currents and Pleistocene outwash plumes from the continental shelf. Terrigenous sediment is largely ice-rafted.

SHELF EDGE, LATE QUATERNARY SANDS (Qsm)

These sands, in places gravelly, grade seaward into silty muds and reflect the Holocene geologic processes on the continental shelf. They extend to a maximum water depth of 500 m. On the map, they are distinguished according to the Late Pleistocene facies that they overlie. In some locations, these sediments overlie prograded deltaic sands (Qsmd); elsewhere, they overlie till (Qsmt).

ERODED SEABED (Qe)

This feature is mapped where it exposes older predominantly muddy sediments. This occurs most often on steep slopes and is characterized by the development of ridge and gully morphology. Exposed sediments are generally of Quaternary age, but Late Tertiary sediments are exposed in some submarine canyons.

DATA SOURCES FOR AREAS DESIGNATED

A - GLORIA coverage providing information on distribution of channels (Masson et al., 1985)

B - Detailed study by Hughes Clarke (1988), Piper et al. (1985b) and Piper and Normark (1982); SeaMARC traverses throughout area; good core and seismic coverage; some Seabeam bathymetry and submersible dives.

C - Southern Laurentian Fan: moderate seismic and core coverage, based on interpretations in Hughes Clarke (1988) and Normark et al. (1983); Northern Sohm Abyssal Plain: core data in Piper and Aksu (1987) and Hughes Clarke (1988)

D - GLORIA sidescan data, with supporting seismic reflection and 3.5 kHz profiles and cores (Hughes Clarke et al., in press)

E - Interpretation of Swift (1985), based on 3.5 kHz profiles

F - Detailed net of seismic profiles, 3.5 kHz profiles and some SeaMARC coverage; good core coverage (Piper et al., 1985a; Piper and Sparkes, 1987, 1989; Shor and Piper, 1989)

In all other areas, the interpretation is speculative and based on widely spaced seismic and core data.

REFERENCES

Hughes Clarke, J. E.
1988: The geological record of the 1929 Grand Banks earthquake and its relevance to deep-sea clastic sedimentation; unpublished Ph.D. thesis, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, 171 p.

Hughes Clarke, J. E., O'Leary, D., and Piper, D. J. W.
in press: The relative importance of mass wasting and deep boundary current activity on the continental rise off western Nova Scotia; in Evolution of Atlantic Continental Rises, (ed.) C. W. Poag.

Masson, D. G., Gardner, J. V., Parson, L. M., and Field, M. E.
1985: Morphology of upper Laurentian Fan using GLORIA long-range side-scan sonar; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 69, p. 950-959.

Normark, W. R., Piper, D. J. W., and Stow, D. A. V.
1983: Quaternary development of the middle Laurentian Fan; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 67, p. 1400-1409.

Piper, D. J. W. and Aksu, A. E.
1987: Distribution of turbidite resulting from the 1929 "Grand Banks" earthquake; Geomarine Letters, v. 7, p. 177-182.

Piper, D. J. W., Farre, J. A., and Shor, A. N.
1985a: Late Quaternary slumps and debris flows on the Scotian Slope; Geological Society of America Bulletin, v. 96, p. 1508-1517.

Piper, D. J. W. and Normark, W. R.
1982: Acoustic interpretation of Quaternary sedimentation and erosion on the channelled upper Laurentian Fan, Atlantic margin of Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 1974-1984.

Piper, D. J. W., Shor, A. N., Farre, J. A., O'Connell, S., and Jacobi, R.
1985b: Sediment slides and turbidity currents on the Laurentian Fan: sidescan sonar observations near the epicentre of the 1929 Grand Banks earthquake; Geology, v. 13, p. 538-541.

Piper, D. J. W. and Sparkes, R.
1987: Proglacial sediment instability features on the Scotian Slope at 63°W; Marine Geology, v. 76, p. 15-31.
1989: Surficial features map, central Scotian Slope; Geological Survey of Canada, Open File 2233, 12 maps.

Shor, A. N. and Piper, D. J. W.
1990: A large Late Pleistocene blocky debris flow on the central Scotian Slope; Geomarine Letters, v. 9, p. 153-160.

Swift, S. A.
1985: Late Pleistocene sedimentation on the continental slope and rise off western Nova Scotia; Geological Society of America Bulletin, v. 96, p. 832-841.

□

La présente carte illustre les types de sédiments prédominants dans les quelques mètres supérieurs du fond marin. Dans les régions bien étudiées, elle est basée sur l'interprétation de sonogrammes obtenus au sonar à balayage latéral et de profils de 3,5 et 12 kHz, étalonnés d'après des échantillons prélevés au carottier à piston. Dans les autres régions, les limites géologiques ont été extrapolées d'après les profils de reconnaissance établis à 3,5 et 12 kHz. Une mince couche (moins de 1 à 2 m) de boue hémipélagique de l'Holocène qui recouvre les sédiments du Pléistocène aux caractères différents n'est pas représentée. La limite supérieure sur le talus de la zone cartographiée est l'isobathe de 200 m ou la bordure de la plate-forme lorsque cette dernière se trouve à une profondeur supérieure à 200 m.

DÉPÔT DU QUATERNAIRE SUPÉRIEUR À DOMINANTE SABLEUSE (Qs)

Ces sédiments ont été déposés sur de grandes étendues au Pléistocène tardif, alors que des parties de la plate-forme externe émergeaient et qu'il existait un apport abondant de sédiments glaciaires et fluvio-glaciaires. Ces sédiments sableux sont présents partout dans les chenaux et sont répandus sur de grandes étendues du glacis continental. Ils sont couramment recouverts d'une épaisseur de sédiments pélagiques ou hémipélagiques pouvant atteindre deux mètres. De plus, une nappe de sable étendue a été déposée dans la plaine abyssale Sohm à l'Holocène tardif par le courant de turbidité des Grands Bancs de 1929.

DÉPÔT DU QUATERNAIRE SUPÉRIEUR À DOMINANTE BOUEUSE (Qm)

Ces sédiments ont été déposés sur de grandes étendues du talus continental et sur des parties du glacis continental au Pléistocène tardif, alors que l'épandage fluvioglaciaire fournissait de grandes quantités de sédiments fins. Sur le talus continental, il n'y a généralement que des quantités mineures de silt interstratifiées avec les boues (Qmm). Dans des parties du glacis continental, les boues et les silts dérivés de turbidites sont interstratifiés avec des couches mineures de sable (Qsm). Ce faciès forme par endroits des vagues de sédiments de longueurs d'onde étendues. En un grand nombre de régions du talus continental, les sédiments boueux sont érodés et disséqués (Qme) par des vallées et des fissures, et les décrochements ainsi que les coulées de débris sont communes par endroits. Des décrochements et des coulées de débris spécifiques ont été cartographiés lorsque les données le permettaient.

ÉPAISSE VASE PÉLAGIQUE DU QUATERNAIRE SUPÉRIEUR (Qo)

On trouve des sédiments de ce type avec localement des quantités mineures de sédiments terrigènes dans les régions océaniques situées au-delà de l'aire d'influence des courants de turbidité et des panaches d'épandage fluvioglaciaire du Pléistocène provenant de la plate-forme continentale. Les sédiments terrigènes ont été en grande partie apportés sur des radeaux de glace.

SABLES DU QUATERNAIRE SUPÉRIEUR DU REBORD DE LA PLATE-FORME (Qsm)

Ces sables, par endroits graveleux, passent progressivement à des boues silteuses vers le large et témoignent des processus géologiques de l'Holocène sur la plate-forme continentale. On les trouve jusqu'à une profondeur d'eau maximale de 500 m. Sur la carte, une distinction a été établie d'après les faciès du Pléistocène supérieur qu'ils recouvrent. En certains endroits, ces sédiments recouvrent des sables deltaïques de progradation (Qsmd); ailleurs ils recouvrent du till (Qsmt).

FOND MARIN ÉRODÉ (Qe)

Cette entité est représentée sur la carte lorsque des sédiments principalement boueux plus anciens sont mis à nu. Cela s'observe le plus souvent sur les pentes raides et une morphologie de crêtes et de ravins apparaît alors de façon caractéristique. Les sédiments mis à nu sont généralement du Quaternaire, mais des sédiments du Tertiaire supérieur sont mis à nu dans certains canyons sous-marins.

SOURCES DE DONNÉES POUR LES RÉGIONS DÉSIGNÉES

A - La couverture de levés GLORIA a fourni l'information sur la répartition des chenaux (Masson et al., 1985)

B - Étude détaillée par Hughes Clarke (1988), Piper et al. (1985) et Piper et Normak (1983); cheminements SeaMARC dans toute la région; bonne couverture sismique et par les carottages; levés bathymétriques au Seabeam et plongées à bord de submersibles.

C - Cône Laurentien méridional: couverture sismique et par les carottages moyenne, d'après des interprétations dans Hughes Clarke (1988) et Normak et al. (1983); plaine abyssale Sohm septentrionale: données dérivées de carottes dans Piper et Aksu (1987) et Hughes Clarke (1988).

D - Données GLORIA de balayage latéral avec données de sismique-réflexion d'appoint, profils de 3,5 kHz et carottes (Hughes Clarke et al., sous presse).

E - Interprétation de Swift (1985) basée sur des profils de 3,5 kHz.

F - Réseau détaillé de profils sismiques, profils de 3,5 kHz et une certaine couverture SeaMARC; bonne couverture par les carottages (Piper et al., 1985; Piper et Sparkes, 1987, 1989; Shor et Piper, 1989).

Dans toutes les autres régions l'interprétation est hypothétique et basée sur des données sismiques et dérivées de carottes provenant de points très espacés.

RÉFÉRENCES

Hughes Clarke, J. E.
1988: The geological record of the 1929 Grand Banks earthquake and its relevance to deep-sea clastic sedimentation; unpublished Ph.D. thesis, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, 171 p.

Hughes Clarke, J. E., O'Leary, D., et Piper, D. J. W.
sous presse: The relative importance of mass wasting and deep boundary current activity on the continental rise off western Nova Scotia; in Evolution of Atlantic Continental Rises, (ed.) C. W. Poag.

Masson, D. G., Gardner, J. V., Parson, L. M., et Field, M. E.
1985: Morphology of upper Laurentian Fan using GLORIA long-range side-scan sonar; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 69, p. 950-959.

Normark, W. R., Piper, D. J. W., et Stow, D. A. V.
1983: Quaternary development of the middle Laurentian Fan; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 67, p. 1400-1409.

Piper, D. J. W. et Aksu, A. E.
1987: Distribution of turbidite resulting from the 1929 "Grand Banks" earthquake; Geomarine Letters, v. 7, p. 177-182.

Piper, D. J. W., Farre, J. A., et Shor, A. N.
1985a: Late Quaternary slumps and debris flows on the Scotian Slope; Geological Society of America Bulletin, v. 96, p. 1508-1517.

Piper, D. J. W. et Normark, W. R.
1982: Acoustic interpretation of Quaternary sedimentation and erosion on the channelled upper Laurentian Fan, Atlantic margin of Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 1974-1984.

Piper, D. J. W., Shor, A. N., Farre, J. A., O'Connell, S., et Jacobi, R.
1985b: Sediment slides and turbidity currents on the Laurentian Fan: sidescan sonar observations near the epicentre of the 1929 Grand Banks earthquake; Geology, v. 13, p. 538-541.

Piper, D. J. W. et Sparkes, R.
1987: Proglacial sediment instability features on the Scotian Slope at 63°W; Marine Geology, v. 76, p. 15-31.
1989: Surficial features map, central Scotian Slope; Geological Survey of Canada, Open File 2233, 12 maps.

Shor, A. N. et Piper, D. J. W.
1990: A large Late Pleistocene blocky debris flow on the central Scotian Slope; Geomarine Letters, v. 9, p. 153-160.

Swift, S. A.
1985: Late Pleistocene sedimentation on the continental slope and rise off western Nova Scotia; Geological Society of America Bulletin, v. 96, p. 832-841.

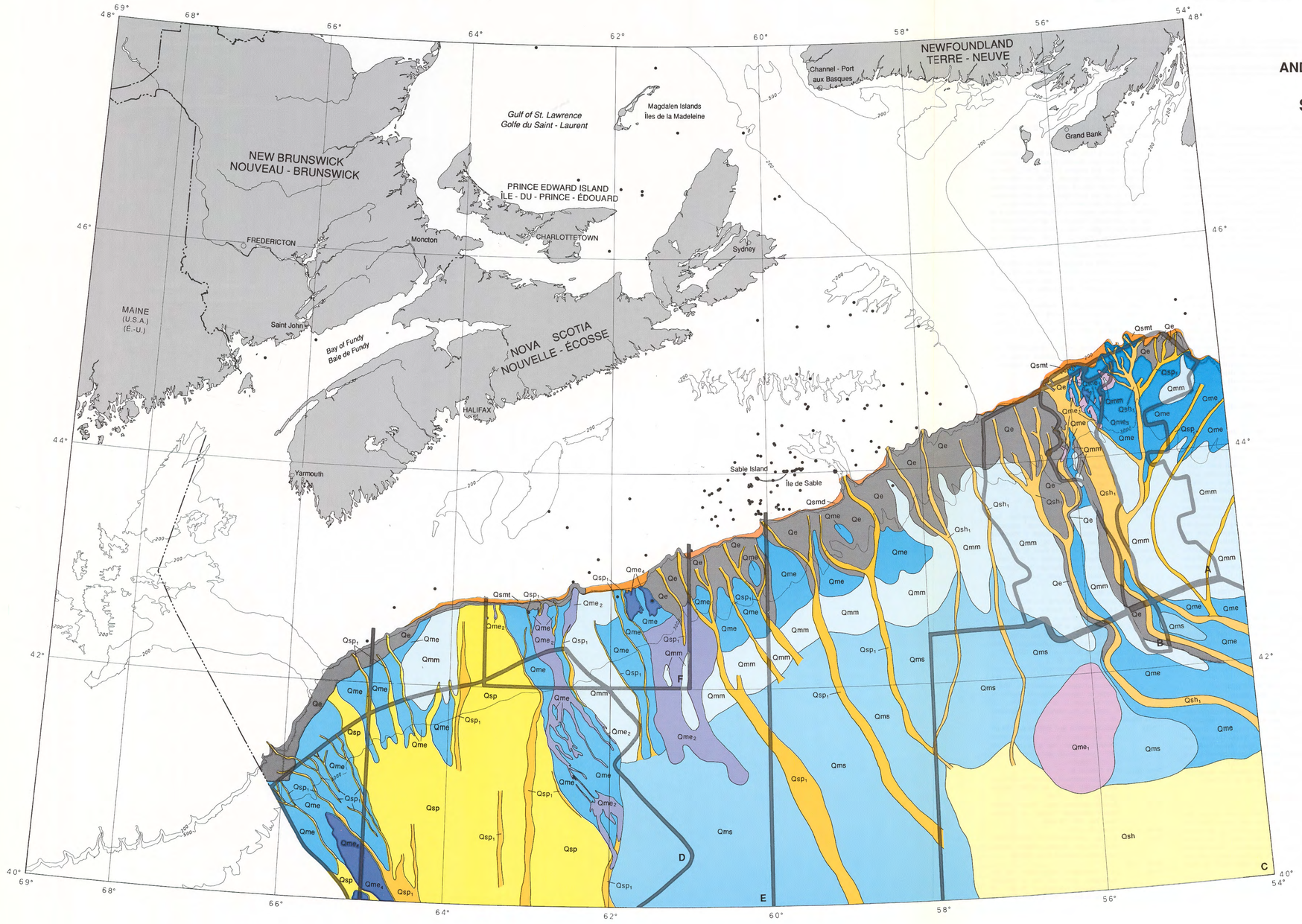
□

Energy, Mines and Resources Canada | Énergie, Mines et Ressources Canada

Geological Survey of Canada | Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF SURFICIAL GEOLOGY AND PHYSICAL PROPERTIES 6 DEEP-WATER SURFICIAL GEOLOGY

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE GÉOLOGIE DES FORMATIONS EN SURFACE ET PROPRIÉTÉS PHYSIQUES GÉOLOGIE DES FORMATIONS EN SURFACE EN EAU PROFONDE



Bathymetric contours in metres
Lambert Conformal Projection (standard parallels 45° N and 66° N)
Courbes bathymétriques en mètres
Projection conforme de Lambert (parallèles standard 45° N et 66° N)

Scale 1: 2 000 000 Échelle 1 / 2 000 000

Kilometres Kilomètres
50 0 50 100 150

LEGEND LÉGENDE

PREDOMINANTLY SANDY LATE QUATERNARY SEDIMENTS
DEPÔT DU QUATERNAIRE SUPÉRIEUR À DOMINANTE SABLEUSE

- Qsh — Holocene sand sheet, with local minor channels
  Couverture sableuse holocène avec de petits chenaux localement
- Qsp — Late Pleistocene sand sheet, with local minor channels, overlain by drape of mud and/or pelagic sediment
  Couverture sableuse du Pléistocène supérieur avec de petits chenaux par endroits, drapée par de la boue et/ou des sédiments pélagiques

The following are discriminated where data are sufficient:
Les unités suivantes sont identifiées là où les données sont suffisantes:

- Qsh_1 — Holocene sand- or gravel-floored channels
  Chenaux holocènes dont le fond est tapissé de sable ou de gravier
- Qsp_1 — Late Pleistocene sand- or gravel-floored channels; may have surface drape of pelagic or hemipelagic sediment
  Chenaux du Pléistocène supérieur dont le fond est tapissé de sable ou de gravier; la surface peut être drapée de sédiments pélagiques ou hémipélagiques

PREDOMINANTLY MUDDY LATE QUATERNARY SEDIMENTS
DEPÔT DU QUATERNAIRE SUPÉRIEUR À DOMINANTE BOUEUSE

- Qmm — Thick stratified mud sequences, with minor silt interbeds
  Épaisses séquences de boues stratifiées, avec quelques interstratifications de silt
- Qms — Thick stratified alternating muds and silts, with minor sand beds; in places, deposits form long wavelength sediment waves
  Épaisses couches alternantes de boues et de silts stratifiés, avec quelques lits de sable; localement les dépôts forment des vagues de sédiments de grande longueur d'onde
- Qme — Dissected or discontinuous stratified mud sequences, with slumps and debris flows in places
  Séquences de boues stratifiées érodées ou discontinues, avec localement des coulées de débris et des décrochements

The following are discriminated where data are sufficient:
Les unités suivantes sont identifiées là où les données sont suffisantes:

- Qme_1 — Holocene debris flows
  Coulées de débris holocènes
- Qme_2 — Late Pleistocene debris flows
  Coulées de débris du Pléistocène supérieur
- Qme_3 — Holocene slides and slumps
  Glissements et décrochements holocènes
- Qme_4 — Late Pleistocene slides and slumps
  Glissements et décrochements du Pléistocène supérieur

SHELF EDGE LATE QUATERNARY SANDS, gravelly in places, grading seawards into silty muds
SABLES DU QUATERNAIRE SUPÉRIEUR DU REBORD DE LA PLATE-FORME, graveleux par endroits, passant à des boues silteuses vers le large

- Qsmd — Sediments overlying prograded deltaic sands
  Sédiments recouvrant des sables deltaïques ayant progradé vers la mer
- Qsmt — Sediments overlying till
  Sédiments recouvrant du till

ERODED SEABED
FOND MARIN ÉRODÉ

- Qe — Eroded seabed exposing older predominantly muddy sediments, mostly on steep slopes with ridge and gully morphology; sediments are generally of Quaternary age, but Late Tertiary sediments are exposed in some submarine canyons.
  Fond marin érodé, où affleurent des sédiments plus anciens principalement boueux, le plus souvent sur des pentes fortes caractérisées par une morphologie de crêtes et de ravins; les sédiments sont généralement d'âge quaternaire, mais des sédiments du Tertiaire supérieur affleurent dans quelques canyons sous-marins.

- A — Area with detailed published data (See back of map sheet for further information.)
  Zone pour laquelle des données détaillées sont publiées (Se référer au verso de la carte pour plus d'information.)

Canada

Geological Survey of Canada | Commission géologique du Canada

Geological Survey of Canada

Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF SURFICIAL GEOLOGY AND PHYSICAL PROPERTIES 7

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE GÉOLOGIE DES FORMATIONS EN SURFACE ET PROPRIÉTÉS PHYSIQUES

PALEO-OCEANOGRAPHY AND PALEO-GLACIOLOGY

PALÉO-OCÉANOGRAPHIE ET PALÉO-GLACIOLOGIE

D. J. W. Piper

Recommended citation: Piper, D. J. W., 1991: Surficial geology and physical properties 7: paleo-oceanography and paleo-glaciology; in East Coast Basin Atlas Series: Scotian Shelf; Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p. 123.

Additional copies of this map may be obtained from the Geological Survey of Canada, Atlantic Geoscience Centre, P. O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2 Canada (Ph: 902-426-2773; FAX: 902-426-4266).

Notation bibliographique conseillée: Piper, D. J. W., 1991: Géologie des formations en surface et propriétés physiques 7: paléo-océanographie et paléo-glaciologie; dans Série des atlas des bassins de la côte Est: plate-forme Néo-Écossaise; Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada, p. 123.

Des copies supplémentaires de la carte peuvent être obtenues auprès de la Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de l'Atlantique, case postale 1006, Dartmouth (Nouvelle-Écosse) B2Y 4A2 Canada tél (902) 426-2773, facsimilié (902) 426-4266.

INTRODUCTION

The series of maps on this sheet illustrates some of the major changes interpreted to have taken place in ocean circulation, ice extent, and sea level in the late Quaternary. Because many paleoenvironmental interpretations rely on data interpreted in different ways by different authors, the reader should consult "Notes on Sources" below to establish which interpretations were used to construct these maps.

The extent of different water masses in the past is based on qualitative comparison of the microfossil assemblages with those associated with different water masses at present (e.g. Scott et al., 1984). Quantitative estimates of past sea surface temperature using CLIMAP (1976) techniques are available only for the oceanic areas adjacent to eastern Canada, not on the continental margin. Polar waters are recognized by the paucity and low species diversity of pelagic microfossils, by abundant ice-rafted detritus, and, where close to ice margins, by high rates of sediment deposition from suspension. Late Pleistocene ice loading in Atlantic Canada has produced complex changes in relative sea level in coastal areas (Quinlan and Beaumont, 1982; Peltier, 1988). However, on the outer shelf, the observed changes (Scott et al., 1989) are similar to the generalized "eustatic" changes found in areas lacking ice loading and tectonic effects, with a maximum late Wisconsinan lowering of about 115 m.

The chronology of former ice margin positions is dependent on reliable dating. In marine areas, there are few reliable radiocarbon dates (mostly on mollusc shells). Most ice margins on the continental shelf were extrapolated from these well dated areas. Chronology of ice-margin positions on land is largely based on dates from the bottom of post-glacial sediment sequences in lakes. Interpretations of ice margins on land range from the "minimalist" view of Dyke and Prest (1987), who are conservative in the identification of ice, through the more "maximalist" views of Stea and Mott (1989) and Macpherson (1988), to the extreme "maximalist" view of Denton and Hughes (1981).

PRESENT CONDITIONS

This map (Fig. 1) shows present water circulation, based on a synthesis by Mudie (1990). Scott et al. (1984) showed that these general conditions persisted for the last 2.5 ky. Sea level changes over this time did not exceed a few metres. Polar water derived from the Arctic Ocean through the channels of the Arctic Archipelago, together with cold freshwater runoff from Hudson Bay, forms the cold low salinity water of the inner Labrador Current which flows southwestward into the Gulf of St. Lawrence and eastern Scotian Shelf. On the southwest Scotian Shelf, it mixes with warmer water derived from mixing of the northern edge of the Gulf Stream.

5 KA

The most striking feature of this map (Fig. 2), when compared with present conditions, is the lack of extremely cold polar water of the inner Labrador current. Greater mixing with the North Atlantic Drift or reduced input of polar water resulted in outer Labrador Current water dominating the Grand Banks and slightly warmer conditions on the Scotian Shelf, with a greater penetration of warm water onto the southwest Scotian Shelf. Sea level changes (rise and fall) are generally <10 m in present coastal areas and are not shown on the map. About this time, the Northumberland Strait was finally breached by the sea and Prince Edward Island (P.E.I.) became an island.

7.5 KA

On the outer banks at 7.5 ka, sea level was 30 m below present (Fig. 3). Sea level change in present coastal areas was <15 m in most places, reaching as low as -25 m in eastern P.E.I. The very shallow water over a large part of Georges Bank resulted in tide ranges lower than those at present in the Bay of Fundy. The circulation pattern at this time was similar to that in the previous map (5 ka), except that warm water penetrated even further onto the Scotian Shelf, reaching the inner shelf off Cape Breton Island. The Grand Banks were dominated by outer Labrador Current water.

9 KA

At 9 ka, significant areas of the outer banks were exposed as sea level was 40 m below present (Fig. 4). In present coastal areas, sea level changes have been as much as 30 m. There was substantial discharge of meltwater from Lake Agassiz through the Great Lakes system and down the St. Lawrence, but its extent on the Scotian Shelf is uncertain. Microfossil assemblages show relatively cold conditions, similar to modern outer Labrador Current water, on the Scotian Shelf and Grand Banks.

10.8 KA

This map (Fig. 5) represents the Younger Dryas cooling in Atlantic Canada, a time of maximum meltwater discharge down the St. Lawrence from the Great Lakes. Residual ice in Nova Scotia and more extensive ice in Newfoundland and Labrador locally readvanced. Microfossil assemblages show that glacial meltwater probably affected large areas of the Scotian Shelf, and ponded behind emergent areas of the outer banks. Large areas of the southern Gulf of St. Lawrence were also emergent. Because of the lack of oceanic circulation data, circulation patterns on this and subsequent maps are speculative.

12 KA

Ice was extensive over Newfoundland and Labrador, at this time (Fig. 6). However, it was the end of a period of rapid ice retreat in the Maritime Provinces, with only small residual ice centres remaining. An ice surge down Halibut Channel that reached the shelf edge was probably related to the retreat of ice on the Avalon Peninsula. Sea level on the outer shelf was at about -60m, resulting in a greater emergence of the outer banks.

14 KA

This map (Fig. 7) shows an intermediate ice configuration between the extensive glaciation at 18 ka and the retreat of ice to the modern coastline in Nova Scotia by 12 ka. There was some residual ice on Emerald Bank, but the sea had entered the Bay of Fundy. Extrapolated sea level on the outer shelf was at -85 m, but sea level was at +70 m in the northern Gulf of Maine and +40 to +25 m around the Bay of Fundy.

18 KA

This map (Fig. 8) shows large ice centres over Newfoundland and the Maritime Provinces, with thin ice tongues filling the Gulf of Maine, extending across much of the Scotian Shelf and onto the inner shelf off Newfoundland. Although this time represents the maximum late Wisconsinan lowering of sea level (to about -115 m on the outer shelf), the maximum late Wisconsinan ice extent was probably earlier, perhaps at about 25 ka. The Gulf of St. Lawrence and Laurentian Channel formed a large indentation of the sea into which many icebergs were calved. Extensive areas of the outer shelf banks were emergent and some areas may have had thin ice cover. Polar ice-infested water extended over all marine shelf areas and the continental slope.

NOTES ON SOURCES

Present conditions: Circulation from Mudie (1990), and based on Sverdrup et al. (1942), Lazier (1982), and Hildebrand (1984); microfossil indicators from Scott et al. (1984).

5 ka: Microfossils and circulation based on Scott et al. (1984), and supplemented by Alam (1979); modern coastline shown (Quinlan and Beaumont, 1982; Scott et al., 1987a).

7.5 ka: Microfossils and circulation based on Scott et al. (1984), and supplemented by Alam (1979); modern coastline shown in most areas, since sea level within 15 m of present level in coastal areas (Quinlan and Beaumont, 1982; Scott et al., 1988); sea level at -30 m on Georges Bank (Scott and Greenberg, 1983) and on Sable Island (Scott et al., 1989).

9 ka: Sea level from Quinlan and Beaumont (1982), Scott et al. (1987a), and Scott et al. (1989); microfossil indicators from Scott et al. (1984), and supplemented by Alam (1979); Great Lakes discharge from Andrews (1987) and Lewis and Anderson (1989).

10.8 ka (Younger Dryas): Ice margins on land from Dyke and Prest (1987), but modified for Nova Scotia and Prince Edward Island from Stea and Mott (1989) and for Newfoundland from Macpherson (1988); sea level at -50 m on outer banks (Scott et al., 1989), -50 m on Maine coast (Belknap et al., 1986) and -20 m at head of Bay of Fundy (Scott et al., 1987b); major discharge from the Great Lakes from Lewis and Anderson (1989) and Gulf of Maine from Schnitker (1989); oceanic circulation extrapolated from Ruddiman and McIntyre (1981).

12 ka: Ice margins on land from Grant (1989), according to minimum model shown in Dyke and Prest (1987) with additions from Macpherson (1988) and Stea (1987) using the chronology of Mott et al. (1986); ice in Halibut Channel from Bonifay and Piper (1988); sea levels in New Brunswick from Rampton et al. (1984); oceanic circulation extrapolated from Ruddiman and McIntyre (1981).

14 ka: Ice margins on land from Grant (1990), according to minimum model shown in Dyke and Prest (1987), with modifications following Stea and Wightman (1987); ice margin around Emerald Basin from Gipp (1989) and in LaHave Basin inferred from data in Piper et al. (1990); lack of ice on Banquereau based on reduction in sedimentation rate at Tantallon M-41 well site; ice in Halibut Channel based on evidence of till tongues (G. B. J. Fader, personal communication); sea level data from Gulf of Maine summarized in Stea (1987); oceanic circulation extrapolated from Ruddiman and McIntyre (1981).

18 ka: Ice margins on land from Grant (1989), according to minimum model shown in Dyke and Prest (1987) and locally modified; ice margins on Scotian Shelf from Schlee (1973), Boyd et al. (1988), McLaren (1988), Gipp (1989), Gipp and Piper (1989), and Scott et al. (1989); ice margins extrapolated for Newfoundland based on Scotian Shelf data, taking into account dates in Mudie and Guilbault (1982) and Mosher et al. (1989); showing ice maximum prior to 18 ka, perhaps about 25 ka) and dates from Halibut Channel (G. B. J. Fader, personal communication); presence of ice on some outer banks based on evidence in Gipp (1989); outer banks sea level at -110 m based on terrace of King and Fader (1986) and comparison with "eustatic" sea level curve; Gulf of St. Lawrence and Laurentian Channel shown as a calving bay based on (1) geological evidence at Anticosti and Magdalen islands for no glaciation, (2) the great depth of the Laurentian Channel compared with probable shelf ice thicknesses (c.f. Quinlan and Beaumont, 1982) and (3) the stage 2 sedimentology of the Laurentian Fan (Stow, 1981); extent of polar water based on Alam et al. (1983); oceanic circulation extrapolated from Ruddiman and McIntyre (1981).

REFERENCES

Alam, M.
1979: The effect of Pleistocene climatic changes on the sediments around the Grand Banks; unpublished Ph.D. thesis, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, 222 p.

Alam, M., Piper, D. J. W., and Cooke, H. B. S.
1983: Late Quaternary stratigraphy and paleo-oceanography of the Grand Banks continental margin, eastern Canada; Boreas v. 12, p. 253-261.

Andrews, J. T.
1987: The Laurentide ice sheet: research problems; Géographie Physique et Quaternaire, v. 41, p. 315-318.

▷

INTRODUCTION

La série de cartes de cette planche illustre certains des changements majeurs de la circulation océanique, de l'étendue de la zone englacée et du niveau marin au Quaternaire tardif, que l'interprétation permet de déduire. Puisqu'un grand nombre d'interprétations paléoenvironnementales reposent sur des données interprétées différemment par divers auteurs, le lecteur est référé aux «Remarques concernant les sources» présentées ci-après pour déterminer quelles interprétations ont été utilisées pour dresser ces cartes.

L'étendue des différentes masses d'eau du passé est fondée sur des comparaisons qualitatives des associations de microfossiles à celles associées aux différentes masses d'eau actuelles (par ex. Scott et al., 1984). Des estimations quantitatives des températures passées de la surface de la mer par les méthodes CLIMAP (1976) ne sont disponibles que pour les régions océaniques adjacentes à l'Est du Canada et non pour la marge continentale. Les eaux polaires sont reconnues par la rareté et la faible diversité des microfossiles pélagiques, par une abondance de matériaux détritiques glaciels et, à proximité des marges glaciaires, par des taux élevés de sédimentation des matériaux en suspension. Les charges exercées par les glaces au Pléistocène tardif sur la région atlantique du Canada ont engendré des variations complexes du niveau marin relatif dans les régions côtières (Quinlan et Beaumont, 1982; Peltier, 1988). Cependant, sur la plate-forme externe, les changements observés (Scott et al., 1989) sont similaires aux variations «eustatiques» généralisées observées dans des régions non soumises aux charges exercées par les glaces et à des effets tectoniques et où l'abaissement maximal du niveau marin, au Wisconsinien tardif, a été d'environ 115 m.

La chronologie des positions des marges glaciaires anciennes nécessite une datation fiable. Dans les régions marines, peu de datations au radiocarbone fiables (principalement sur des coquillages de mollusques) sont disponibles. La position de la majeure partie des marges glaciaires sur la plate-forme continentale a été extrapolée à partir de celle déterminée dans les régions où elle est bien datée. La chronologie de la position des marges glaciaires sur le continent est en grande partie basée sur les dates dérivées pour la base des séquences de sédiments postglaciaires dans les lacs. Les interprétations des marges glaciaires sur le continent s'échelonnent de la perspective «minimaliste» de Dyke et Prest (1987), plus conservateurs quant à l'identification de la glace, aux perspectives plus «maximalistes» de Stea et Mott (1989) et de MacPherson (1988) et à la perspective «maximaliste» extrême de Denton et Hughes (1981).

CONDITIONS ACTUELLES

Cette carte (fig. 1) montre la circulation océanique actuelle fondée sur une synthèse effectuée par Mudie (1990). Scott et al. (1984) ont montré que ces conditions générales ont persisté au cours des derniers 2,5 ka. Pendant cet intervalle les variations du niveau marin n'ont pas dépassé quelques mètres. Des eaux polaires provenant de l'océan Arctique par les chenaux de l'archipel arctique mélangées à l'eau douce froide de ruissellement provenant de la baie d'Hudson constituent les eaux froides de faible salinité du courant interne du Labrador s'écoulant vers le sud-ouest dans le golfe du Saint-Laurent et sur la plate-forme Néo-Écossaise orientale. Dans la partie sud-ouest de la plate-forme Néo-Écossaise, cette eau se mélange à de l'eau plus chaude provenant du mélange avec l'eau de la bordure du Gulf Stream.

5 KA

L'élément le plus frappant lorsque l'on compare cette carte (fig. 2) à celle des conditions actuelles est l'absence de l'eau polaire extrêmement froide du courant interne du Labrador. Un mélange plus important avec la dérive nord-atlantique ou un apport réduit en eau polaire ont fait que l'eau du courant externe du Labrador prédominait sur les Grands Bancs et a produit des conditions légèrement plus chaudes sur la plate-forme Néo-Écossaise ainsi qu'une pénétration plus grande d'eau chaude sur la partie sud-ouest de la plate-forme Néo-Écossaise. Les variations (hausse et baisse) du niveau marin sont généralement inférieures à 10 m dans les régions côtières actuelles et ne sont pas représentées sur la carte. Approximativement à cette époque, le détroit de Northumberland s'est finalement ouvert sur la mer et l'Île-du-Prince-Édouard (Î.-P.-É.) a été séparée du continent.

7,5 KA

Il y a 7,5 ka le niveau marin était de 30 m plus bas que le niveau actuel sur les bancs externes. Dans les régions côtières actuelles la variation du niveau marin était dans la plupart des secteurs inférieure à 15 m, mais elle atteignait -25 m dans l'est de l'Î.-P.-É. La très faible profondeur de l'eau sur une grande partie du banc de Georges entraînait des marnages inférieurs à ceux actuellement observés dans la baie de Fundy. La configuration de la circulation à cette époque était semblable à celle représentée sur la carte précédente (5 ka), sauf que l'eau chaude pénétrait encore plus loin sur la plate-forme Néo-Écossaise pour atteindre la plate-forme interne au large de l'Île du Cap-Breton. La présence d'eau du courant externe du Labrador sur les Grands Bancs prédominait.

9 KA

Il y a 9 ka d'importantes régions des bancs externes émergeaient puisque le niveau marin était de 40 m inférieur au niveau actuel (fig. 4). Dans les régions côtières actuelles, les variations du niveau marin peuvent avoir atteint 30 m. Il y avait déversement substantiel d'eau de fonte du lac Agassiz par le réseau des Grands Lacs et le Saint-Laurent, mais l'ampleur de ce déversement sur la plate-forme Néo-Écossaise est incertaine. Les associations de microfossiles indiquent que des conditions relativement froides, semblables à celles des eaux du courant externe du Labrador contemporain, prévalaient sur la plate-forme Néo-Écossaise et les Grands Bancs.

10,8 KA

Cette carte (fig. 5) représente le refroidissement du Dryas récent dans la région atlantique du Canada, époque du déversement maximal par le Saint-Laurent d'eau de fonte des Grands Lacs. Il y a eu par endroits des réavancées de masses résiduelles de glace en Nouvelle-Écosse et de masses de glace plus conséquentes à Terre-Neuve et au Labrador. Les associations de microfossiles montrent que l'eau de fonte glaciaire a probablement influencé de grandes régions de la plate-forme Néo-Écossaise et a été retenue derrière les régions émergentes des bancs externes. De grandes étendues du golfe du Saint-Laurent méridional émergeaient également. En raison du manque de données sur la circulation océanique, les configurations de la circulation représentées sur cette carte et les cartes suivantes sont hypothétiques.

12 KA

La glace recouvrait à cette époque de grandes étendues de Terre-Neuve et du Labrador (fig. 6). Il s'agissait toutefois de la fin d'un intervalle de recul rapide de la glace dans les Provinces maritimes et seuls de petits centres glaciaires résiduels subsistaient. Une crue glaciaire qui s'est avancée dans le chenal du Flétan et qui a atteint la bordure de la plate-forme, était probablement reliée au recul de la glace sur la presqu'île d'Avalon. Sur la plate-forme externe, le niveau marin était probablement inférieur de 60 m au niveau actuel, ce qui entraînait une plus grande émergence des bancs externes.

14 KA

Cette carte (fig. 7) représente la configuration intermédiaire de la glace entre la glaciation étendue d'il y a 18 ka et le recul de la glace jusqu'à la ligne de rivage contemporaine de la Nouvelle-Écosse il y a 12 ka. Il y avait de la glace résiduelle sur le banc d'Émeraude, mais la mer avait envahi la baie de Fundy. Le niveau marin extrapolé sur la plate-forme externe se situait à -85 m, mais il se trouvait à +70 m dans le golfe du Maine septentrional et de +40 à +25 m autour de la baie de Fundy.

18 KA

Cette carte (fig. 8) montre les grands centres glaciaires sur Terre-Neuve et les Provinces maritimes ainsi que de minces langues glaciaires comblant le golfe du Maine pour s'étendre sur une bonne partie de la plate-forme Néo-Écossaise et sur la plate-forme interne de Terre-Neuve. Bien que l'abaissement maximal du niveau marin (-115 m sur la plate-forme externe) au Wisconsinien tardif corresponde à cette époque, l'avancée maximale de la glace s'est probablement produite plus tôt, peut-être il y a 25 ka. Le golfe du Saint-Laurent et le chenal Laurentien formaient un vaste prolongement de la mer dans lequel étaient vêlés de nombreux icebergs. Des étendues considérables des bancs de la plate-forme externe émergeaient et certaines régions pouvaient présenter une mince couverture de glace. Les eaux polaires infestées de glaces s'étendaient à toutes les régions marines de la plate-forme et au talus continental.

REMARQUES CONCERNANT LES SOURCES

Conditions actuelles: circulation d'après Mudie (1990) et basée sur Sverdrup et al. (1942), Lazier (1982) et Hildebrand (1984); microfossiles indicateurs d'après Scott et al. (1984).

5 ka: microfossiles et circulation basés sur les travaux de Scott et al. (1984) complétés par ceux d'Alam (1979); ligne de rivage contemporaine représentée (Quinlan et Beaumont, 1982; Scott et al., 1987a).

7,5 ka: microfossiles et circulation basés sur les travaux de Scott et al. (1984) complétés par ceux d'Alam (1979); la ligne de rivage contemporaine est représentée dans la plupart des régions puisque le niveau marin se situait à moins de 15 m du niveau actuel dans les régions côtières (Quinlan et Beaumont, 1982; Scott et al., 1988); tracé du niveau marin à -30 m sur le banc de Georges (Scott et Greenberg, 1983) et sur l'île de Sable (Scott et al., 1989).

9 ka: niveau marin d'après Quinlan et Beaumont (1982), Scott et al. (1987a) et Scott et al. (1989); microfossiles indicateurs d'après les travaux de Scott et al. (1984) complétés par ceux d'Alam (1979); déversement des Grands Lacs d'après Andrews (1987) et Lewis et Anderson (1989).

10.8 ka (Dryas récent): marges glaciaires sur les terres d'après Dyke et Prest (1987), mais modifiées pour la Nouvelle-Écosse et l'Île-du-Prince-Édouard d'après Stea et Mott (1989) et pour Terre-Neuve d'après Macpherson (1988); niveau marin à -50 m sur les bancs externes (Scott et al., 1989), à -50 m sur la côte du Maine (Belknap et al., 1986) et à -20 m au fond de la baie de Fundy (Scott et al., 1987b); déversement majeur des Grands Lacs d'après Lewis et Anderson (1989) et du golfe du Maine d'après Schnitker (1989); circulation océanique extrapolée d'après Ruddiman et McIntyre (1981).

12 ka: marges glaciaires sur les terres d'après Grant (1989), selon le modèle minimal représenté dans Dyke et Prest (1987) avec des additions provenant de Macpherson (1988) et de Stea (1987) basées sur la chronologie de Mott et al. (1986); glace dans le chenal du Flétan d'après Bonifay et Piper (1988); niveaux marins au Nouveau-Brunswick d'après Rampton et al. (1984); circulation océanique extrapolée d'après Ruddiman et McIntyre (1981).

Belknap, D. F., Kelley, J. T., and Shipp, R. C.
1986: Quaternary stratigraphy of representative Maine estuaries: initial examination by high resolution seismic reflection profiling; in A Treatise on Glaciated Coasts, (ed.) D. FitzGerald and P. Rosen, Academic Press, New York, p. 178-207.

Bonifay, D. and Piper, D. J. W.
1988: Probable Late Wisconsinan ice margin on the upper continental slope off St. Pierre Bank, Eastern Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 25, p. 853-865.

Boyd, R., Scott, D. B., and Douma, M.
1988: Glacial tunnel valleys and the Quaternary history of the Scotian Shelf; Nature, v. 333, no. 6168, p. 61-64.

CLIMAP Project Members
1976: The surface of the ice-age Earth; Science, v. 191, p. 1131-1137.

Denton, G. H. and Hughes, T. J.
1981: The Last Great Ice Sheets; John Wiley and Sons, New York, 484 p.

Dyke, A. S. and Prest, V. K.
1987: Late Wisconsinan and Holocene history of the Laurentide ice sheet; Géographie Physique et Quaternaire, v. 41, p. 237-263.

Gipp, M. R.
1989: Late Wisconsinan deglaciation of Emerald Basin, Scotian Shelf; unpublished M.Sc. thesis, Memorial University of Newfoundland, St. Johns, Newfoundland, 219 p.

Gipp, M. R. and Piper, D. J. W.
1989: Chronology of Late Wisconsinan glaciation, Emerald Basin, Scotian Shelf; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 26, p. 333-335.

Grant, D. R.
1989: Quaternary geology of the Atlantic Appalachian region of Canada; Chapter 5 in Quaternary Geology of Canada and Greenland, (ed.) R. J. Fulton; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1, p. 393-440 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).

Hildebrand, L. P.
1984: Oceanographic setting; in Health of the Northwest Atlantic, (ed.) R. C. H. Wilson and R. F. Addison; Environment Canada and Department of Fisheries and Oceans, p. 8-30.

King, L. H. and Fader, G. B.
1986: Wisconsinan glaciation of the continental shelf, southeastern Atlantic Canada; Geological Survey of Canada, Bulletin 363, 72 p.

Lazier, J. R. N.
1982: Seasonal variability of temperature and salinity in the Labrador Current; Journal of Marine Research, v. 40, p. 341-356.

Lewis, C. F. M. and Anderson, T. W.
1989: Oscillations of levels and cool phases of the Laurentian Great Lakes caused by inflows from glacial lakes Agassiz and Barlow-Ojibway; Journal of Paleolimnology, v. 2, p. 99-146.

Macpherson, J. B.
1988: Comments on "Late Wisconsinan and Holocene history of the Laurentide ice sheet" by A. S. Dyke and V. K. Prest; Géographie Physique et Quaternaire, v. 42, p. 101-102.

McLaren, S. A.
1988: Quaternary seismic stratigraphy and sedimentation of the Sable Island sand body, Sable Island Bank, outer Scotian Shelf; Technical Report 11, Centre for Marine Geology, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, 95 p.

Mosher, D. C., Piper, D. J. W., Vilks, G., Aksu, A. E., and Fader, G. B.
1989: Evidence for Wisconsinan glaciations in the Verrill Canyon area, Scotian Slope; Quaternary Research, v. 31, p. 27-40.

Mott, R. J., Grant, D. R., Stea, R. R., and Ochietti, S.
1986: Late glacial climatic oscillation in Atlantic Canada equivalent to the Allerød/Younger Dryas event; Nature, v. 323, p. 247-250.

Mudie, P. J.
1990: Oceanographic and climatic setting of Quaternary glaciation on the eastern Canadian Margin; in Geology of the Continental Margin of Eastern Canada, (ed.) M. J. Keen and G. L. Williams; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 2, p. 489-494 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-1).

Mudie, P. J. and Guilbault, J. -P.
1982: Ecostratigraphic and paleomagnetic studies of late Quaternary sediments on the Northeast Newfoundland Shelf; in Current Research, Part B; Geological Survey of Canada, Paper 82-1B, p. 107-116.

Peltier, W. R.
1988: Lithospheric thickness, Antarctic deglaciation history and ocean basin discretization effects in a global model of postglacial sea level change: a summary of some sources of nonuniqueness; Quaternary Research, v. 29, p. 93-112.

Piper, D. J. W., Gipp, M. R., and Moran, K.
1990: Radiocarbon dating evidence for the age of deglaciation of LaHave Basin, Scotian Shelf; in Current Research, Geological Survey of Canada, Paper 90-1B, p. 29-32.

Quinlan, G. and Beaumont, C.
1982: The deglaciation of Atlantic Canada as reconstructed from the post-glacial relative sea-level record; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 2232-2246.

Rampton, V. N., Gauthier, R. C., Thibault, J., and Seaman, A. A.
1984: Quaternary geology of New Brunswick; Geological Survey of Canada, Memoir 416, 77 p.

Ruddiman, W. F. and McIntyre, A.
1981: The North Atlantic Ocean during the last deglaciation; Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 35, p. 145-214.

Schlee, J.
1973: Atlantic continental shelf and slope of the United States - sediment texture of the northeastern part; United States Geological Survey, Professional Paper 529-L, 64 p.

Schnitker, D.
1989: Younger Dryas events in the Gulf of Maine; Eos, Transactions of the American Geophysical Union, v. 70, p. 372.

Scott, D. B., Boyd, R., Douma, M., Medioli, F. S., Yuill, S., Leavitt, E., and Lewis, C. F. M.
1989: Holocene relative sea-level changes and Quaternary glacial events on a continental shelf edge: Sable Island Bank; in Late Quaternary Sea-Level Correlation and Applications, (ed.) D. B. Scott, P. Pirazolli, and C. M. Honig; Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, p. 105-109.

Scott, D. B., Boyd, R., and Medioli, F. S.
1987a: Relative sea level changes in Atlantic Canada, observed level and sedimentological changes vs. theoretical models; in Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication No. 41, eds. D. Nummedal, O. Pilkey, and D. Howard, p. 87-96.

Scott, D. B. and Greenberg, D. A.
1983: Relative sea level rise and tidal development in the Fundy tidal system; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 1554-1564.

Scott, D. B., Medioli, F. S., and Miller, A. A. L.
1987b: Holocene sea levels, paleoceanography, and late glacial ice configuration near the Northumberland Strait, Maritime Provinces; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, p. 668-675.

Scott, D. B., Mudie, P. J., Vilks, G., and Younger, D. C.
1984: Late Quaternary stratigraphy and paleoceanography of the Labrador Current and related environments, Atlantic Canada; Boreas, v. 18, p. 169-187.

Sverdrup, H. V., Johnson, M. W., and Fleming, R. H.
1942: The Oceans: Their Physics, Chemistry and General Biology; Prentice-Hall, New York, 1087 p.

□

14 ka: marges glaciaires sur les terres d'après Grant (1989), selon le modèle minimal représenté dans Dyke et Prest (1987) avec des modifications par endroits; marges glaciaires autour du bassin d'Émeraude d'après Gipp (1989) et dans le bassin de LaHave déduites de données rapportées par Piper et al. (1990); l'absence de glace sur Le Banquereau est basée sur une diminution du taux de sédimentation au puits Tantallon M-41; la présence de glace dans le chenal du Flétan est basée sur les indications que fournissent les langues de till (G. B. J. Fader, communication personnelle); données sur le niveau marin autour du golfe du Maine résumées dans Stea (1987); circulation océanique extrapolée d'après Ruddiman et McIntyre (1981).

18 ka: marges glaciaires sur les terres d'après Grant (1989), selon le modèle minimal représenté dans Dyke et Prest (1987) avec des modifications par endroits; marges glaciaires sur la plate-forme Néo-Écossaise d'après Schlee (1973), Boyd et al. (1988), Gipp (1989), Gipp et Piper (1989) et Scott et al. (1989); marges glaciaires extrapolées pour Terre-Neuve d'après les données sur la plate-forme Néo-Écossaise en tenant compte des dates fournies par Mudie et Guilbault (1982) et Mosher et al. (1989; montrant l'extension maximale de la glace avant 18 ka, peut-être il y a 25 ka) et des dates pour le chenal du Flétan (G. B. J. Fader, communication personnelle); la présence de glace sur certains des bancs externes est basée sur des indications dans Gipp (1989); niveau marin sur les bancs externes à -110 m d'après la terrasse de King et Fader (1986) et d'après comparaison avec la courbe «eustatique» du niveau marin; le golfe du Saint-Laurent et le chenal Laurentien sont représentés comme une baie où il y avait vêlage d'après 1) des indications géologiques à l'effet que l'île d'Anticosti et les îles de la Madeleine n'ont pas été englacées, 2) la grande profondeur du chenal Laurentien comparée à l'épaisseur probable de la plate-forme de glace (voir Quinlan et Beaumont, 1982) et 3) le stade sédimentologique 2 du cône Laurentien (Stow, 1981); étendue des eaux polaires d'après Alam et al. (1983); circulation océanique extrapolée d'après Ruddiman et McIntyre (1981).

RÉFÉRENCES

Alam, M.
1979: The effect of Pleistocene climatic changes on the sediments around the Grand Banks; unpublished Ph.D. thesis, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, 222 p.

Alam, M., Piper, D. J. W., et Cooke, H. B. S.
1983: Late Quaternary stratigraphy and paleo-oceanography of the Grand Banks continental margin, eastern Canada; Boreas v. 12, p. 253-261.

Andrews, J. T.
1987: The Laurentide ice sheet: research problems; Géographie Physique et Quaternaire, v. 41, p. 315-318.

Belknap, D. F., Kelley, J. T., et Shipp, R. C.
1986: Quaternary stratigraphy of representative Maine estuaries: initial examination by high resolution seismic reflection profiling; in A Treatise on Glaciated Coasts, (ed.) D. FitzGerald and P. Rosen, Academic Press, New York, p. 178-207.

Bonifay, D. et Piper, D. J. W.
1988: Probable Late Wisconsinan ice margin on the upper continental slope off St. Pierre Bank, Eastern Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 25, p. 853-865.

Boyd, R., Scott, D. B., et Douma, M.
1988: Glacial tunnel valleys and the Quaternary history of the Scotian Shelf; Nature, v. 333, no. 6168, p. 61-64.

CLIMAP Project Members
1976: The surface of the ice-age Earth; Science, v. 191, p. 1131-1137.

Denton, G. H. et Hughes, T. J.
1981: The Last Great Ice Sheets; John Wiley and Sons, New York, 484 p.

Dyke, A. S. et Prest, V. K.
1987: Late Wisconsinan and Holocene history of the Laurentide ice sheet; Géographie Physique et Quaternaire, v. 41, p. 237-263.

Gipp, M. R.
1989: Late Wisconsinan deglaciation of Emerald Basin, Scotian Shelf; unpublished M.Sc. thesis, Memorial University of Newfoundland, St. Johns, Newfoundland, 219 p.

Gipp, M. R. et Piper, D. J. W.
1989: Chronology of Late Wisconsinan glaciation, Emerald Basin, Scotian Shelf; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 26, p. 333-335.

Grant, D. R.
1989: Quaternary geology of the Atlantic Appalachian region of Canada; Chapter 5 in Quaternary Geology of Canada and Greenland, (ed.) R. J. Fulton; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1, p. 393-440 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).

Hildebrand, L. P.
1984: Oceanographic setting; in Health of the Northwest Atlantic, (ed.) R. C. H. Wilson and R. F. Addison; Environment Canada and Department of Fisheries and Oceans, p. 8-30.

King, L. H. et Fader, G. B.
1986: Wisconsinan glaciation of the continental shelf, southeastern Atlantic Canada; Geological Survey of Canada, Bulletin 363, 72 p.

Lazier, J. R. N.
1982: Seasonal variability of temperature and salinity in the Labrador Current; Journal of Marine Research, v. 40, p. 341-356.

Lewis, C. F. M. et Anderson, T. W.
1989: Oscillations of levels and cool phases of the Laurentian Great Lakes caused by inflows from glacial lakes Agassiz and Barlow-Ojibway; Journal of Paleolimnology, v. 2, p. 99-146.

Macpherson, J. B.
1988: Comments on "Late Wisconsinan and Holocene history of the Laurentide ice sheet" by A. S. Dyke and V. K. Prest; Géographie Physique et Quaternaire, v. 42, p. 101-102.

McLaren, S. A.
1988: Quaternary seismic stratigraphy and sedimentation of the Sable Island sand body, Sable Island Bank, outer Scotian Shelf; Technical Report 11, Centre for Marine Geology, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, 95 p.

Mosher, D. C., Piper, D. J. W., Vilks, G., Aksu, A. E., et Fader, G. B.
1989: Evidence for Wisconsinan glaciations in the Verrill Canyon area, Scotian Slope; Quaternary Research, v. 31, p. 27-40.

Mott, R. J., Grant, D. R., Stea, R. R., et Ochietti, S.
1986: Late glacial climatic oscillation in Atlantic Canada equivalent to the Allerød/Younger Dryas event; Nature, v. 323, p. 247-250.

Mudie, P. J.
1990: Oceanographic and climatic setting of Quaternary glaciation on the eastern Canadian Margin; in Geology of the Continental Margin of Eastern Canada, (ed.) M. J. Keen and G. L. Williams; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 2, p. 489-494 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-1).

Mudie, P. J. et Guilbault, J. -P.
1982: Ecostratigraphic and paleomagnetic studies of late Quaternary sediments on the Northeast Newfoundland Shelf; in Current Research, Part B; Geological Survey of Canada, Paper 82-1B, p. 107-116.

Peltier, W. R.
1988: Lithospheric thickness, Antarctic deglaciation history and ocean basin discretization effects in a global model of postglacial sea level change: a summary of some sources of nonuniqueness; Quaternary Research, v. 29, p. 93-112.

Piper, D. J. W., Gipp, M. R., et Moran, K.
1990: Radiocarbon dating evidence for the age of deglaciation of LaHave Basin, Scotian Shelf; in Current Research, Geological Survey of Canada, Paper 90-1B, p. 29-32.

Quinlan, G. et Beaumont, C.
1982: The deglaciation of Atlantic Canada as reconstructed from the post-glacial relative sea-level record; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p.

Energy, Mines and Resources Canada
Énergie, Mines et Ressources Canada

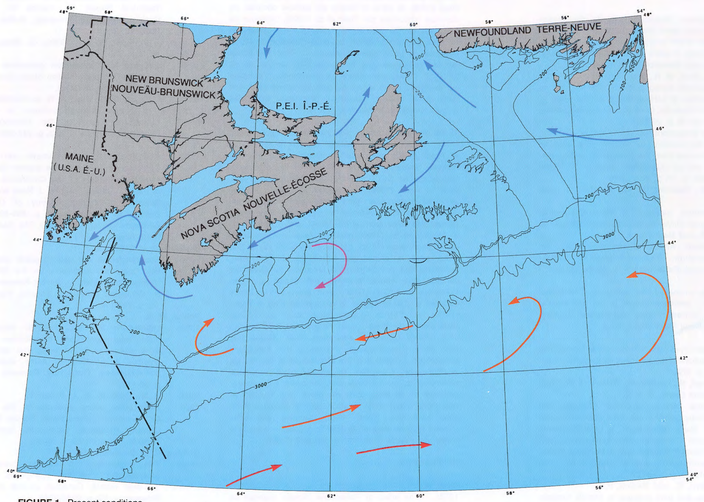


FIGURE 1. Present conditions
FIGURE 1. Conditions actuelles

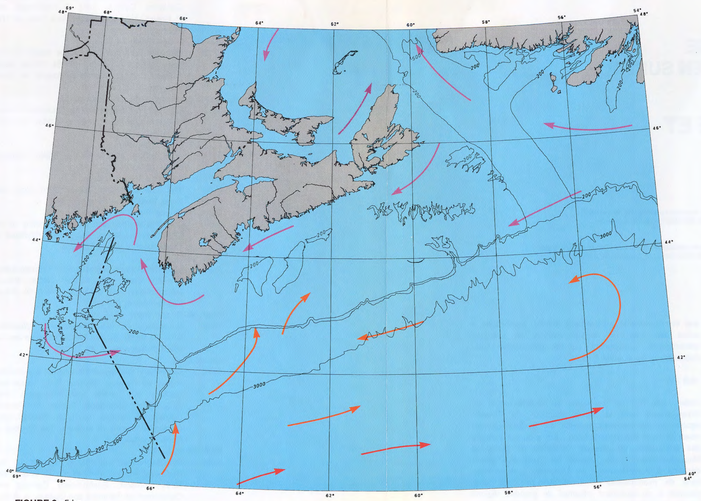


FIGURE 2. 5 ka

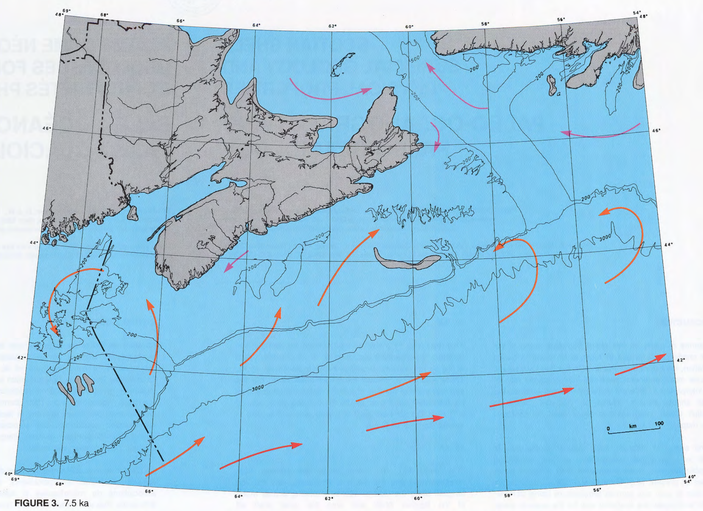


FIGURE 3. 7.5 ka
FIGURE 3. 7,5 ka

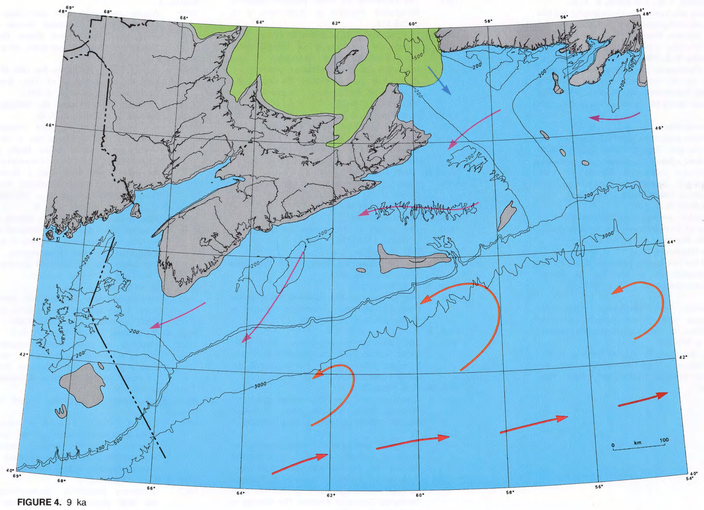


FIGURE 4. 9 ka

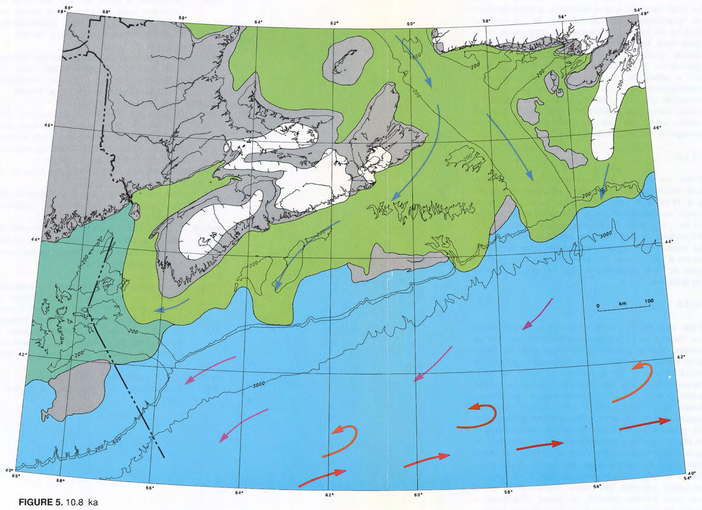


FIGURE 5. 10.8 ka
FIGURE 5. 10,8 ka

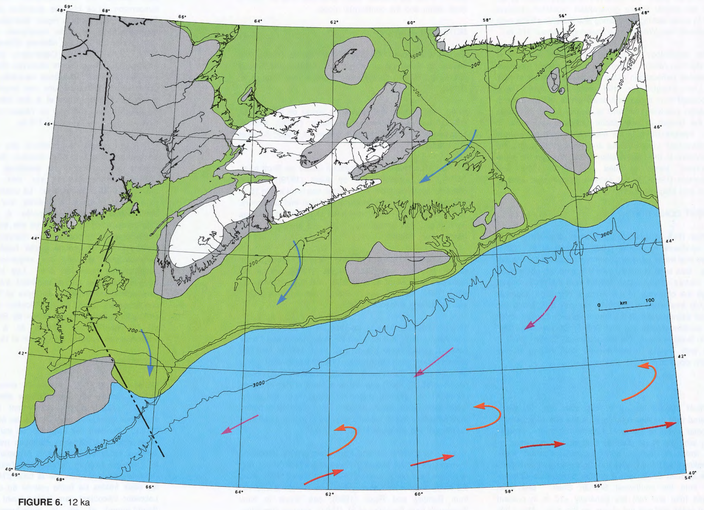


FIGURE 6. 12 ka

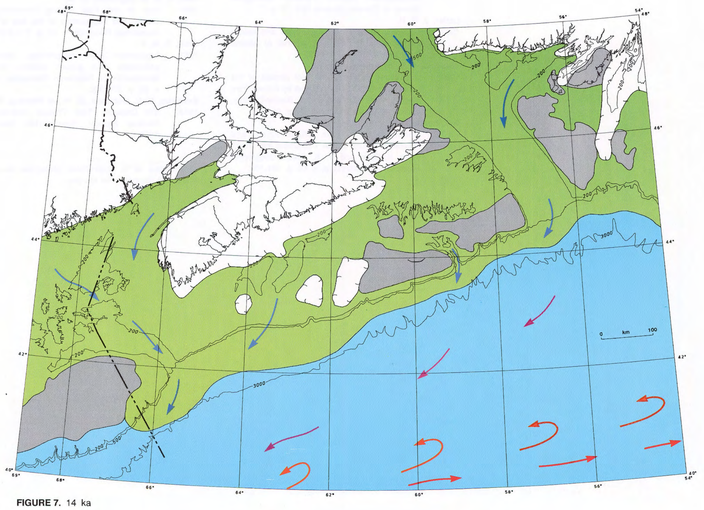


FIGURE 7. 14 ka

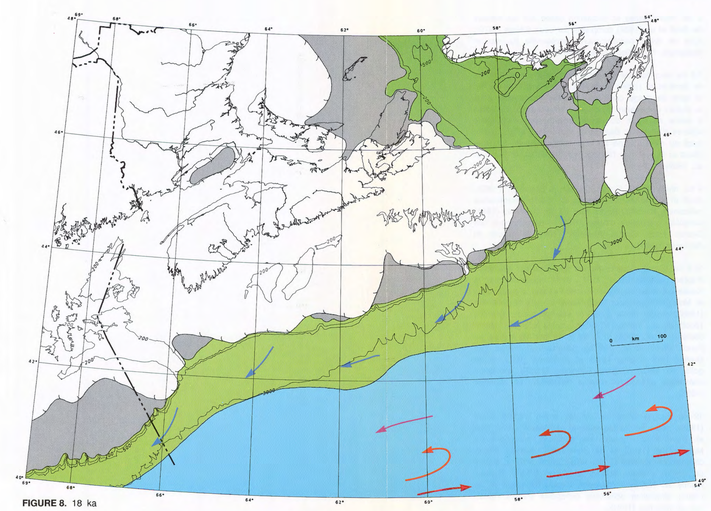


FIGURE 8. 18 ka

LEGEND LÉGENDE

GENERALIZED OCEAN CIRCULATION
CIRCULATION OCÉANIQUE GÉNÉRALE

Polar water *
Eau polaire *

Subpolar water *
Eau sub-polaire *

Intermediate water *
Eau intermédiaire *

Subtropical water *
Eau sub-tropicale *

* From 0-2 ka, these are characterized by the following temperature ranges (°C): polar 0-3; subpolar 2-4; intermediate 4-10; subtropical 10-25. In earlier reconstructions, no precise temperature ranges are implied.

* De 0 à 2 ka, celles-ci sont caractérisées par les températures suivantes (°C): polaire 0 à 3; sub-polaire 2 à 4; intermédiaire 4 à 10; sub-tropicale 10 à 25. Dans le cas des reconstitutions antérieures, aucun intervalle de températures précis n'a été avancé.

SEDIMENTATION ASSOCIATED WITH DIFFERENT WATER MASSES
SÉDIMENTATION ASSOCIÉE AUX DIFFÉRENTES MASSES D'EAU

Normal marine waters
Eaux marines normales

Polar water with glaciogenic sediments, principally rafted by icebergs, and planktonic foraminiferal fauna dominated by *Neogloboquadrina pachyderma* sinistral
Eau polaire avec des sédiments glaciogéniques, principalement transportés par les icebergs, et faune de foraminifères planctoniques où les *Neogloboquadrina pachyderma* sénestres dominent

Cold, low salinity meltwater with glaciogenic sediments (in suspension and ice-rafted); reduced salinity results in restricted fauna.
Eaux de fonte froides de faible salinité entraînant des sédiments glaciogéniques (en suspension et transportés par les glaces); la diminution de la salinité résulte en une faune limitée.

Land areas
Zone terrestre

Glacial ice
Glace de glacier

SCOTIAN SHELF SURFICIAL GEOLOGY AND PHYSICAL PROPERTIES 7 PALEO-OCEANOGRAPHY AND PALEO-GLACIOLOGY

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE GÉOLOGIE DES FORMATIONS EN SURFACE ET PROPRIÉTES PHYSIQUES 7 PALÉO-OCÉANOGRAPHIE ET PALÉO-GLACIOLOGIE

Canada

Geological Survey of Canada
Commission géologique du Canada

Geological Survey of Canada

Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF SURFICIAL GEOLOGY AND PHYSICAL PROPERTIES 8 COASTAL GEOLOGY

R. B. Taylor, D. L. Forbes, and J. Shaw

Recommended citation: Taylor, R. B., Forbes, D. L., and Shaw, J., 1991: Surficial geology and physical properties 8: coastal geology; in East Coast Basin Atlas Series: Scotian Shelf; Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p. 125.

Additional copies of this map may be obtained from the Geological Survey of Canada, Atlantic Geoscience Centre, P. O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2 Canada (Ph: 902-426-2773; FAX: 902-426-4266).

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE 8 GÉOLOGIE DES FORMATIONS EN SURFACE ET PROPRIÉTÉS PHYSIQUES

GÉOLOGIE CÔTIÈRE

R. B. Taylor, D. L. Forbes, et J. Shaw

Notation bibliographique conseillée: Taylor, R. B., Forbes, D. L., et Shaw, J., 1991: Géologie des formations en surface et propriétés physiques 8: géologie côtière; dans Série des atlas des bassins de la côte Est: plate-forme Néo-Écossaise; Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada, p. 125.

Des copies supplémentaires de la carte peuvent être obtenues auprès de la Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de l'Atlantique, case postale 1006, Dartmouth (Nouvelle-Écosse) B2Y 4A2 Canada tél (902) 426-2773, facsimilé (902) 426-4266.

Coastlines are continually changing; their morphology and evolution are functions of inherited topography, geological composition and structure, sediment properties and availability, and short- and long-term variability in the physical environment (including tidal regime, wave climate, sea ice conditions, and relative sea level). Figure 1 illustrates the physical characteristics (including topography, relief, and composition) of the present coastline within the map area. Roughly 47% of the coastline is bedrock-dominated and 53% is developed in unconsolidated materials. This generalization ignores differences in bedrock lithology (inset, Fig. 1) and downplays the overwhelming structural control of coastal development in many parts of the region. Figure 1 emphasizes the wide-spread occurrence of unconsolidated deposits at the coast, albeit often thin and discontinuous, since these are the sections of shoreline most vulnerable to change (Forbes et al., 1989).

With a few important exceptions, bedrock outcrop, and lag gravel are the dominant seabed types (map sheet Surficial Geology and Physical Properties 11 (Eastern Shore), this volume; Piper et al., 1986; Forbes et al., 1988; Forbes and Boyd, 1989) on the inner shelf. These give way shoreward to thin wedges of shoreface sand, which are discontinuous and largely confined to discrete coastal compartments. Accumulations of mud are found in coastal basins along the South Shore of Nova Scotia (Piper et al., 1986), in Passamaquoddy Bay (Pecore and Fader, 1990), in parts of Minas Basin and Chignecto Bay in the Bay of Fundy (Amos and Long, 1980), in the Bras d'Or Lakes (Hillaire-Marcel, 1987), and in numerous small coastal embayments. Large areas of sand are found in the Bay of Fundy, both in tidal flats (Fig 2C; Amos and Long, 1980) and at some sublittoral sites (Fig. 2A; map sheet Surficial Geology and Physical Properties 9, this volume). Sable Island (Fig. 1), 180 km south of the Nova Scotia mainland, is part of a thick deposit of late Quaternary sand on the outer shelf (Amos and Nadeau, 1988; McLaren, 1988).

Figure 7 shows the locations and morphological characteristics of the major coastal deposits. Many beaches are composed of mixtures of sand and gravel; the latter may include pebble- to boulder-size material (Fig. 2E). Sand-dominated beaches scattered about the region indicate favourable conditions of local sediment supply and dispersal processes. Coastal dune development is generally limited, except in parts of western Nova Scotia, Prince Edward Island, and Sable Island (Fig. 2B), where the largest dunes in the region occur (Taylor, 1988). Salt marshes are common behind barrier beaches (Fig. 2F) and in the many small estuaries along the coast (MacKinnon and Scott, 1984). They are most extensive in the upper reaches of the Bay of Fundy and in the Pubnico area of southwest Nova Scotia (Munroe, 1982).

Many features of the present coast reflect the continuing effects of former glaciation (Forbes and Taylor, 1987; Carter et al., 1989; Forbes et al., 1989). Important paraglacial controls include the localized distribution of coastal sediment sources (Figs. 2A, D; Piper et al., 1986; Boyd et al., 1987) and the large changes in relative sea level which have occurred throughout the region (Fig. 4) during the past few thousand years (Grant, 1980; Quinlan and Beaumont, 1981). The variability in relative sea level change across the map area is illustrated with curves reconstructed for the Bay of Fundy (Amos and Zaitlin, 1985), the inner Scotian Shelf (Forbes et al., 1988) and Sable Island (Scott et al., 1989). Tide-gauge records (Fig. 3) show that relative sea level has continued to rise at rates of 2-4 m/year during the present century.

The morphological diversity of the coast is related, in part, to spatial variations in oceanographic parameters such as waves, tides and sea ice extent (Fig. 5). Excluding the Gulf of St. Lawrence, the map area can be divided into two major process environments: the exposed, wave-dominated Atlantic coast and the tide-dominated Bay of Fundy (Owens and Bowen, 1977). Most waves are locally generated by cyclonic depressions tracking northeastward across the region, and rarely by tropical storms moving north along the eastern seaboard of the United States of America. The wave climate is strongly seasonal, with most wave energy developed in the winter months. Annual deep-water significant wave heights in the seven to eight metre range are reported on the Scotian Shelf (Neu, 1982), but wave energy is reduced to a varying extent close to the coast (Fig. 4) and in the Bay of Fundy (Amos and Long, 1980). The largest tidal ranges occur in the Bay of Fundy, where large tides range from <6 m at the mouth to roughly 16 m at the head of the Minas Basin (Fig. 5). In contrast, many other parts of the map area experience tidal ranges <2 m. Sea ice can be present for more than three months of the year in the upper Bay of Fundy. Ice indirectly affects shoreline change by reducing wave attack at the shore. It directly affects tidal flat morphology by ice motion across the flats and the incorporation of sediment during freezing. Along the outer Atlantic coast, ice forms in shallow estuaries, but becomes a major factor in damping waves only when large concentrations of drift ice are transported out of the Gulf of St. Lawrence in late winter and spring. Under these conditions, large concentrations of ice are common along the coast of Cape Breton Island and can congest, although rarely, the port of Halifax as occurred in March 1987.

Sources of information (Fig. 8) for this map sheet compilation include inner shelf surveys at a number of locations (see examples on map sheet Surficial Geology and Physical Properties 9, this volume), detailed shore-zone surveys at many sites, and low level aerial oblique video imagery and photography. Published maps of the National Topographic Series, bathymetric charts of the Canadian Hydrographic Service, vertical air photographs of the National Air Photo Library in Ottawa and the Land Registration and Information Service in Amherst, Nova Scotia, and wave and water level data from the Marine Environmental Data Service of the Department of Fisheries and Oceans, Ottawa, were also used. Earlier reviews of the coastal characteristics, of part or all of the region, were published by Johnson (1925), Welsted (1974), Owens (1977), Owens and Bowen (1977), Munroe (1982), Taylor et al. (1985), and Cameron et al. (1990).

▷

La côte est en perpétuel changement; sa morphologie et son évolution sont fonction de la topographie héritée, de la composition et de la structure géologiques, des propriétés des sédiments et de leur disponibilité ainsi que des variations à court et à long terme du milieu physique (dont le régime tidal, l'état des vagues, l'état des glaces de mer et le niveau marin relatif). La figure 1 illustre les caractéristiques physiques (notamment la topographie, le relief et la composition) de la côte actuelle à l'intérieur du secteur cartographié. Le socle est la roche prédominante d'environ 47 % de la côte tandis que le reste (53 %) est constitué de matériaux non consolidés. Cette généralisation ne tient pas compte des différences lithologiques du socle (carton, fig. 1) et minimise l'ampleur du contrôle structural sur le développement de la côte dans de nombreux secteurs de la région. La figure 1 met l'accent sur la présence répandue de sédiments non consolidés sur la côte, même si les dépôts sont souvent minces et discontinus, étant donné qu'il s'agit des sections de la côte les plus vulnérables aux changements (Forbes et al., 1989).

Sauf quelques exceptions importantes, le fond marin de la plate-forme continentale interne est surtout composé d'affleurements du substratum rocheux et de résidus de déflation graveleux (voir la carte Géologie des formations en surface et propriétés physiques 1 (côte est) du présent volume; Piper et al., 1986; Forbes et al., 1988; Forbes et Boyd, 1989). Cette situation entraîne la formation vers le rivage de minces biseaux de sable d'avant-plage discontinus et en grande partie confinés à des compartiments littoraux distincts. On trouve des accumulations de boue dans les bassins côtiers le long de la rive sud de la Nouvelle-Écosse (Piper et al., 1986), dans la baie Passamaquoddy (Pecore et Fader, 1990), de certaines parties du bassin des Mines et de la baie Chignecto dans la baie de Fundy (Amos et Long, 1980), dans les lacs Bras d'Or (Hillaire-Marcel, 1987) et dans de nombreuses petites baies côtières. On trouve de grandes étendues de sable dans la baie de Fundy, à la fois sur les estrans (fig. 2C; Amos et Long, 1980), et dans certains sites infralittoraux (fig. 2A; carte Géologie des formations en surface et propriétés physiques 9 du présent volume). L'île de Sable (fig. 1), située à 180 km au sud de la Nouvelle-Écosse, constitue une partie d'un épais dépôt de sable du Quaternaire tardif reposant sur la plate-forme continentale externe (Amos et Nadeau, 1988; McLaren, 1988).

La figure 7 indique l'emplacement des principaux dépôts côtiers et leurs caractéristiques morphologiques. De nombreuses plages sont composées d'un mélange de sable et de gravier; ce dernier peut comprendre des matériaux dont la taille varie de galet à bloc (fig. 2E). La dissémination des plages principalement sableuses dans la région révèle des conditions favorables aux processus d'approvisionnement et de dispersion des sédiments. La formation de dunes côtières est généralement limitée, sauf dans certaines parties de l'ouest de la Nouvelle-Écosse, de l'Île-du-Prince-Édouard et de l'île de Sable (fig. 2B) où l'on trouve les plus grandes dunes de la région (Taylor, 1988). Il est courant de trouver des marais salants derrière les cordons littoraux (fig. 2F) et dans les nombreux petits estuaires le long de la côte (MacKinnon et Scott, 1984). Ils sont plus vastes dans les sections amont de la baie de Fundy et dans la région de Pubnico dans le sud-ouest de la Nouvelle-Écosse (Munroe, 1982).

De nombreuses structures de la côte actuelle témoignent des effets persistants de la dernière glaciation (Forbes et Taylor, 1987; Carter et al., 1989; Forbes et al., 1989). Les principaux contrôles paraglaciaires sont notamment la distribution localisée des sources de sédiments côtiers (fig. 2A, D; Piper et al., 1986; Boyd et al., 1987) et les changements importants du niveau marin relatif qui se sont produits dans toute la région (fig. 4) au cours des derniers milléniaires (Grant, 1980; Quinland et Beaumont, 1981). Les variations du niveau marin relatif dans la région cartographiée sont illustrées par des courbes reconstruites pour la baie de Fundy (Amos et Zaitlin, 1985), la plate-forme Néo-Écossaise interne (Forbes et al., 1988) et l'île de Sable (Scott et al., 1989). Les marégrammes (fig. 3) indiquent que le niveau marin relatif a continué à monter à la vitesse de 2 à 4 mm/an au cours du présent siècle.

La diversité morphologique de la côte est liée, en partie, aux variations spatiales de paramètres océanographiques comme les vagues, les marées et l'étendue de la glace de mer (fig. 5). Sur la base des processus actifs et en excluant le golfe du Saint-Laurent, la zone cartographiée peut être divisée en deux zones principales: la côte atlantique exposée, affectée par l'action prédominante des vagues; et la baie de Fundy, affectée par l'action prédominante des marées (Owens et Bowen, 1977). La plupart des vagues sont provoquées localement par des dépressions cycloniques se déplaçant vers le nord-est à travers la région, et rarement par les tempêtes tropicales se déplaçant vers le nord le long de la côte Est des États-Unis. L'état des vagues est fortement fonction de la saison, l'énergie produite par les vagues se manifestant surtout durant les mois d'hiver. On a enregistré sur la plate-forme continentale externe (Amos et Nadeau, 1988; McLaren, 1988).

▷

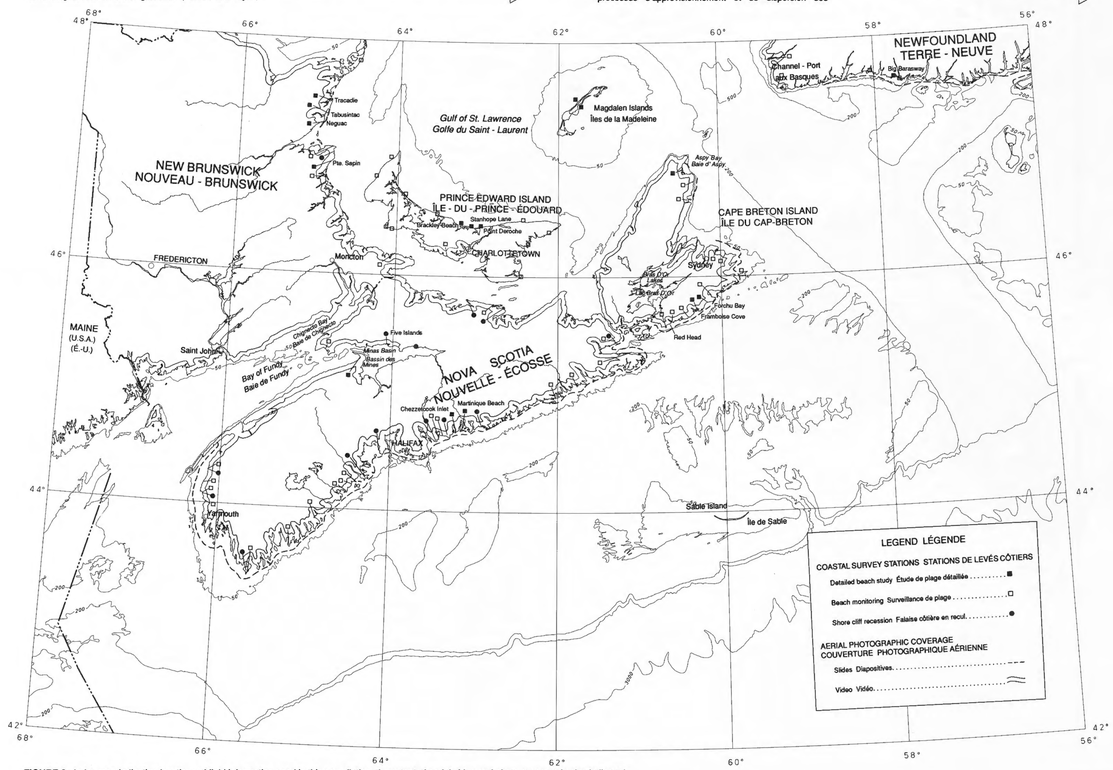


FIGURE 8. Index map indicating locations of field information used in this compilation; the extent of aerial video and photo coverage is also indicated

FIGURE 8. Carte de localisation indiquant la position des lieux d'acquisition des données de terrain utilisées dans la présente compilation; l'étendue de la couverture aérienne vidéo et photographique est également indiquée

ACKNOWLEDGMENTS

D. Frobel, S. Heming, and M. Best assisted with compilation of material for this map sheet. Unreleased aerial video for the Atlantic coast of Nova Scotia was provided by Petro Canada Exploration Incorporated. Critical review of the initial maps and text was provided by H. Josenhans and G. Sonnichsen.

REFERENCES

Amos, C. L. and Long, B. F. N.
1980: The sedimentary character of the Minas Basin, Bay of Fundy; in The Coastline of Canada, (ed.) S. B. McCann; Geological Survey of Canada, Paper 80-10, p. 123-180.

Amos, C. L. and Nadeau, O. C.
1988: Surficial sediments of the outer banks, Scotian Shelf, Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 25, p. 1923-1944.

Amos, C. L. and Zaitlin, B.
1985: The effect of changes in tidal range on a sublittoral macrotidal sequence, Bay of Fundy, Canada; Geomarine Letters, v. 4, p. 161-169.

Boyd, R., Bowen, A. J., and Hall, R. K.
1987: An evolutionary model for transgressive sedimentation on the Eastern Shore of Nova Scotia; in Glaciated Coasts, (ed.) D. M. FitzGerald and P. S. Rosen; Academic Press, San Diego, p. 87-114.

Cameron, G. D. M., Taylor, R. B., Forbes, D. L., and Best, M. (comp.)
1990: Coastal geomorphology of Eastern Canada; in The Continental Margin of Eastern Canada, (ed.) M. J. Keen and G. L. Williams; Geological Survey of Canada, no. 2, Fig. 4, scale 1:2 000 000 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-1).

Canadian Tide and Current Tables
1989a: Volume 1: Atlantic Coast and Bay of Fundy; Department of Fisheries and Oceans, Ottawa, Canada, 53 p.

1989b: Volume 2: Gulf of St. Lawrence; Department of Fisheries and Oceans, Ottawa, Canada, 41 p.

Carter, R. W. G., Forbes, D. L., Jennings, S. C., Orford, J. D., Shaw, J., and Taylor, R. B.
1989: Barrier and lagoon coast evolution under differing relative sea-level regimes: examples from Ireland and Nova Scotia; Marine Geology, v. 88, p. 221-242.

Fader, G. B., Cameron, G. D. M., and Best, M. A. (comp.)
1989: Geology of the continental margin of Eastern Canada; Geological Survey of Canada, Map 1705A, scale 1:5 000 000.

Farquharson, W. I.
1965: Tidal heights in Bay of Fundy; Bedford Institute of Oceanography, Report 65-7, Dartmouth, Nova Scotia, 7 p.

Forbes, D. L. and Boyd, R.
1989: Submersible observations of surficial sediments and seafloor morphology on the inner Scotian Shelf; in Submersible Observations Off the East Coast of Canada, (ed.) D. J. W. Piper; Geological Survey of Canada, Paper 88-20, p. 71-81.

Forbes, D. L., Boyd, R., Shaw, J., Johnston, L., Heffler, D. E., and McLaren, S.
1988: CSS *Dawson* operations on inner Scotian Shelf and Sable Island Bank (Cruise Report 87042); Geological Survey of Canada, Open File 2063, p. 51.

Forbes, D. L. and Taylor, R. B.
1987: Coarse-grained beach sedimentation under paraglacial conditions, Canadian Atlantic coast; in Glaciated Coasts, (ed.) D. M. FitzGerald and P. S. Rosen; Academic Press, San Diego, p. 51-86.

Forbes, D. L., Taylor, R. B., and Shaw, J.
1989: Shorelines and rising sea levels in eastern Canada; Episodes, v. 12, p. 23-28.

Grant, D. R.
1980: Quaternary sea-level change in Atlantic Canada as an indicator of crustal delevelling; in Earth Rheology, Isostasy and Eustasy, (ed.) N.-A. Mörner; John Wiley and Sons, Chichester, p. 201-214.

Hillaire-Marcel, C.
1987: Composition isotopique du carbonne organique des carottes du forage 85-036-016 dans le lac Bras d'Or, île du Cap-Breton, Nouvelle-Écosse; Geological Survey of Canada, Paper 87-1A, p. 859-864.

Johnson, D. W.
1925: The New England - Acadian Shoreline; John Wiley and Sons, New York, 608 p.

MacKinnon, K. and Scott, D. B.
1984: An evaluation of salt marshes in Atlantic Canada; Technical Report 1, Centre for Marine Geology, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, 37 p.

Marine Environmental Data Service
1989: Canadian marine data inventory report-historical wave measuring stations; Department of Fisheries and Oceans, Ottawa, Canada, 11 p.

Markham, W. E.
1980: Ice Atlas Eastern Canadian Seaboard; Atmospheric Environment Service, Environment Canada, Toronto, 96 p.

McLaren, S. A.
1988: Quaternary seismic stratigraphy and sedimentation of the Sable Island sand body, Sable Island Bank, outer Scotian Shelf; Technical Report 11, Centre for Marine Geology, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, 95 p.

Munroe, H. D.
1982: Regional variability, physical shoreline types and morphodynamic units of the Atlantic coast of mainland Nova Scotia, (ed.) R. B. Taylor, D. J. W. Piper, and C. F. M. Lewis; Geological Survey of Canada, Open File 725, 26 p.

Neu, H.
1982: 11-year deep water wave climate of Canadian Atlantic waters; Canadian Technical Report, Hydrography and Ocean Sciences, v. 13, 41 p.

Owens, E. H.
1977: Coastal environments of Canada: the impact and cleanup of oil spills; Economic and Technical Review Report EPS-3-EC-7-13, Fisheries and Environment Canada, Environmental Protection Service, Ottawa, 413 p.

Owens, E. H. and Bowen, A. J.
1977: Coastal environments of the Maritime Provinces; Maritime Sediments, v. 13, p. 1-31.

Pecore, S. and Fader, G. B. J
1990: Surficial geology, pockmarks and associated neotectonic features of Passamaquoddy Bay, New Brunswick, Canada; Geological Survey of Canada, Open File 2213, 45 p.

Piper, D. J. W., Mudie, P. J., Letson, J. R. J., Barnes, N. E., and Iullucci, R. J.
1986: The marine geology of the inner Scotian Shelf off the South Shore, Nova Scotia; Geological Survey of Canada, Paper 85-19, 65 p.

Quinlan, G. and Beaumont, C.
1981: A comparison of observed and theoretical postglacial relative sea level in Atlantic Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 1146-1163.

Scott, D. B., Boyd, R., Douma, M., Medioli, F. S., Yuill, S., Leavitt, E., et Lewis, C. F. M.
1989: Holocene relative sea-level changes and Quaternary glacial events on a continental shelf edge: Sable Island Bank; in Late Quaternary Sea Level Correlation and Applications, (ed.) D. B. Scott, P. A. Pirazzoli, and C. A. Honig, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, p. 105-120.

Taylor, R. B.
1988: Beach mobility and nearshore characteristics; in Terrain Management Activities on Sable Island, 1982 to 1985, (ed.) R. B. Taylor; Geological Survey of Canada, Open File 1973, p. 96-125.

Taylor, R. B., Wittmann, S. L., Milne, M. J., and Kober, S. M.
1985: Beach morphology and coastal changes at selected sites, mainland Nova Scotia; Geological Survey of Canada, Paper 85-12, 95 p.

Welsted, J. E.
1974: Morphological maps of the Fundy coast; Maritime Sediments, v. 10, p. 46-51.

□

de moins de deux mètres. Dans la section supérieure de la baie de Fundy, la glace de mer peut subsister pendant plus de trois mois par année. La glace joue un rôle indirect sur la modification de la côte en réduisant l'attaque des vagues sur le rivage. Elle modifie directement la morphologie de l'estran en se déplaçant et en incorporant des sédiments durant le gel. Le long de la côte atlantique externe, il se forme de la glace dans les estuaires peu profonds mais la glace ne devient un important facteur d'amortissement des vagues que lorsque de grandes concentrations de glace flottante migrent à l'extérieur du golfe du Saint-Laurent à la fin de l'hiver et au printemps. Dans ces conditions, il n'est pas rare d'observer de grandes concentrations de glace le long de la côte de l'île du Cap-Breton, concentrations qui peuvent congestionner, bien que rarement (comme en 1987), le port d'Halifax.

Les sources des données (fig. 8) utilisées pour la compilation de la présente carte sont tirées de levés effectués sur la plate-forme continentale interne à différents endroits (voir les exemples de la carte Géologie des formations en surface et propriétés physiques 9 du présent volume), de levés détaillés de la zone littorale à de nombreux sites et de séquences vidéo et de photographies aériennes obliques prises à faible altitude. On a également eu recours aux cartes publiées dans la Série nationale de référence cartographique, aux cartes bathymétriques du Service hydrographique du Canada, aux photographies aériennes verticales de la Photothèque nationale de l'air à Ottawa (Ontario) et du Land Registration and Information Service à Amherst (Nouvelle-Écosse) ainsi qu'aux données sur les vagues et le niveau marin du Service des données sur le milieu marin du ministère des Pêches et des Océans (Ottawa). Des analyses antérieures des caractéristiques de la côte, d'une partie ou de l'ensemble de la région, ont été publiées par Johnson (1925), Welsted (1974), Owens (1977), Owens et Bowen (1977), Munroe (1982), Taylor et al. (1985) et Cameron et al. (1990).

▷

REMERCIEMENTS

D. Frobel, S. Heming et M. Best ont collaboré à la compilation des données qui ont été utilisées pour dresser la présente carte. La société Petro-Canada Exploration Incorporated a fourni des images vidéo aériennes inédites de la côte atlantique de la Nouvelle-Écosse. Une analyse critique des premières cartes et textes d'accompagnement a été faite par H. Josenhans et G. Sonnichsen.

RÉFÉRENCES

Amos, C. L. et Long, B. F. N.
1980: The sedimentary character of the Minas Basin, Bay of Fundy; in The Coastline of Canada, (ed.) S. B. McCann; Geological Survey of Canada, Paper 80-10, p. 123-180.

Amos, C. L. et Nadeau, O. C.
1988: Surficial sediments of the outer banks, Scotian Shelf, Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 25, p. 1923-1944.

Amos, C. L. et Zaitlin, B.
1985: The effect of changes in tidal range on a sublittoral macrotidal sequence, Bay of Fundy, Canada; Geomarine Letters, v. 4, p. 161-169.

Boyd, R., Bowen, A. J., et Hall, R. K.
1987: An evolutionary model for transgressive sedimentation on the Eastern Shore of Nova Scotia; in Glaciated Coasts, (ed.) D. M. FitzGerald and P. S. Rosen; Academic Press, San Diego, p. 87-114.

Cameron, G. D. M., Taylor, R. B., Forbes, D. L., et Best, M. (comp.)
1990: Coastal geomorphology of Eastern Canada; in The Continental Margin of Eastern Canada, (ed.) M. J. Keen and G. L. Williams; Geological Survey of Canada, no. 2, Fig. 4, scale 1:2 000 000 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-1).

Canadian Tide and Current Tables
1989a: Volume 1: Atlantic Coast and Bay of Fundy; Department of Fisheries and Oceans, Ottawa, Canada, 53 p.

1989b: Volume 2: Gulf of St. Lawrence; Department of Fisheries and Oceans, Ottawa, Canada, 41 p.

Carter, R. W. G., Forbes, D. L., Jennings, S. C., Orford, J. D., Shaw, J., et Taylor, R. B.
1989: Barrier and lagoon coast evolution under differing relative sea-level regimes: examples from Ireland and Nova Scotia; Marine Geology, v. 88, p. 221-242.

Fader, G. B., Cameron, G. D. M., et Best, M. A. (comp.)
1989: Geology of the continental margin of Eastern Canada; Geological Survey of Canada, Map 1705A, scale 1:5 000 000.

Farquharson, W. I.
1965: Tidal heights in Bay of Fundy; Bedford Institute of Oceanography, Report 65-7, Dartmouth, Nova Scotia, 7 p.

Forbes, D. L. et Boyd, R.
1989: Submersible observations of surficial sediments and seafloor morphology on the inner Scotian Shelf; in Submersible Observations Off the East Coast of Canada, (ed.) D. J. W. Piper; Geological Survey of Canada, Paper 88-20, p. 71-81.

Forbes, D. L., Boyd, R., Shaw, J., Johnston, L., Heffler, D. E., et McLaren, S.
1988: CSS *Dawson* operations on inner Scotian Shelf and Sable Island Bank (Cruise Report 87042); Geological Survey of Canada, Open File 2063, p. 51.

Forbes, D. L. et Taylor, R. B.
1987: Coarse-grained beach sedimentation under paraglacial conditions, Canadian Atlantic coast; in Glaciated Coasts, (ed.) D. M. FitzGerald and P. S. Rosen; Academic Press, San Diego, p. 51-86.

Forbes, D. L., Taylor, R. B., et Shaw, J.
1989: Shorelines and rising sea levels in eastern Canada; Episodes, v. 12, p. 23-28.

Grant, D. R.
1980: Quaternary sea-level change in Atlantic Canada as an indicator of crustal delevelling; in Earth Rheology, Isostasy and Eustasy, (ed.) N.-A. Mörner; John Wiley and Sons, Chichester, p. 201-214.

Hillaire-Marcel, C.
1987: Composition isotopique du carbonne organique des carottes du forage 85-036-016 dans le lac Bras d'Or, île du Cap-Breton, Nouvelle-Écosse; Geological Survey of Canada, Paper 87-1A, p. 859-864.

Johnson, D. W.
1925: The New England - Acadian Shoreline; John Wiley and Sons, New York, 608 p.

MacKinnon, K. et Scott, D. B.
1984: An evaluation of salt marshes in Atlantic Canada; Technical Report 1, Centre for Marine Geology, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, 37 p.

Marine Environmental Data Service
1989: Canadian marine data inventory report-historical wave measuring stations; Department of Fisheries and Oceans, Ottawa, Canada, 11 p.

Markham, W. E.
1980: Ice Atlas Eastern Canadian Seaboard; Atmospheric Environment Service, Environment Canada, Toronto, 96 p.

McLaren, S. A.
1988: Quaternary seismic stratigraphy and sedimentation of the Sable Island sand body, Sable Island Bank, outer Scotian Shelf; Technical Report 11, Centre for Marine Geology, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, 95 p.

Munroe, H. D.
1982: Regional variability, physical shoreline types and morphodynamic units of the Atlantic coast of mainland Nova Scotia, (ed.) R. B. Taylor, D. J. W. Piper, and C. F. M. Lewis; Geological Survey of Canada, Open File 725, 26 p.

Neu, H.
1982: 11-year deep water wave climate of Canadian Atlantic waters; Canadian Technical Report, Hydrography and Ocean Sciences, v. 13, 41 p.

Owens, E. H.
1977: Coastal environments of Canada: the impact and cleanup of oil spills; Economic and Technical Review Report EPS-3-EC-7-13, Fisheries and Environment Canada, Environmental Protection Service, Ottawa, 413 p.

Owens, E. H. and Bowen, A. J.
1977: Coastal environments of the Maritime Provinces; Maritime Sediments, v. 13, p. 1-31.

Pecore, S. et Fader, G. B. J
1990: Surficial geology, pockmarks and associated neotectonic features of Passamaquoddy Bay, New Brunswick, Canada; Geological Survey of Canada, Open File 2213, 45 p.

Piper, D. J. W., Mudie, P. J., Letson, J. R. J., Barnes, N. E., et Iullucci, R. J.
1986: The marine geology of the inner Scotian Shelf off the South Shore, Nova Scotia; Geological Survey of Canada, Paper 85-19, 65 p.

Quinlan, G. et Beaumont, C.
1981: A comparison of observed and theoretical postglacial relative sea level in Atlantic Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 1146-1163.

Scott, D. B., Boyd, R., Douma, M., Medioli, F. S., Yuill, S., Leavitt, E., et Lewis, C. F. M.
1989: Holocene relative sea-level changes and Quaternary glacial events on a continental shelf edge: Sable Island Bank; in Late Quaternary Sea Level Correlation and Applications, (ed.) D. B. Scott, P. A. Pirazzoli, and C. A. Honig, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, p. 105-120.

Taylor, R. B.
1988: Beach mobility and nearshore characteristics; in Terrain Management Activities on Sable Island, 1982 to 1985, (ed.) R. B. Taylor; Geological Survey of Canada, Open File 1973, p. 96-125.

Taylor, R. B., Wittmann, S. L., Milne, M. J., et Kober, S. M.
1985: Beach morphology and coastal changes at selected sites, mainland Nova Scotia; Geological Survey of Canada, Paper 85-12, 95 p.

Welsted, J. E.
1974: Morphological maps of the Fundy coast; Maritime Sediments, v. 10, p. 46-51.

□

Energy, Mines and Resources Canada | Énergie, Mines et Ressources Canada

Geological Survey of Canada | Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF SURFICIAL GEOLOGY AND PHYSICAL PROPERTIES 8 COASTAL GEOLOGY

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE GÉOLOGIE DES FORMATIONS EN SURFACE ET PROPRIÉTÉS PHYSIQUES GÉOLOGIE CÔTIÈRE

Bathymetric contours in metres
Lambert Conformal Projection (standard Parallels 45° N and 66° N)
Courbes bathymétriques en mètres
Projection conforme de Lambert (parallèles standard 45° N et 66° N)

Scale 1: 2 000 000 Échelle 1/2 000 000

Kilometres Kilomètres
50 0 50 100 150

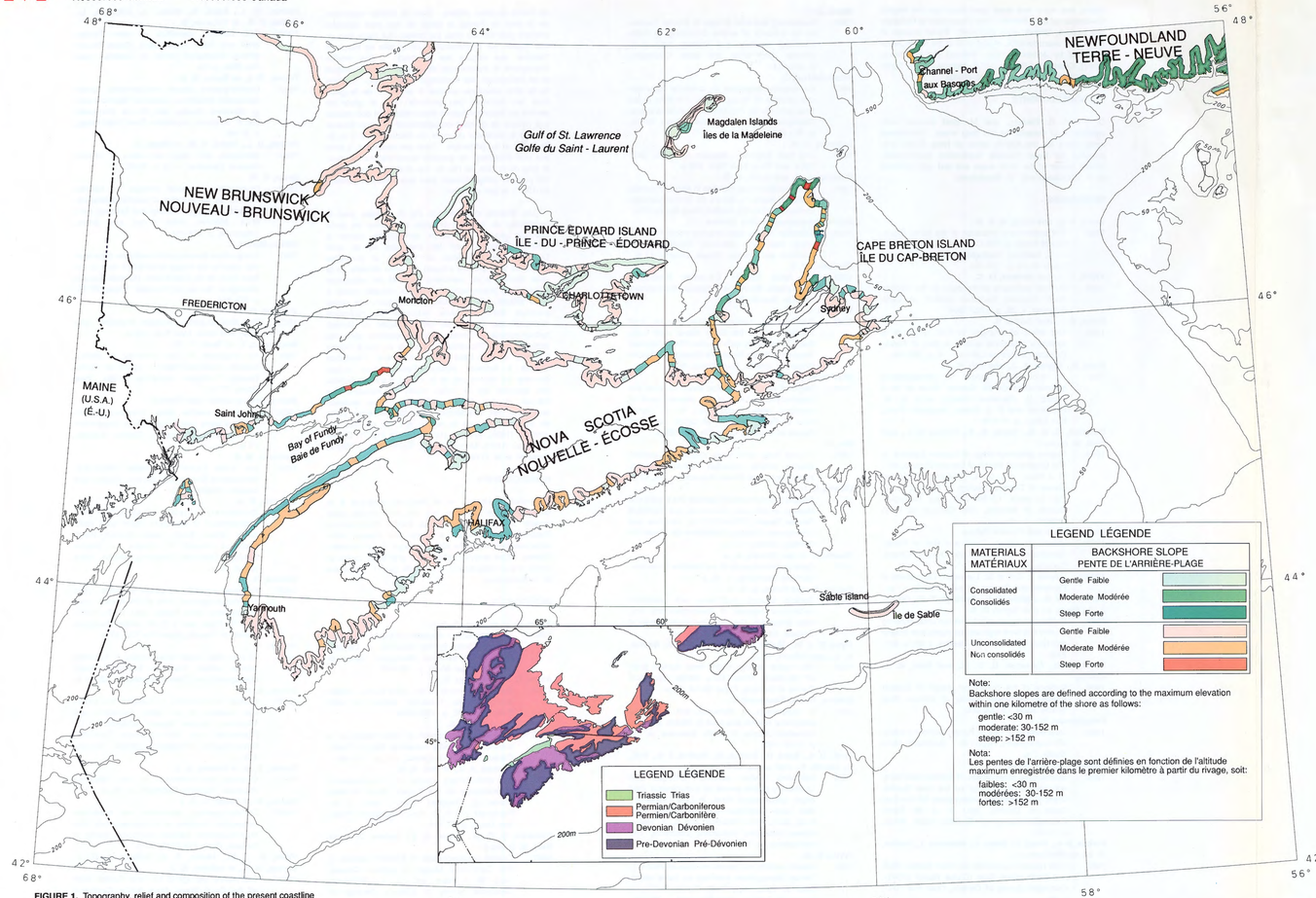


FIGURE 1. Topography, relief and composition of the present coastline

FIGURE 1. Topographie, relief et composition de la côte actuelle

LEGEND LÉGENDE

MATERIALS MATÉRIAUX	BACKSHORE SLOPE PENTE DE L'ARRIÈRE-PLAGE	
Consolidated Consolidés	Gentle Faible	
	Moderate Modérée	
	Steep Forte	
Unconsolidated Non consolidés	Gentle Faible	
	Moderate Modérée	
	Steep Forte	

Note:
Backshore slopes are defined according to the maximum elevation within one kilometre of the shore as follows:
gentle: <30 m
moderate: 30-152 m
steep: >152 m

Nota:
Les pentes de l'arrière-plage sont définies en fonction de l'altitude maximum enregistrée dans le premier kilomètre à partir du rivage, soit:
faibles: <30 m
modérées: 30-152 m
fortes: >152 m

FIGURE 3. Tide gauge records - mean annual and 19 year running mean

FIGURE 3. Enregistrements des marégraphes - moyenne annuelle et moyenne sur 19 années

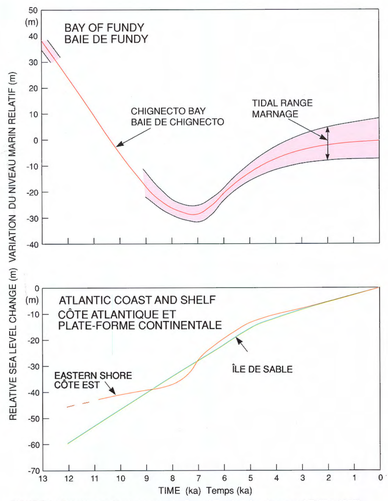


FIGURE 4. Relative sea level changes for Bay of Fundy (after Amos and Zaitlin, 1985) Sable Island (after Scott et al., 1989) and Eastern Shore (after Forbes et al., 1988) regions

FIGURE 4. Variations du niveau marin relatif pour les régions de la baie de Fundy (d'après Amos et Zaitlin, 1985), de l'île de Sable (d'après Scott et coll., 1989) et de la côte est (d'après Forbes et coll., 1988)

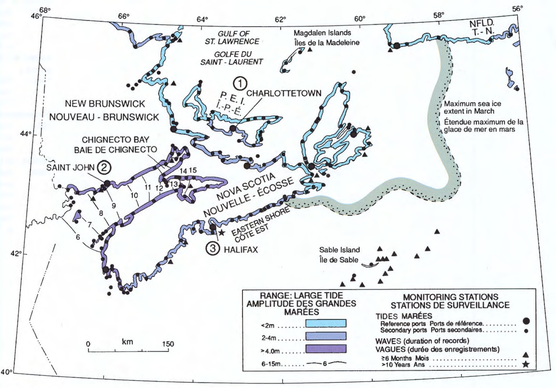


FIGURE 5. Processes modifying the coastal zone [sources: Canadian Tide and Current Tables, 1989; Farquharson, 1965; Marine Environmental Data Service, 1989; Markham, 1980]

FIGURE 5. Processus modifiant la zone côtière [sources: Canadian Tide and Current Tables, 1989; Farquharson, 1965; Marine Environmental Data Service, 1989; Markham, 1980]

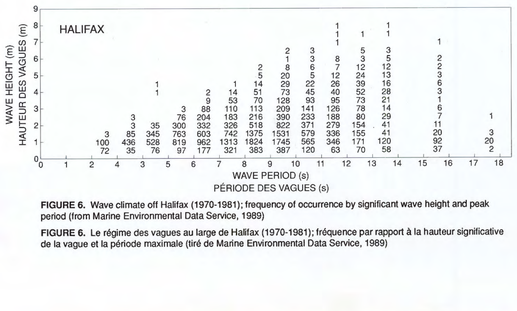


FIGURE 6. Wave climate off Halifax (1970-1981); frequency of occurrence by significant wave height and peak period (from Marine Environmental Data Service, 1989)

FIGURE 6. Le régime des vagues au large de Halifax (1970-1981); fréquence par rapport à la hauteur significative de la vague et la période maximale (tiré de Marine Environmental Data Service, 1989)



FIGURE 2A. Fault-aligned upland shore (rising 425 m above sea level) and beach fed by erosion of glacial sediments overlying bedrock (middle distance), north shore of Aspy Bay, Cape Breton Island.

FIGURE 2A. Rivage élevé aligné selon des failles (s'élevant à 425 m au-dessus du niveau de la mer) et plage alimentée par l'érosion de sédiments glaciaires recouvrant le socle (à mi-distance), côte nord de la baie d'Aspy, île du Cap-Breton



FIGURE 2B. Wind- and wave-cut valleys, in 10-20 m high dunes, central north shore of Sable Island (person circled for scale)

FIGURE 2B. Vallées taillées par le vent et les vagues, dans des dunes de 10 à 20 m de hauteur, partie centrale de la côte nord de l'île de Sable (le personnage entouré donne l'échelle)

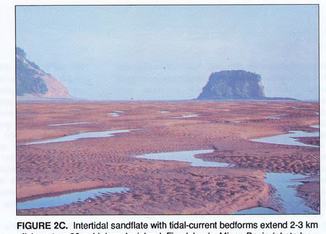


FIGURE 2C. Intertidal sandflate with tidal-current bedforms extend 2-3 km offshore to a 30 m high rocky island, Five Islands, Minas Basin (photo by E.A. Bryant)

FIGURE 2C. Des estrans sableux couverts de figures sédimentaires de fond formées par les courants de marée s'étendent de 2 à 3 km vers le large jusqu'à une île rocheuse de 30 m de haut, Five Islands, bassin des Mines (photo de E.A. Bryant)



FIGURE 2D. Glacial deposits like these (up to 30 m high) are a major source of sediment for beach development,. Red Head, Cape Breton Island

FIGURE 2D. Les dépôts glaciaires comme ceux-ci (plus de 30 m de hauteur) sont une source majeure de sédiments pour la formation des plages, Red Head, île du Cap-Breton



FIGURE 2E. Large, steep pebble-cobble beaches develop where the supply of glacigenic sediment is abundant, Gabarus Bay, Cape Breton Island

FIGURE 2E. Les vastes plages à galets et cailloux à pente raide se forment là où l'apport en sédiments glaciogéniques est abondant, baie Gabarus, île du Cap-Breton



FIGURE 2F. Salt-marsh development between drumlin islands, outer Chezzetcook Inlet (photo by R.W.G. Carter)

FIGURE 2F. Formation d'un marais salant entre des îles de drumlin, partie externe de l'inlet Chezzetcook (photo de R.W.G. Carter)

FIGURE 7. Locations and morphological characteristics of the major coastal deposits

FIGURE 7. Localisation et caractéristiques morphologiques des principaux dépôts côtiers

Canada

Geological Survey of Canada
Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF SURFICIAL GEOLOGY AND PHYSICAL PROPERTIES 9

COASTAL GEOLOGY, CASE STUDIES

R. B. Taylor, D. L. Forbes, and J. Shaw

Recommended citation: Taylor, R. B., Forbes, D. L., and Shaw, J., 1991: Surficial geology and physical properties 9: coastal geology, case studies; in East Coast Basin Atlas Series: Scotian Shelf; Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p. 127.

Additional copies of this map may be obtained from the Geological Survey of Canada, Atlantic Geoscience Centre, P. O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2 Canada (Ph: 902-426-2773; FAX: 902-426-4266).

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE GÉOLOGIE DES FORMATIONS EN SURFACE ET PROPRIÉTÉS PHYSIQUES

GÉOLOGIE CÔTIÈRE, ÉTUDES DE CAS

R. B. Taylor, D. L. Forbes, et J. Shaw

Notation bibliographique conseillée: Taylor, R. B., Forbes, D. L., et Shaw, J., 1991: Géologie des formations en surface et propriétés physiques 9: géologie côtière, études de cas; dans Série des atlas des bassins de la côte Est: plate-forme Néo-Écossaise; Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada, p. 127.

Des copies supplémentaires de la carte peuvent être obtenues auprès de la Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de l'Atlantique, case postale 1006, Dartmouth (Nouvelle-Écosse) B2Y 4A2 Canada tél (902) 426-2773, facsimilié (902) 426-4266.

Four case studies are presented to illustrate the variety of coastal environments and sedimentary products found in the region (see Fig. 16). These examples emphasize the important links between shoreline development and conditions on the shoreface and inner shelf.

SABLE ISLAND (OUTER SCOTIAN SHELF)

Sable Island is approximately 40 km long and <1.5 km wide. It forms the subaerial portion of thick late Quaternary sands (Amos and Nadeau, 1988; Boyd et al., 1988). Onshore, the main dune lines, which extend from <6 m in height along the south shore to 30 m along the north shore, are separated by low-lying vegetated terrain with scattered ponds (Fig. 1; Fig. 2B, map sheet Surficial Geology and Physical Properties 8, this volume). Beaches fronting the dunes are typically 25-140 m wide (Taylor, 1988a), but the south coast sand flats extend more than 600 m inland. Two (in some places three) nearshore bars are present inshore of the 10 m isobath (Fig. 1) and a series of shoreface-connected ridges are present in water depths of 15-50 m (inset, Fig. 1; Hoogendoorn and Dalrymple, 1986; Boczar-Karakiewicz et al., 1987).

Sable Island experiences severe winds and waves, particularly during the months of November to March when mean monthly wind velocities are 30 km/hr. These winds which exceed the critical threshold velocity for sediment transport (Taylor, 1988b) can alter surface sand levels by ± 0.1 m to 0.6 m. During more severe storms, it is not uncommon for 2-3 m of sand to accumulate in the lee of dune crests. Waves are constantly reshaping the shoreline. Beach mobility is greatest (observed width changes range 35-48 m) in areas where a well defined transverse bar and rip-cell topography persists on the shoreface. Short-term beach changes are also associated with longshore migration of beach megacusps. Net beach recession, measured over a four to eight year period (1975-1983), ranged from 3.0 to 6.1 m along the south shore and from 2.0 to 2.3 m along the north shore. Coastal dune stability was least where the beaches were narrow. Maximum recorded dune line recession (Fig. 1) was 3-4 m/year, through basal erosion by waves and/or dune-slope failures during periods of wet weather (Figs. 2 and 4). During larger storms, valleys that cut into and through the dunes are flooded (Fig. 2). This results in local scouring, and the transport of sediment and nutrients for plant growth farther onshore. New dunes are few and are developing only across the south coast sand flats and on parts of the northeast and northwest shore. In areas of frequent flooding, such as the south coast sand flats, foredunes require 3-10 years to develop to heights of 1.5 m, whereas in vegetated areas, above the level of flooding, as much as 4.5 m of sediment can accumulate in ten years (Taylor, 1988b).

CHEZZETCOOK INLET (EASTERN SHORE OF NOVA SCOTIA)

This area is representative of much of the outer coast of Nova Scotia. Prominent headlands are interspersed with estuaries, which occupy submerged valley depressions extending several kilometres inland (Fig. 5). The drumlin headlands are the major sources of sediment supply to the coastal system. With shoreline retreat rates of 0.5-5 m/year (Taylor et al., 1985) or greater, gravel and some of the sand derived from headland cliff erosion is dispersed alongshore to form barrier beaches (Fig. 7), while much of the sand and finer fractions are transported to the estuaries through flood-dominated tidal inlets (Honig, 1988). Chezzetcook Inlet is an example of a relatively open embayment with a high rate of sedimentation (Scott, 1980; Carter et al., 1989).

Gravel is the dominant sediment type on the inner shelf and shoreface (Fig. 5); it can take the form of rippled sandy gravel (Forbes and Boyd, 1987), or of coarse cobble or boulder lags over glacial diamicts or bedrock (Forbes and Boyd, 1988). Deposits of the latter type occupy shoals fronting drumlin headlands. Sand distribution is patchy, with local concentrations on the shoreface and within larger embayments (Fig. 5). Pockets of mud are present in the subtidal zone where rapid shoreline transgression has exposed back-barrier estuarine facies (Fig. 6a; map sheet Surficial Geology and Physical Properties 11 (Eastern Shore), this volume). Although bedrock exposures may be limited, the surficial sediments are rarely more than 10 m thick and frequently much thinner (Hall, 1985; Forbes et al., 1988; see map sheet Surficial Geology and Physical Properties 11 (Eastern Shore), this volume).

Local differences in shore response to the same sea level variability and wave climate are illustrated by examples from two adjacent gravel barriers; one is immediately east of Story Head and the other is in front of Miseners Lake in the next embayment (Figs. 5, 6b and 6c). Although both barriers consist of narrow gravel ridges, approximately 50 m wide at the high tide line, the crest elevation at Miseners Lake is almost 1.5 m higher than that at Story Head, where the barrier crest is only two metres above higher high water (Fig. 8). The Miseners Lake barrier also displays a more pronounced cross-shore sorting of sediment (Fig. 9). Following a long period of relative stability, the barrier at Story Head began in the mid-1950s to move rapidly onshore at rates averaging 8 m/year over the following 30 years (Forbes et al., in press). The upper part of the barrier appears to have decoupled from the lower section, which is now stranded on the shoreface (Fig. 6a). Barrier migration occurs during episodic wave overwash events which transport beachface gravel across the barrier to deposit it on back-barrier muds. Surveys show as much as 10 m of landward migration over a single winter (Fig. 6b). In contrast, the high gravel ridge in front of Miseners Lake is rarely overtopped and has not moved significantly during the past few decades, although it does display considerable beachface profile variability (Fig. 6c).

ASPY BAY (CAPE BRETON ISLAND)

Aspy Bay is one of the few large embayments along the highland coast (Fig. 2A, map sheet Surficial Geology and Physical Properties 8, this volume) of northeast Cape Breton Island. The outer shores of Aspy Bay are dominated by high rock cliffs topped by a variable cover of glacial material. The head of the Bay consists of a series of large barrier beaches of sand and mixed sand and gravel, separated by drumlin headlands and narrow tidal inlets (Fig. 10). The barrier beaches at North Pond and South Pond show contrasting cross-shore morphologies (Fig. 11). The North Pond barrier consists of a single dune ridge, covered by marram grass, that is dissected by washover channels (profile 1 on Figs. 10, 11, and 12). The South Pond barrier is lower and much wider than the northern barrier. Profile 2 located across the central part of South Pond barrier (Figs. 10 and 11) consists of more than 30 beach ridges which are covered by a mature sequence of vegetation, ranging from salt marsh to scattered spruce, heath and marram grass at the modern beach. The morphology and vegetation cover of the southern barrier suggest the existence of a stable, prograding system that is fed by sediment from alongshore and offshore sources (Fig. 10). Sequential surveys at profile 2 show that short-term variability in barrier profile is largely restricted to the nearshore and lower foreshore (Fig. 11).

Even though the North Pond barrier shows little evidence of rapid landward migration over the past century, switching to tidal inlet position has resulted in local variability in beach, backshore, and lagoon floor morphology. Furthermore, sediment is actively transferred to the lagoon through wave overwash and aeolian processes. Roughly 50% of the barrier length is subject to active overtopping or washover. Airphoto analysis indicates that the proportion remained approximately constant (46-52%) during the 30 years from 1939 to 1969 (Forbes et al., 1982). Differences in crest elevation between washover channel necks and adjacent dunes are typically about one metre (Fig. 12). Sediment is transported through the channels by episodic erosion and deposition (e.g. storm of Nov 8-9, 1981) and accumulates as fan deposits, up to one metre thick, at the distal ends of active washover channels (Fig. 12). The sand is then quickly dispersed along the backshore by waves generated within the lagoon. Net morphological changes across the barrier beach are small, but up to two metres of dune-face erosion and substantial offshore transport of sand were observed during large storms (Fig. 11).

SCOTS BAY (BAY OF FUNDY)

Scots Bay is one of three large, southwest- and west-facing, beaches in the upper part of the Bay of Fundy. The shores of Scots Bay are dominated by low rock cliffs and intertidal rock platforms cut in Triassic basalts. Although these beaches are exposed to the prevailing winds and maximum fetch, wave reworking in the littoral zone is reduced by the large vertical range over which wave energy is dissipated. The intertidal sand flat in Scots Bay is more than one kilometre wide and the present beach extends to 14.5 m above lower low water at large tide (Fig. 13 and 14). However, the large tidal range did not always exist. Roughly 6000 years ago the tidal range was only five metres. Sea level has also changed. More than 10,000 years ago sea level was higher than today (Fig. 4, map sheet Surficial Geology and Physical Properties 8, this volume; Amos and Zaitlin, 1985).

The beach is presently in a transgressive phase. Wave overtopping is extensive across the northern and central portions of the barrier, whereas along the southern portion wave overtopping is prevented by a low dune line. A detailed description of the sediment facies across this steep macrotidal beach is provided by Forbes and Taylor (1987). Cores through the back-barrier salt marsh show that at least 4.5 m of silty peat overlies a grey clay which is also exposed at the base of the beach (Fig. 15). Inland of the marsh a more resistant deposit, possibly glacial till, exists.

Offshore, much of the subsurface stratigraphy is masked by shallow gas. However, in water depths of 30-40 m, sand waves of 10-15 m height overlie an extensive veneer of sand and gravel (Figs. 13 and 15; Miller and Fader, 1990). Also seismic reflection records suggest that at least 20-30 m of stratified late Quaternary deposits overlie a non-stratified unit, interpreted as ice-contact sediment and bedrock (Fig. 15).

ACKNOWLEDGMENTS

The authors thank D. Frobel and other colleagues for field assistance, S. Heming for help with compilation, G. Fader and R. Miller for making the unpublished surveys from the Scots Bay sand-wave field available, and H. Josenhans and G. Sonnichsen for providing critical reviews of the map sheet.

REFERENCES

Amos, C. L. and Nadeau, O. C.
1988: Surficial sediments of the outer banks, Scotian Shelf, Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 25, p. 1923-1944.

Amos, C. L. and Zaitlin, B.
1985: The effect of changes in tidal range on a sublittoral macrotidal sequence, Bay of Fundy, Canada; Geomarine Letters, v. 4, p. 161-169.

Boczar-Karakiewicz, B., Drapeau, G., and Bona, J. L.
1987: Sand ridges on Sable Island Bank, Scotian Shelf; in Proceedings, Coastal Sediments '87 (New Orleans); American Society of Civil Engineers, New York, v. 2, p. 2157-2169.

Boyd, R., Scott, D. B., and Douma, M.
1988: Glacial tunnel valleys and Quaternary history of the outer Scotian Shelf; Nature, v. 333, p. 61-64.

Carter, R. W. G., Forbes, D. L., Jennings, S. C., Orford, J. D., Shaw, J., and Taylor, R. B.
1989: Barrier and lagoon coast evolution under differing relative sea-level regimes: examples from Ireland and Nova Scotia; Marine Geology, v. 88, p. 221-242.

Forbes, D. L. and Boyd, R.
1987: Gravel ripples on the inner Scotian Shelf; Journal of Sedimentary Petrology, v. 57, p. 46-54.
1989: Submersible observations of surficial sediments and seafloor morphology on the inner Scotian Shelf; in Submersible Observations Off the East Coast of Canada, (ed.) D. J. W. Piper; Geological Survey of Canada, Paper 88-20, p. 71-81.

▷

Pour illustrer la diversité des milieux côtiers et des produits sédimentaires de la région, quatre études de cas sont présentées (voir la fig. 16). Ces exemples soulignent les liens importants qui existent entre l'évolution de la côte et les conditions régnant sur l'avant-plage et la plate-forme continentale interne.

ÎLE DE SABLE (PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE EXTERNE)

L'île de Sable mesure environ 40 km de longueur et moins de 1,5 km de largeur. Elle constitue la partie subaérienne d'un épais dépôt de sable du Quaternaire tardif (Amos et Nadeau, 1988; Boyd et al., 1988). Sur la côte, les cordons dunaires qui mesurent moins de six mètres de hauteur le long de la rive sud et jusqu'à 30 m le long de la rive nord, sont séparés par une zone de basses terres herbues parsemées d'étangs (fig. 1; fig. 2B de la carte Géologie des formations en surface et propriétés physiques 8 du présent volume). Les plages situées à l'avant des dunes mesurent en général entre 25 et 140 m de largeur (Taylor, 1988a), mais les estrans sableux de la côte sud s'étendent sur plus de 600 m à l'intérieur des terres. Deux barres littorales (à certains endroits trois) se sont formées du côté continental de l'isobathe de 10 m (fig. 1) et une série de crêtes reliées à l'avant-plage s'élèvent à des profondeurs d'eau de 15 à 50 m (carton, fig. 1; Hoogendoorn et Dalrymple, 1986; Boczar-Karakiewicz et al., 1987).

L'île de Sable est balayée par des vents violents et de fortes vagues s'abattent sur son rivage, en particulier durant les mois de novembre à mars alors que la vitesse moyenne des vents est de 30 km/h. Ces vents dont la vitesse dépasse le seuil critique permettant le transport des sédiments (Taylor, 1988b) peuvent modifier la hauteur de la surface des sables superficiels de ± 0,1 m à 0,6 m. Durant les plus fortes tempêtes, l'accumulation de sable sur la face abritée des crêtes de dunes peut atteindre entre 2 et 3 mètres d'épaisseur. Les vagues modifient constamment la côte. La mobilité des plages est des plus grandes (les changements de largeur observés varient entre 35 et 48 m) dans les zones où une barre transversale bien définie et une topographie à cellule de courant d'arrachement persistent sur l'avant-plage. Les modifications de la plage qui se produisent à court terme sont également associées à la migration de mégacroissants de plage le long du littoral. Le recul net de la plage, mesuré pendant une période de quatre à huit ans (1975-1983), a atteint entre 3,0 et 6,1 m le long de la rive sud et entre 2,0 et 2,3 m le long de la rive nord. La stabilité des dunes littorales a été moins élevée sur les tronçons de plage étroits. Le recul maximal enregistré du cordon dunaire (fig. 1) a été de 3-4 m/an, par suite d'une érosion basale par les vagues ou de ruptures dans la pente des dunes durant les périodes de temps humide (fig. 2 et 4). Pendant les grosses tempêtes, les vallées qui découpent et traversent les dunes sont inondées (fig. 2). Il se produit alors un affouillement local et les sédiments et nutriments nécessaires à la croissance des plantes sont transportés plus loin sur la côte. Les nouvelles dunes sont peu nombreuses et elles ne se forment actuellement que sur les estrans sableux de la rive sud et sur certaines parties des rives nord-est et nord-ouest. Dans les régions qui sont souvent inondées, telles que les estrans sableux de la côte sud, une période de trois à dix s'écoule avant que la hauteur des avant-dunes n'atteigne 1,5 m alors que dans les régions couvertes de végétation qui sont situées au-dessus du niveau d'inondation, l'accumulation de sédiments peut atteindre une épaisseur de 4,5 m en dix ans (Taylor, 1988b).

INLET CHEZZETCOOK (CÔTE EST DE LA NOUVELLE-ÉCOSSE)

Cette région est représentative d'une grande partie de la côte externe de la Nouvelle-Écosse. Des promontoires proéminents sont entrecoupés de nombreux estuaires qui occupent les dépressions de vallées submergées qui s'étendent sur plusieurs kilomètres vers l'intérieur des terres (fig. 5). Les promontoires des drumlins sont les principales sources de sédiments du système côtier. La vitesse de recul de la côte variant entre 0,5 et 5 m/an (Taylor et al., 1985) ou plus, le gravier et une partie du sable provenant de l'érosion des falaises des promontoires sont dispersés le long du littoral pour former des cordons littoraux (fig. 7) tandis que la grande partie du sable et des fractions plus fines sont transportées vers les estuaires en passant par les passes de marée (inlets) principalement affectées par les inondations marines (Honig, 1988). L'inlet Chezzetcook est un exemple de baie relativement ouverte à taux de sédimentation élevé (Scott, 1980; Carter et al., 1989).

Le gravier est le principal type de sédiment de la plate-forme continentale interne et de l'avant-plage (fig. 5); il peut être sableux et former des rides (Forbes et Boyd, 1987) ou s'étaler en pavages de galets grossiers ou de blocs sur des diamictons glaciaires ou le substratum rocheux (Forbes et Boyd, 1989). Ces pavages reposent sur des hauts-fonds à l'avant des promontoires des drumlins. La répartition du sable est discontinue, caractérisée par des concentrations locales sur l'avant-plage et dans les grandes baies (fig. 5). Des amas de boue sont présents dans la zone infratidale où la transgression rapide de la côte a mis à nu des faciès estuariens d'arrière-cordon (fig. 6a; carte Géologie des formations en surface et propriétés physiques 11 (côte est) du présent volume). Même si les affleurements du substratum rocheux sont limités, les sédiments superficiels ont rarement plus de 10 m d'épaisseur et sont souvent beaucoup plus minces (Hall, 1985; Forbes et al., 1988; voir la carte Géologie des formations en surface et propriétés physiques 11 (côte est) du présent volume).

Les différences locales de la réponse du rivage aux mêmes variations du niveau marin et du régime des vagues sont illustrées par des exemples tirés de deux cordons graveleux adjacents; l'un est situé juste à l'est de Story Head et l'autre, devant le lac Miseners dans la baie voisine (fig. 5, 6b et 6c). Même si ces deux cordons ne correspondent qu'à une étroite crête graveleuse, d'environ 50 m de largeur à la laisse de marée haute, le sommet de la crête au lac Miseners est de presque 1,5 m plus haut qu'à Story Head où le sommet de la crête ne s'élève qu'à 2 m au-dessus du niveau des hautes eaux (fig. 8). Le cordon du lac Miseners présente en outre un classement des sédiments plus marqué en travers du littoral (fig. 9). Après une longue période de stabilité relative, le cordon à Story Head a commencé, au milieu des années 50, à se déplacer rapidement vers l'intérieur des terres à la vitesse moyenne de 8 m/an et cela s'est poursuivi pendant les 30 années suivantes (Forbes et al., sous presse). La partie supérieure du cordon semble avoir été séparée de la partie intérieure et se retrouve maintenant sur l'avant-plage (fig. 6a). La migration du cordon s'est produite au cours de processus épisodiques de projection d'eau par les vagues ce qui a eu pour effet de transporter le gravier du bas de plage au-delà du cordon, sur les boues d'arrière-cordon. Selon les levés effectués, la migration vers l'intérieur des terres aurait atteint jusqu'à 10 m en un seul hiver (fig. 6b). Par contre, la haute crête graveleuse située devant le lac Miseners est rarement franchie et elle ne s'est pas déplacée beaucoup au cours des dernières décennies même si le profil du bas de plage a considérablement varié (fig. 6c).

BAIE D'ASPY (ÎLE DU CAP-BRETON)

La baie d'Aspy est l'une des quelques grandes baies longeant les hautes terres côtières (fig. 2A de la carte Géologie des formations en surface et propriétés physiques 8 du présent volume) du nord-est de l'île du Cap-Breton. Les rives extérieures de la baie d'Aspy sont surtout composées de hautes falaises rocheuses recouvertes d'une couche variable de matériaux glaciaires. Le fond de la baie est composé d'une série de grands cordons littoraux de sable et d'un mélange de sable et gravier, séparés par des promontoires de drumlins et des passes de marée étroites (fig. 10). La morphologie des cordons littoraux de North Pond et de South Pond selon un axe perpendiculaire à la côte est très différente (fig. 11). Le cordon de North Pond est composé d'une seule crête de dune, recouverte d'oyat (ammophila) et découpée par des chenaux de débordement (profil 1, fig. 10, 11 et 12). Le cordon de South Pond est moins haut et beaucoup plus large que celui de North Pond. Le profil 2 traversant la partie centrale du cordon de South Pond (fig. 10 et 11) comporte plus de 30 crêtes de plage qui sont recouvertes d'une séquence mature de végétation, allant de plantes de marais salant à de l'épinette, du bruyère et de l'oyat disséminés sur la plage actuelle. La morphologie et la couverture de végétation du cordon sud indiquent l'existence d'un système progradant stable alimenté par des sédiments migrant le long du littoral et en provenance du large (fig. 10). Des levés séquentiels au profil 2 indiquent que les modifications à court terme du profil du cordon se limitent en grande partie au bas de plage inférieur et à l'avant-plage (fig. 11).

Même si le cordon de North Pond recèle peu d'indices de migration rapide vers l'intérieur des terres au cours du siècle dernier, le déplacement de la passe de marée a causé un changement local de la morphologie de la plage, de l'arrière-plage et du fond de la lagune. De plus, les sédiments sont transportés activement vers la lagune par des processus de projection d'eau par les vagues et par les vents. À peu près 50 % de la longueur du cordon est sujet à un franchissement ou à un débordement. Une analyse de photographies aériennes indique que ce pourcentage est demeuré plus ou moins constant (46-52 %) au cours des 30 années allant de 1939 à 1969 (Forbes et al., 1982). Les différences de hauteur de crête entre les chenaux de débordement et les dunes adjacentes sont généralement d'un mètre environ (fig. 12). Les sédiments sont transportés à travers les chenaux par érosion et accumulation épisodiques (par ex. la tempête des 8 et 9 nov. 1981) et se déposent sous forme de cônes atteignant jusqu'à un mètre d'épaisseur aux extrémités distales des chenaux de débordement actifs (fig. 12). Le sable est ensuite rapidement dispersé le long de l'arrière-plage par les vagues formées dans la lagune. Les changements morphologiques nets en travers du cordon littoral sont faibles, mais on a observé au cours de grandes tempêtes une érosion du versant des dunes atteignant jusqu'à deux mètres ainsi qu'un important transport de sable vers le large (fig. 11).

BAIE DE SCOTS (BAIE DE FUNDY)

La baie de Scots est l'une des trois grandes plages regardant vers le sud-ouest et l'ouest dans la partie supérieure de la baie de Fundy. Les rives de la baie de Scots sont surtout des falaises rocheuses basses et des plates-formes intertidales rocheuses découpées dans des basaltes triasiques. Même si ces plages sont exposées aux vents dominants et au fetch maximal, le remaniement par les vagues dans la zone littorale est atténué par l'important intervalle vertical sur lequel l'énergie des vagues se dissipe. L'estran sableux dans la baie de Scots mesure plus d'un kilomètre de largeur et la plage actuelle s'étend jusqu'à 14,5 m au-dessus du niveau des basses eaux des grandes marées (fig. 13 et 14). Toutefois, cette forte amplitude de marée (marnage) n'a pas toujours existé. Il y a environ 6 000 ans, le marnage n'était que de 5 m et, il y a plus de 10 000 ans, le niveau de la mer était plus élevé que présentement (fig. 4 de la carte Géologie des formations en surface et propriétés physiques 8 du présent volume; Amos et Zaitlin, 1985).

La plage est présentement en phase transgressive. Le débordement des vagues est considérable dans les parties nord et centrale du cordon tandis que le long de la partie sud, le débordement par les vagues est contrecarré par la présence d'un cordon dunaire bas. Une description détaillée des faciès sédimentaires de cette plage macrotidale abrupte est donnée par Forbes et Taylor (1987). Les carottes recueillies dans le marais salant d'arrière-cordon indiquent qu'au moins 4,5 m de tourbe limoneuse repose sur une argile grise qui est également exposée à la base de la plage (fig. 15). Du côté continental du marais, il existe un dépôt plus résistant, peut-être du till glaciaire.

Au large, la majeure partie de la stratigraphie de subsurface est masquée par la présence de gaz peu

▷

profond. Cependant, à des profondeurs d'eau de 30 à 40 m, des vagues de sable de 10 à 15 m de hauteur recouvrent un vaste placage de sable et de gravier (fig. 13 et 15; Miller et Fader, 1990). De plus, des données de sismique-réflexion indiquent qu'au moins de 20 à 30 m de sédiments stratifiés du Quaternaire tardif recouvrent une unité non stratifiée, qui serait composée de sédiments de contact glaciaire reposant sur le substratum rocheux (fig. 15).

REMERCIEMENTS

Les auteurs tiennent à remercier D. Frobel et d'autres collègues pour leur précieuse aide sur le terrain, S. Heming pour sa participation à la compilation, G. Fader et R. Miller pour leur avoir transmis les levés non publiés sur le champ de vagues de sable de la baie de Scots et H. Josenhans et G. Sonnichsen pour leurs critiques judicieuses de la carte.

RÉFÉRENCES

Amos, C. L. et Nadeau, O. C.
1988: Surficial sediments of the outer banks, Scotian Shelf, Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 25, p. 1923-1944.

Amos, C. L. et Zaitlin, B.
1985: The effect of changes in tidal range on a sublittoral macrotidal sequence, Bay of Fundy, Canada; Geomarine Letters, v. 4, p. 161-169.

Boczar-Karakiewicz, B., Drapeau, G., et Bona, J. L.
1987: Sand ridges on Sable Island Bank, Scotian Shelf; in Proceedings, Coastal Sediments '87 (New Orleans); American Society of Civil Engineers, New York, v. 2, p. 2157-2169.

Boyd, R., Scott, D. B., et Douma, M.
1988: Glacial tunnel valleys and Quaternary history of the outer Scotian Shelf; Nature, v. 333, p. 61-64.

Carter, R. W. G., Forbes, D. L., Jennings, S. C., Orford, J. D., Shaw, J., et Taylor, R. B.
1989: Barrier and lagoon coast evolution under differing relative sea-level regimes: examples from Ireland and Nova Scotia; Marine Geology, v. 88, p. 221-242.

Forbes, D. L. et Boyd, R.
1987: Gravel ripples on the inner Scotian Shelf; Journal of Sedimentary Petrology, v. 57, p. 46-54.
1989: Submersible observations of surficial sediments and seafloor morphology on the inner Scotian Shelf; in Submersible Observations Off the East Coast of Canada, (ed.) D. J. W. Piper; Geological Survey of Canada, Paper 88-20, p. 71-81.

Forbes, D. L., Boyd, R., Shaw, J., Johnston, L., Heffler, D. E., et McLaren, S.
1988: CSS *Dawson* operations on inner Scotian Shelf and Sable Island Bank (Cruise Report 87042); Geological Survey of Canada, Open File 2063, 51 p.

Forbes, D. L. et Taylor, R. B.
1987: Coarse-grained beach sedimentation under paraglacial conditions, Canadian Atlantic coast; in Glaciated Coasts, (ed.) D. M. FitzGerald and P. S. Rosen; Academic Press, San Diego, p. 51-86.

Forbes, D. L., Taylor, R. B., et Frobel, D.
1982: Barrier overwash and washover sedimentation, Aspy Bay, Cape Breton Island; Maritime Sediments, v. 18, p. 43.

Forbes, D. L., Taylor, R. B., Orford, J. D., Carter, R. W. G., and Shaw, J.
sous presse: Gravel-barrier migration and overstepping; Marine Geology, v. 97.

Hall, R. K.
1985: Inner shelf acoustic facies and surficial sediment distribution of the Eastern Shore, Nova Scotia; Technical Report 8, Centre for Marine Geology, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, 197 p.

Honig, C.
1988: Estuarine sedimentation on a glaciated coast: Lawrencetown Lake, Eastern Shore, Nova Scotia; Technical Report 9, Centre for Marine Geology, Dalhousie University, Halifax, 132 p.

Hoogendoorn, E. L. and Dalrymple, R. W.
1986: Morphology, lateral migration and internal structures of shoreface-connected ridges, Sable Island Bank, Nova Scotia, Canada; Geology, v. 14, p. 400-403.

Miller, R. L. and Fader, G. B. J.
1990: Cruise report 89-009, phase C. Sand wave field, Scots Bay, FRV *Navicula*; Geological Survey of Canada, Open File 2298, 23 p.

Scott, D. B.
1980: Morphological changes in an estuary: historical and stratigraphic comparison; in The Coastline of Canada, (ed.) S. B. McCann; Geological Survey of Canada, Paper 80-1, p. 199-205.

Taylor, R. B.
1988a: Beach mobility and nearshore characteristics; in Terrain Management Activities on Sable Island, 1982 to 1985, (ed.) R. B. Taylor; Geological Survey of Canada, Open File 1973, p. 96-125.
1988b: Morphological changes at the dune restoration sites; in Terrain Management Activities, Sable Island, (ed.) R. B. Taylor; Geological Survey of Canada, Open File 1973, p. 33-95.

Taylor, R. B., Wittmann, S. L., Milne, M. J., and Kober, S. M.
1985: Beach morphology and coastal changes at selected sites, mainland Nova Scotia; Geological Survey of Canada, Paper 85-12, 95 p.

□

Energy, Mines and Resources Canada
Énergie, Mines et Ressources Canada

SABLE ISLAND (Outer Scotian Shelf)
ÎLE DE SABLE (plate-forme Néo-Écossaise externe)

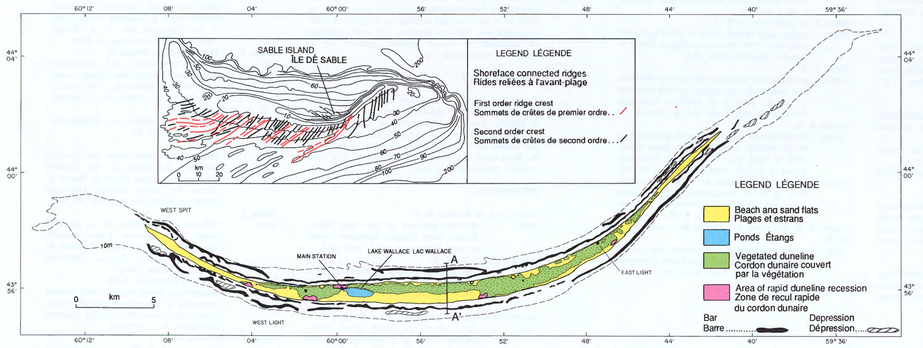


FIGURE 1. Sable Island showing the extent of vegetated duneline, areas of rapid duneline recession, and nearshore bars; inset shows the bathymetry and position of the shoreface connected ridges surrounding Sable Island, first-order ridge crests and second-order ridge crests (from Hoogendoorn and Dalrymple, 1986).

FIGURE 1. Étendue du cordon dunaire couvert par la végétation, les zones de recul rapide du cordon dunaire et les barres littorales sur l'île de Sable; le carrton montre la bathymétrie et l'emplacement des crêtes reliées à l'avant-plage entourant l'île de Sable, les sommets de crêtes de premier ordre et les sommets de crêtes de second ordre (d'après Hoogendoorn et Dalrymple, 1986).



FIGURE 2. During storms, waves overwash the beaches, flood the valleys and transport sediment inland. Sand fences, in foreground, are used to trap sediment.

FIGURE 2. Pendant les tempêtes, les vagues débordent les plages, inondent les vallées et transportent des sédiments vers l'intérieur des terres. Les clôtures, au premier plan, sont utilisées pour retenir le sédiment.

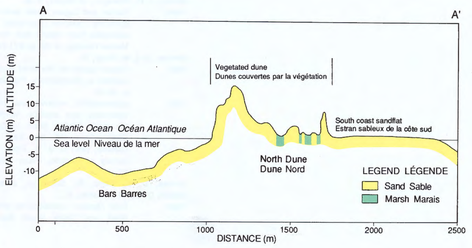


FIGURE 3. Cross-sectional view of central Sable Island (location indicated in Figure 1)

FIGURE 3. Vue transversale de la partie centrale de l'île de Sable (l'emplacement est indiqué sur la figure 1)



FIGURE 4. One mechanism of sediment recycling on Sable Island is dune-face slumping which is triggered during wet weather

FIGURE 4. Sur l'île de Sable, les décrochements qui surviennent lors de périodes de pluie sur la face externe des dunes sont un mécanisme de recyclage des sédiments

ASPY BAY(Cape Breton Island)
BAIE D'ASPY(Île du Cap-Breton)

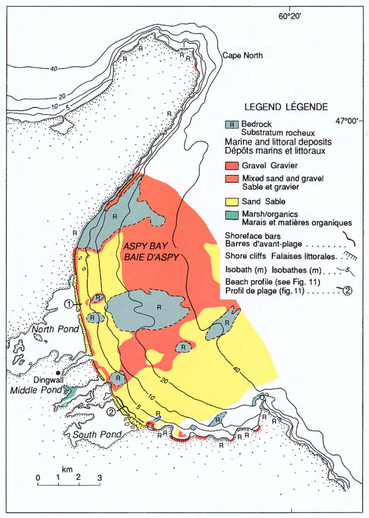


FIGURE 10. Shoreface bathymetry, sediment distribution, shore features, and the location of shore profiles (shown on Fig. 11), Aspy Bay

FIGURE 10. Bathymétrie de l'avant plage, répartition des sédiments, formes littorales, ainsi que l'emplacement des profils littoraux (fig. 11), baie d'Aspy

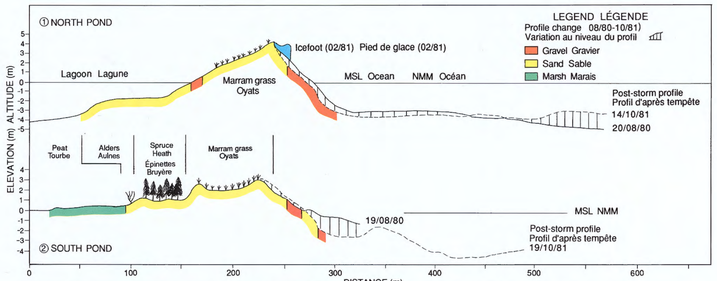


FIGURE 11. Contrast between the barrier beaches fronting (1) North Pond and (2) South Pond; beach change, monitored between August 1980 (08/80) and October 1981 (10/81), was greatest across the lower intertidal and subtidal zones. Dates (day/month/year) are represented numerically.

FIGURE 11. Contrastes entre les cordons littoraux bordant (1) North Pond et (2) South Pond; les variations au niveau de la plage, enregistrées entre août 1980 (08/80) et octobre 1981 (10/81), étaient plus importantes dans la zone intertidale inférieure et la zone infratidale. Les dates (jour/mois/année) sont représentées numériquement.

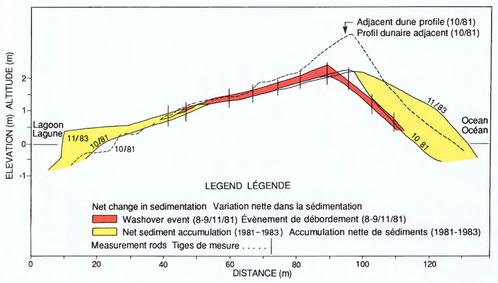


FIGURE 12. Sediment transport across the North Pond barrier to the lagoon by wave washover processes; sequential surveys of one washover channel show the sediment transported (1) during one event in November 1981 (11/81) and (2) over two years 1981-1983. Dates are represented numerically.

FIGURE 12. Transport sédimentaire sur la barrière de North Pond ; transport de sédiments vers la lagune par le biais de vagues de débordements; des levés séquentiels d'un chenal de débordement montrent les sédiments transportés (1) pendant une tempête en novembre 1981 (11/81) et (2) sur une période de deux ans, de 1981 à 1983. Les dates sont représentées numériquement.

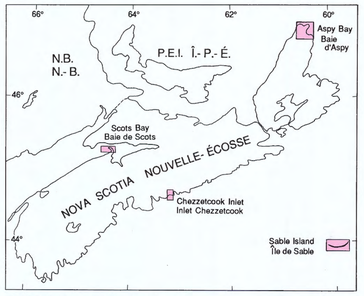


FIGURE 16. Index map of the case study sites

FIGURE 16. Carte de l'emplacement des études de cas

SCOTIAN SHELF SURFICIAL GEOLOGY AND PHYSICAL PROPERTIES 9 COASTAL GEOLOGY CASE STUDIES

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE GÉOLOGIE DES FORMATIONS EN SURFACE ET PROPRIÉTÉS PHYSIQUES 9 GÉOLOGIE CÔTIÈRE ÉTUDES DE CAS

CHEZZETCOOK INLET (Eastern Shore of Nova Scotia)
INLET CHEZZETCOOK (côte est de la Nouvelle-Écosse)

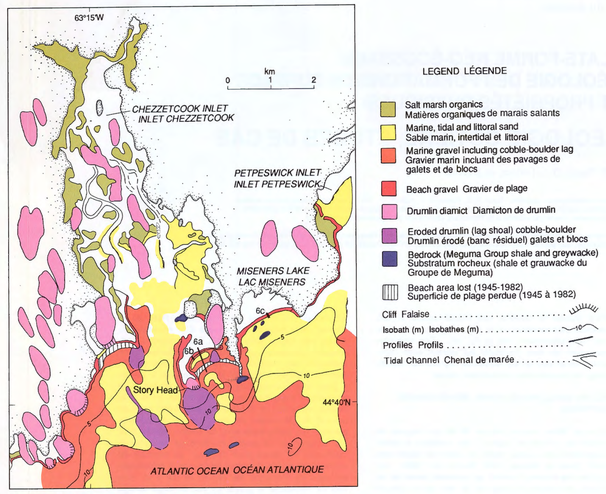


FIGURE 5. Generalized surficial geology of Chezzetcook Inlet and vicinity

FIGURE 5. Géologie généralisée des formations en surface de l'inlet Chezzetcook et des environs

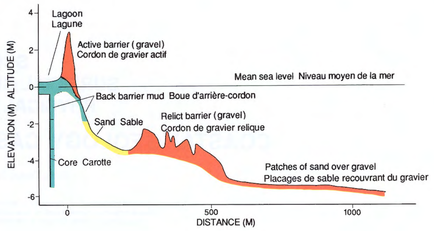


FIGURE 6a. Schematic cross-section of shoreface and barrier at Story Head Beach (see Fig. 5 for location)

FIGURE 6a. Coupe transversale schématique de la zone d'avant-plage et du cordon littoral, plage de Story Head (voir l'emplacement à la fig.5)

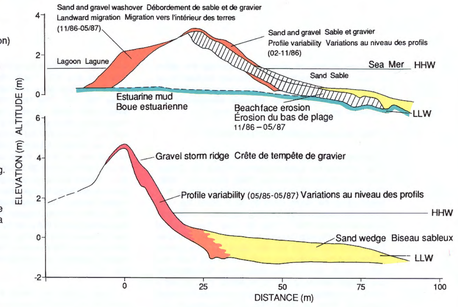


FIGURE 6b. Surveyed profiles across Story Head Beach (see Fig. 5 for location)

FIGURE 6b. Profils levés perpendiculairement à la plage de Story Head (voir l'emplacement à la fig. 5)

FIGURE 6c. Surveyed profiles across beach in front of Miseners Lake (see Fig. 5 for location)

FIGURE 6c. Profils levés perpendiculairement à la plage située devant le lac de Miseners (voir l'emplacement à la fig. 5)



FIGURE 7. Oblique aerial view of Story Head (from the southwest) showing erosional cliff at drumlin headland, trailing gravel spit (west) and deeply-embayed sand-gravel barrier (east)

FIGURE 7. Vue aérienne oblique de Story Head (perspective nord-est) montrant une falaise formée par érosion au promontoire d'un drumlin, une flèche de gravier en queue de comète (ouest) et un cordon de sable et de gravier très découpé (est)



FIGURE 8. Crest of Story Head Beach, looking west (February 1986; near profile line in Fig. 6b)

FIGURE 8. Crête de la plage de Story Head, perspective ouest (février 1986; à proximité du profil de la fig. 6b)



FIGURE 9. Intertidal sand and beachface gravel at barrier in front of Miseners Lake, looking east (September 1986; near profile line shown in fig. 6c); note cross-shore segregation of sand and gravel and associated difference in beachface slope.

FIGURE 9. Sable intertidal et gravier de bas de plage sur le cordon littoral situé devant le lac Miseners, perspective est (septembre 1986; à proximité du profil de la fig. 6c); à remarquer la ségrégation du sable et du gravier sur la plage et les différences associées dans la pente du bas de plage.

SCOTS BAY (Bay of Fundy)
BAIE DE SCOTS (Baie de Fundy)

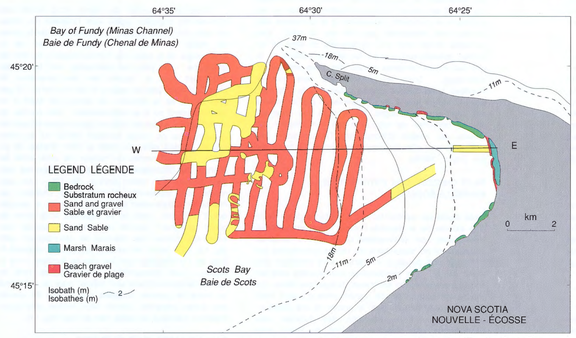


FIGURE 13. Distribution of shoreface-onshore sediment, bathymetry and location of stratigraphic section (Fig. 15), Scots Bay

FIGURE 13. Répartition des sédiments d'avant-plage et côtiers, bathymétrie et position de la coupe stratigraphique (fig. 15), baie de Scots



FIGURE 14. Aerial view of the upper beach and marsh, head of Scots Bay; the lobe of coarse sediment extending offshore is the result of accumulation around man-made structures.

FIGURE 14. Vue aérienne du haut de plage et du marais, fond de la baie de Scots; le lobe de sédiments grossiers se prolongeant au large est le résultat de l'accumulation de matériaux autour de structures anthropiques.

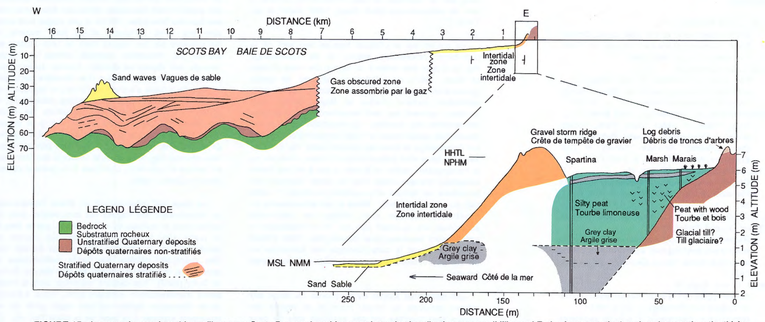


FIGURE 15. A composite stratigraphic profile across Scots Bay produced from marine seismic reflection surveys (Miller and Fader, in preparation) and onshore coring; the thick sequence of Quaternary sediment at the mouth of the Bay is capped by large-scale bedforms which are reworked by strong tidal currents.

FIGURE 15. Profil stratigraphique composite à travers la baie de Scots réalisé à partir de données provenant de levés de sismique-réflexion marins (Miller et Fader, en prép.) et de carottages effectués sur la côte; l'épaisse séquence de sédiments quaternaires à l'entrée de la baie est recouverte de figures sédimentaires de fond à grande échelle dont les éléments sont remaniés par de forts courants de marée.

Canada

Geological Survey of Canada
Commission géologique du Canada

Geological Survey of Canada

Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF SURFICIAL GEOLOGY AND PHYSICAL PROPERTIES 10

POTENTIAL SAND TRANSPORT

J. T. Judge and C. L. Amos

Recommended citation: Judge, J. T. and Amos, C.L., 1991: Surficial geology and physical properties 10: potential sand transport; in East Coast Basin Atlas Series: Scotian Shelf; Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p. 129.

Additional copies of this map may be obtained from the Geological Survey of Canada, Atlantic Geoscience Centre, P. O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2 Canada (Ph: 902-426-2773; FAX: 902-426-4266).

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE GÉOLOGIE DES FORMATIONS EN SURFACE ET PROPRIÉTÉS PHYSIQUES 10

TRANSPORT POTENTIEL DE SABLE

J. T. Judge et C. L. Amos

Notation bibliographique conseillée: Judge, J. T. et Amos, C. L., 1991: Géologie des formations en surface et propriétés physiques 10: transport potentiel sableux; dans Série des atlas des bassins de la côte Est: plate-forme Néo-Écossaise; Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada, p. 129.

Des copies supplémentaires de la carte peuvent être obtenues auprès de la Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de l'Atlantique, case postale 1006, Dartmouth (Nouvelle-Écosse) B2Y 4A2 Canada tél (902) 426-2773, facsimilé (902) 426-4266.

The attached maps illustrate a series of predictions of potential sand transport magnitude and direction for the Scotian Shelf during the peak of a severe winter storm, the time of maximum seabed disturbance. The maps show the effects of waves, tidal currents and wind-driven currents on the evolution of the sediments of the Scotian Shelf. The Scotian Shelf seabed is most strongly influenced by storm waves and storm-drive currents. The degree of this influence (i.e. the relative seabed stability) is important to surficial geological assessment, benthic stock management and offshore development.

STORM DESCRIPTION

The storm selected for this study produced the largest observed significant wave height at the Scotian Shelf site over the last 10 years. Peak winds of this storm had a return interval of four years on eastern Sable Island Bank and so the storm was defined as the one-in-four-year storm event. It was an intense low pressure cyclonic disturbance which passed over the Maritimes on 7-8 December, 1983. The centre of the system tracked northeastward over New Brunswick at an average speed of 58 km/hr, and then turned northward to pass over eastern Quebec, Labrador, and southern Baffin Island (Fig. 1). The peak of the storm on the Scotian Shelf occurred at 0000Z, 8 December, 1983. At its peak, the storm was centred over the Gulf of St. Lawrence and extended over the entire Scotian Shelf and western Grand Banks. The central pressure at this time was 964 kPa (Fig. 2); the resulting winds blew over the Scotian Shelf to the east-northeast at a mean speed of 95 km/hr.

METHODS AND RESULTS

The Storm

This storm was selected on the basis of an examination of Canadian Forces METOC Centre wave data charts of the North Atlantic (Fig. 3) and, in particular, an examination of wave conditions in the C4 region of Neu (1982; western Scotian Shelf). The return interval of the storm was equated with the return interval of the storm-generated peak significant wave height (H_s) over the Venture site, Sable Island Bank. The wave height percentage exceedance plots were prepared by Sable Gas Systems Limited (unpublished data, 1986). The geostrophic wind pattern for the peak wave condition was derived from "surface analysis of atmospheric conditions" maps produced by Atlantic Weather Centre, Atmospheric Environment Service (Fig. 2). Geostrophic wind magnitude was digitized using a Geostrophic Wind Scale. The amplitude of the peak significant wave height, wind speed, and peak current for the one-in-four-year storm (at the Venture discovery site) were 6.5 m, 35 knots, and 0.44 m/s, respectively (Fig. 4).

Currents

Depth-averaged tidal currents for the Scotian Shelf were derived from observations presented by Canadian Hydrographic Service (1981), Tee et al. (1987), Gregory (1988), and Gregory and Smith (1988). Wind-driven current speed and direction across the Scotian Shelf is complex due to topographic effects and density-driven flows (Petrie, 1983; Wright et al., 1986). It is presently not possible to quantify these effects. As a result, surface wind-driven currents for the storm peak were estimated as three percent of the geostrophic wind velocity. The storm-driven and tidal currents were extrapolated to one metre above the seafloor and were vectorially summed.

Waves

Wave conditions for the storm peak were digitized from the Canadian Forces METOC Centre wave data chart for 0000Z, 8 December, 1983 when the maximum wave height on the Scotian Shelf occurred (Fig. 3). Significant wave height (H_s) and direction were digitized at one degree intervals of latitude and longitude. The maximum significant wave height, of 10 m, was located southeast of Nova Scotia. H_s decreased northeastward along the Scotian Shelf and into the Gulf of Maine. Wave propagation direction was oriented to the east and northeast. The peak spectral wave periods (T_p) were derived from $T_p = 4.16H_s^{0.5}$ (SI units) after Sable Gas Systems Limited (unpublished data, 1986).

Sand Transport

The potential sand transport rate and direction were determined for the time of the observed peak significant wave height over the central Scotian Shelf. The near-bed, storm-generated wave and steady current conditions, and resulting bed shear stresses were determined using the Atlantic Geoscience Centre sediment transport model (Amos, 1988; Martec Limited, 1989a) which used the method of Grand and Madsen (1979). Details of the method are given in Judge (1989). The model was run using a grid size of 0.1°. Wave and current data were re-gridded to this size following methods of Verhoef (personal communication, 1989). Bathymetry was derived from digital files supplied by the Geological Survey of Canada. Peak bed stresses were transformed to peak sand transport rates using the algorithm of Engelund and Hansen (1967). Resulting potential sand transport rates were derived for a mean sediment grain diameter of 0.35 mm and are shown for the duration of the storm (Fig. 5). The peak sand transport rate for this storm is expressed in terms of the probability of non-exceedence for the Venture site (Fig. 6) and has a value of 2.0×10^{-2} kg/m/s. The largest colour map (Fig. 7) shows the spatial variation in potential sand transport rates and directions at 0000Z, 8 December, 1983. Sediment transport rates for mean grain diameters other than 0.35 mm can be estimated by reference to Figure 8. This figure shows that non-cohesive sediments finer than 0.01 m in diameter (pebbles) were potentially in transport during the peak of this storm event in depths less than 30 m.

The sediment transport during the storm (Fig. 5) is modulated by fluctuations in tidal currents as well as storm intensity. Four examples are therefore shown with the main colour plot: the first (Fig. 9) illustrates potential sand transport due to mean peak-ebb tides only (no storm); Figures 10, 11, and 12 show potential sand transport during the storm under conditions of mean peak-ebb, slack and peak-flood tidal currents, respectively. These plots show that sand transport is restricted to the outer banks of the Scotian Shelf, to Lurcher Shoal and to isolated places near the Maritime shoreline. The range in magnitude of sand transport is expressed by colour contours from $>1 \times 10^{-6}$ (green) to $<5 \times 10^{-1}$ kg/m/s (red). Regions of negligible sediment transport are coloured blue. The magnitude and direction of sediment transport is given by the length and orientation of the superimposed arrows.

Sand transport on the Scotian Shelf is strongly depth-dependent. It is greatest on the shoals of Georges Bank, German Bank, and Northern Spur (Sable Island Bank) and decreases to zero at approximately the 200 m isobath. Sand transport direction on the Scotian Shelf is predominantly northeastward. Sediment convergence and build-up is predicted for southern German Bank, eastern Georges Bank, eastern LaHave Bank, and northern Sable Island Bank. Sediment divergence and depletion is predicted for Lurcher Shoal, Georges Bank, Browns Bank, Baccaro Bank, Middle Bank, and Western Bank.

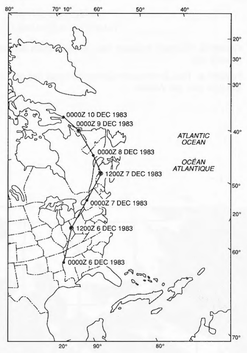


FIGURE 1. Storm track for one-in-four-year storm event

FIGURE 1. Parcours d'une des tempêtes ayant une période de récurrence de quatre ans

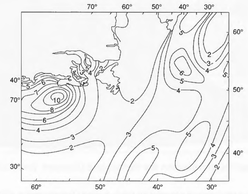


FIGURE 3. Significant wave height at the peak of the storm (0000Z, 8 December, 1983; wave height in metres)

FIGURE 3. Hauteur des vagues significatives au moment du maximum de la tempête (0000Z, du 8 décembre 1983; hauteur des vagues en mètres)

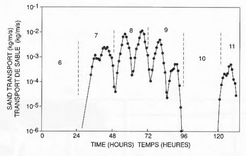


FIGURE 5. Potential sand transport rates (0.35 mm mean sediment grain diameter) for the one-in-four-year storm (6-11 December, 1983), Venture site

FIGURE 5. Taux de transport potentiel du sable (fois diamètre moyen des grains de 0,35 mm) associé à l'une des tempêtes ayant une période de récurrence de quatre ans (6 au 11 décembre 1983), site Venture

REFERENCES

Amos, C. L.
1988: The Atlantic Geoscience Centre sediment transport numeric models; Geological Survey of Canada, Open File 1705, 370 p.

Canadian Hydrographic Service
1981: Atlas of tidal currents, Bay of Fundy and Gulf of Maine; Publications Department of Fisheries and Oceans, Ottawa, 36 p.

Engelund, F. and Hansen, E.
1967: A monograph on sediment transport in alluvial streams; Teknisk Vorlag, Copenhagen, Denmark.

Grant, W. D. and Madsen, O. S.
1979: Combined wave and current interaction with a rough bottom; Journal Geophysical Research, v. 84, no. 4, p. 1797-1808.

Gregory, D. N.
1988: Tidal current variability on the Scotian Shelf and Slope; Canadian Technical Report of Hydrography and Ocean Sciences, v. 109, 38 p.

Gregory, D. N. and Smith, P. C.
1988: Current statistics of the Scotian Shelf and Slope; Canadian Technical Report of Hydrography and Ocean Sciences, v. 106, 197 p.

Petrie, B. D.
1983: Current response at the shelf break to transient wind forcing; Journal of Geophysical Research, v. 88, p. 9567-9578.

Tee, K. T., Smith, P. C., and Lefaivre, D.
1987: Modelling and observations of the residual current off southwest Nova Scotia; in Three-dimensional Models of Marine and Estuarine Dynamics, (ed.) J. C. J. Nihoul and B. M. Jamart; Elsevier, Amsterdam, p. 455-470.

Wright, D. B., Greenberg, D. A., Loder, J. W., and Smith, P. C.
1986: The steady-state barotropic response of the Gulf of Maine and adjacent regions to surface wind stress; Journal of Physical Oceanography, v. 16, no. 5, p. 947-966.

▷

Les cartes jointes illustrent un ensemble de prévisions de l'ordre de grandeur et de la direction du transport potentiel de sable sur la plate-forme Néo-Écossaise au moment du maximum d'une intense tempête hivernale, correspondant à l'intervalle de perturbation maximale du fond marin. Les cartes montrent les effets des vagues, des courants de marée et des courants entraînés par le vent sur l'évolution des sédiments de la plate-forme Néo-Écossaise. Le fond marin de la plate-forme Néo-Écossaise est le plus fortement influencé par les vagues de tempêtes et les courants entraînés par les tempêtes. L'ampleur de cette influence (c.-à-d. la stabilité relative du fond marin) est importante pour l'évaluation de la géologie de surface, pour la gestion des stocks benthiques et pour les travaux de mise en valeur extra-côtiers.

DESCRIPTION DE LA TEMPÊTE

La tempête retenue pour la présente étude a produit sur la plate-forme Néo-Écossaise les vagues significatives présentant la hauteur la plus élevée observée au cours des dix dernières années. Sur la partie orientale du banc de l'Ile de Sable, l'intervalle de récurrence des pointes maximales de vent observées pendant cette tempête est de quatre ans et la tempête a donc été qualifiée de tempête à période de récurrence de quatre

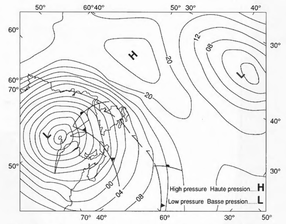


FIGURE 2. Surface analysis of atmospheric conditions at the peak of the storm (0000Z, 8 December, 1983)

FIGURE 2. Analyse en surface des conditions atmosphériques sévissant au moment du maximum de la tempête (0000Z, du 8 décembre 1983)

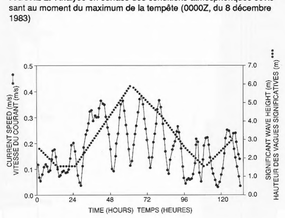


FIGURE 4. Peak significant wave height, wind speed and peak current for the one-in-four-year storm (6-11 December, 1983), Venture site

FIGURE 4. Hauteur maximale des vagues significatives, vitesse du vent et vitesse maximaledes courrnts associés à l'une des tempêtes ayant une période de récurrence de quatre ans (6 au 11 décembre 1983), site Venture

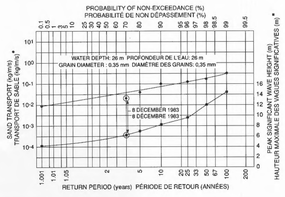


FIGURE 6. Probability of sand transport non-exceedance for the one-in-four-year storm event, Venture site

FIGURE 6. Probabilité de non dépassement des taux de transport de sable associés à l'une des tempêtes ayant une période de récurrence de quatre ans, site Venture

Courants

Les vitesses moyennes des courants de marée en fonction de la profondeur sur la plate-forme Néo-Écossaise ont été dérivés des observations présentées par le Service hydrographique du Canada (1981), par Tee et al. (1987) par Gregory (1988) et par Gregory et Smith (1988). La vitesse et la direction des courants entraînés par le vent sur la plate-forme Néo-Écossaise sont complexes en raison des effets topographiques et des écoulements entraînés par les différences de densité (Petrie, 1983; Wright et al., 1986). Il est actuellement impossible de quantifier ces effets. En conséquence, il a été estimé que la vitesse des courants de surface entraînés par le vent au maximum de la tempête s'élevait à 3% de la vitesse du vent géostrophique. Les vitesses des courants de marée et des courants entraînés par la tempête ont été déterminées par extrapolation à un mètre au-dessus du fond marin et on en a fait la somme vectorielle.

Vagues

L'état des vagues au maximum de la tempête a été numérisé d'après la carte de données sur les vagues du Centre METOC des Forces canadiennes pour le 8 décembre 1983 à 0000Z alors qu'étaient observées les vagues de hauteur maximale sur la plate-forme Néo-Écossaise (fig. 3). La hauteur (H_s) et la direction des vagues significatives ont été numérisées à des intervalles de 1° en latitude et en longitude. Une hauteur maximale des vagues significatives de 10 m a été relevée au sud-est de la Nouvelle-Écosse. La H_s diminuait en direction du nord-est le long de la plate-forme Néo-Écossaise et dans le golfe du Maine. La direction de propagation des vagues était orientée à l'est et au nord-est. Les périodes du spectre des vagues maximales (T_p) ont été dérivées au moyen de la relation $T_p = 4{,}16\ H_s^{0,5}$ (unités SI) des données de la Sable Gas Systems Limited (données inédites, 1986).

Transport du sable

Les taux et directions de transport potentiel de sable ont été déterminés pour le moment où les vagues significatives ont atteint leur hauteur maximale sur la plate-forme Néo-Écossaise centrale. Les conditions près du fond, résultant de l'action des vagues soulevées par la tempête et du courant régulier ainsi que les contraintes résultantes de cisaillement au fond ont été déterminés au moyen du modèle du transport des sédiments (Amos, 1988; Martec Limited, 1989a) du Centre géoscientifique de l'Atlantique (Comission géologique du Canada) qui fait intervenir la méthode de Grand et Madsen (1979). Un aperçu détaillé de la méthode est présenté dans l'étude de Martec Limited (1989b). Le modèle a été appliqué à un quadrillage aux mailles de 0,1°. Les données sur les vagues et les courants ont été transposées suivant ce dernier quadrillage par la méthodes de Verhoef (communication personnelle, 1989). La bathymétrie a été dérivée des fichiers numériques fournis par la Commission géologique du Canada. Les contraintes maximales sur le fond ont été transformées en taux de transport du sable maximal au moyen de l'algorithme de Engelund et Hansen (1967). Les taux de transport potentiel de sable résultants ont été dérivés pour des grains de sédiment d'un diamètre moyen de 0,35 mm et sont indiqués pour la durée de la tempête (fig. 5). Le taux de transport du sable maximal pour cette tempête est exprimé en termes de probabilité de non dépassement pour le site Venture (fig. 6) et s'établit à $2{,}0 \times 10^{-2}$ kg/m/s. La plus grande carte en couleurs (fig. 7) montre la variation spatiale des taux et des directions de transport potentiel de sable à 0000Z le 8 décembre 1983. Les taux de transport de grains de sédiments de diamètres autres que 0,35 mm peuvent être estimés en se référant à la fig. 8. Cette figure montre que des sédiments non cohésifs dont les grains étaient d'un diamètre inférieur à 0,01 m (cailloux) pouvaient être transportés au maximum de cette tempête par des profondeurs inférieures à 30 m.

Le transport des sédiments pendant la tempête (fig. 5) est modulé par des fluctuations des courants de marée ainsi que par l'intensité de la tempête. Quatre exemples sont donc montrés avec la principale carte en couleurs: le premier (fig. 9) illustre le transport potentiel du sable attribuable exclusivement aux courants de marée associés au maximum de jusant (sans tempête); les fig. 10, 11 et 12 montrent le transport potentiel du sable pendant la tempête dans les conditions de courants de marée moyens au maximum de jusant, à l'étale et au maximum de flot. Ces figures montrent que le transport du sable se limite aux bancs externes de la plate-forme Néo-Écossaise, au haut-fond Lurcher et à des endroits isolés près de la côte des Provinces maritimes. L'ordre de grandeur du transport du sable est exprimé au moyen de courbes colorées allant de $>1 \times 10^{-6}$ (vert) à $< 5 \times 10^{-1}$ kg/m/s (rouge). Les régions où le transport de sédiments est négligeable sont de couleur bleue. L'ordre de grandeur et la direction du transport de sédiments sont figurés par la longueur et l'orientation des flèches surimposées.

▷

RÉFÉRENCES

Amos, C. L.
1988: The Atlantic Geoscience Centre sediment transport numeric models; Geological Survey of Canada, Open File 1705, 370 p.

Engelund, F. et Hansen, E.
1967: A monograph on sediment transport in alluvial streams; Teknisk Vorlag, Copenhagen, Denmark.

Grant, W. D. et Madsen, O. S.
1979: Combined wave and current interaction with a rough bottom; Journal Geophysical Research, v. 84, no. 4, p. 1797-1808.

Gregory, D. N.
1988: Tidal current variability on the Scotian Shelf and Slope; Canadian Technical Report of Hydrography and Ocean Sciences, v. 109, 38 p.

Gregory, D. N. et Smith, P. C.
1988: Current statistics of the Scotian Shelf and Slope; Canadian Technical Report of Hydrography and Ocean Sciences, v. 106, 197 p.

Judge, J. T.
1989: Estimation of storm induced sediment transport rates from the Scotian Shelf; report submitted by Martec Limited to Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, Dartmouth, Nova Scotia, 35 p. and appendices.

Martec Limited
1989: Upgrade of the AGC sediment transport model 'SEDTRAN'; report submitted to Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, Dartmouth, Nova Scotia, 5 p. and appendices.

Neu, H. J. A.
1982: 11-year deep water wave climate of Canadian Atlantic waters; Canadian Technical Report of Hydrography and Ocean Sciences, v. 13, 41 p.

Petrie, B. D.
1983: Current response at the shelf break to transient wind forcing; Journal of Geophysical Research, v. 88, p. 9567-9578.

Service hydrographique du Canada
1981: Atlas of tidal currents, Bay of Fundy and Gulf of Maine; Publications Department of Fisheries and Oceans, Ottawa, 36 p.

Tee, K. T., Smith, P. C., et Lefaivre, D.
1987: Modelling and observations of the residual current off southwest Nova Scotia; in Three-dimensional Models of Marine and Estuarine Dynamics, (ed.) J. C. J. Nihoul and B. M. Jamart; Elsevier, Amsterdam, p. 455-470.

Wright, D. B., Greenberg, D. A., Loder, J. W., et Smith, P. C.
1986: The steady-state barotropic response of the Gulf of Maine and adjacent regions to surface wind stress; Journal of Physical Oceanography, v. 16, no. 5, p. 947-966.

□

Energy, Mines and Resources Canada | Énergie, Mines et Ressources Canada

Geological Survey of Canada | Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF SURFICIAL GEOLOGY AND PHYSICAL PROPERTIES 10 POTENTIAL SAND TRANSPORT

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE GÉOLOGIE DES FORMATIONS EN SURFACE ET PROPRIÉTÉS PHYSIQUES 10 TRANSPORT POTENTIEL DE SABLE

Bathymetric contours in metres
Lambert Conformal Projection (standard parallels 45° N and 66° N)
Courbes bathymétriques en mètres
Projection conforme de Lambert (parallèles standard 45° N et 66° N)

Scale 1: 2 000 000 Échelle 1/2 000 000

Kilometres Kilomètres
50 0 50 100 150

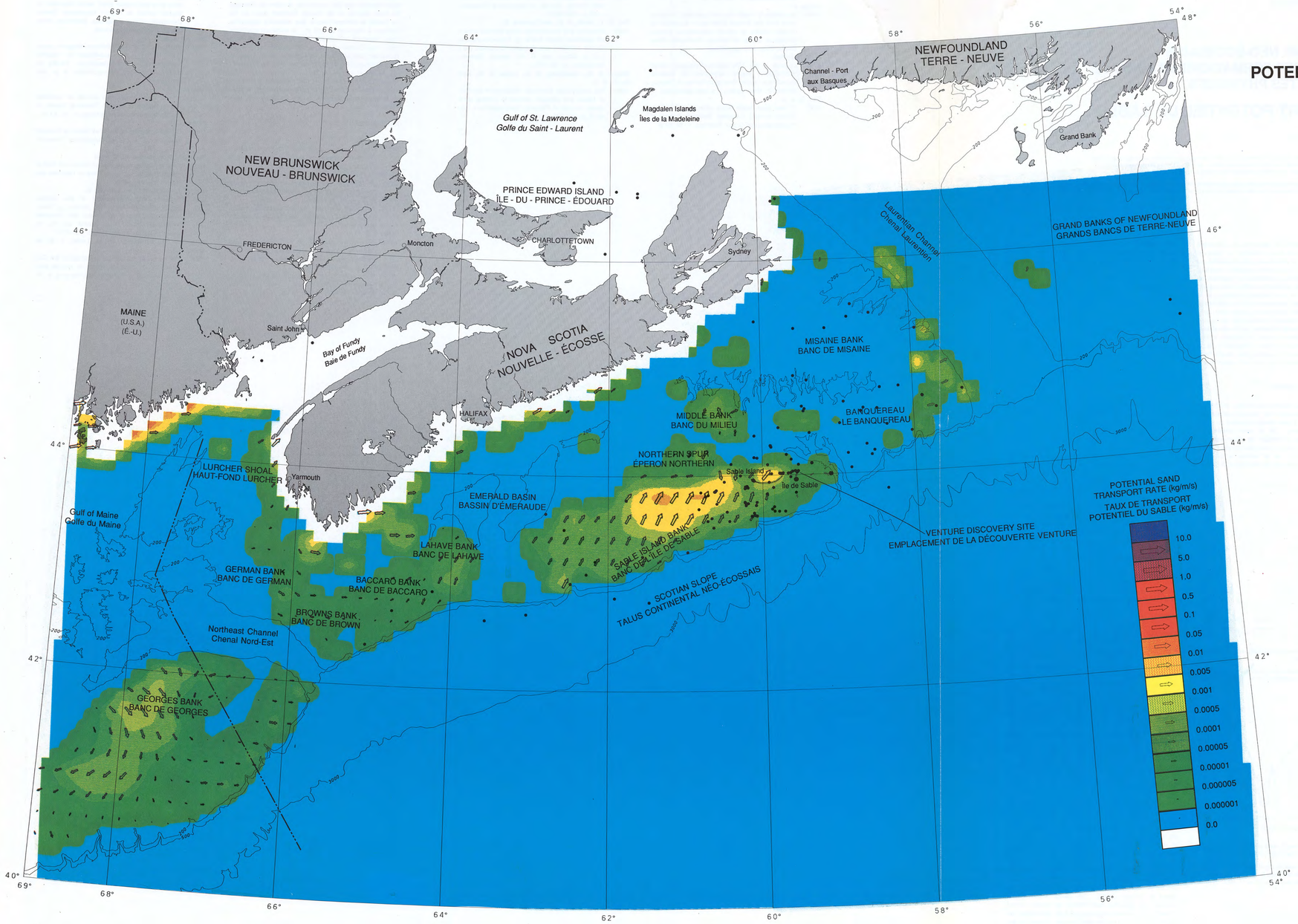


FIGURE 7. Potential sand transport rates and directions during the peak of the 1 in 4 year storm

FIGURE 7. Taux et directions de transport potentiel de sable au cours du maximum de la tempête ayant une période de récurrence de quatre ans

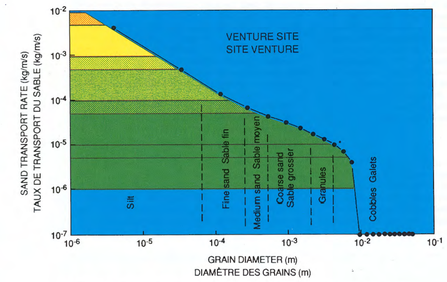


FIGURE 8. Sediment transport rates for mean grain diameters other than 0.35 mm, Venture site

FIGURE 8. Taux de transport sédimentaire pour des grains de diamètre moyen autre que 0,35 mm, site Venture

FIGURE 9. Potential sand transport rate (kg/m/s) on 8 December, 1983 0000Z for mean peak-ebb flow (tides only, no storm)

FIGURE 9. Taux de transport potentiel du sable (kg/m/s) le 8 décembre 1983 0000Z, pour le courant moyen associé au maximum de jusant (marées seulement/pas de tempête)

FIGURE 10. Potential sand transport rate (kg/m/s) for 8 December, 1983 0000Z, with mean peak-ebb tidal currents

FIGURE 10. Taux de transport potentiel du sable (kg/m/s) le 8 décembre 1983 0000Z et courants de marée moyens associés au maximum de jusant

FIGURE 11. Potential sand transport rate (kg/m/s) for 8 December, 1983 0000Z, with mean slack tidal currents

FIGURE 11. Taux de transport potentiel du sable (kg/m/s) le 8 décembre 1983 0000Z et courants de marée moyens à l'étale

FIGURE 12. Potential sand transport rate (kg/m/s) for 8 December, 1983 0000Z, with mean peak-flood tidal currents

FIGURE 12. Taux de transport potentiel du sable (kg/m/s) le 8 décembre 1983 0000Z et courants de marée moyens associés au maximum de flot

Canada

Geological Survey of Canada
Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF SURFICIAL GEOLOGY AND PHYSICAL PROPERTIES 11

INDEX AND ZONATION MAP

K. Moran and J. Zevenhuizen

Recommended citation: Moran, K. and Zevenhuizen, J., 1991: Surficial geology and physical properties 7: index and zonation map; in East Coast Basin Atlas Series: Scotian Shelf; Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p. 131.

Additional copies of this map may be obtained from the Geological Survey of Canada, Atlantic Geoscience Centre, P. O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2 Canada (Ph: 902-426-2773; FAX: 902-426-4266).

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE GÉOLOGIE DES FORMATIONS EN SURFACE ET PROPRIÉTÉS PHYSIQUES 11

CARTE INDICE ET ZONALE

K. Moran et J. Zevenhuizen

Notation bibliographique conseillée: Moran, K. et Zevenhuizen, J., 1991: Géologie des formations en surface et propriétés physiques 11: carte indice et zonale; dans Série des atlas des bassins de la côte Est: plate-forme Néo-Écossaise; Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada, p. 131.

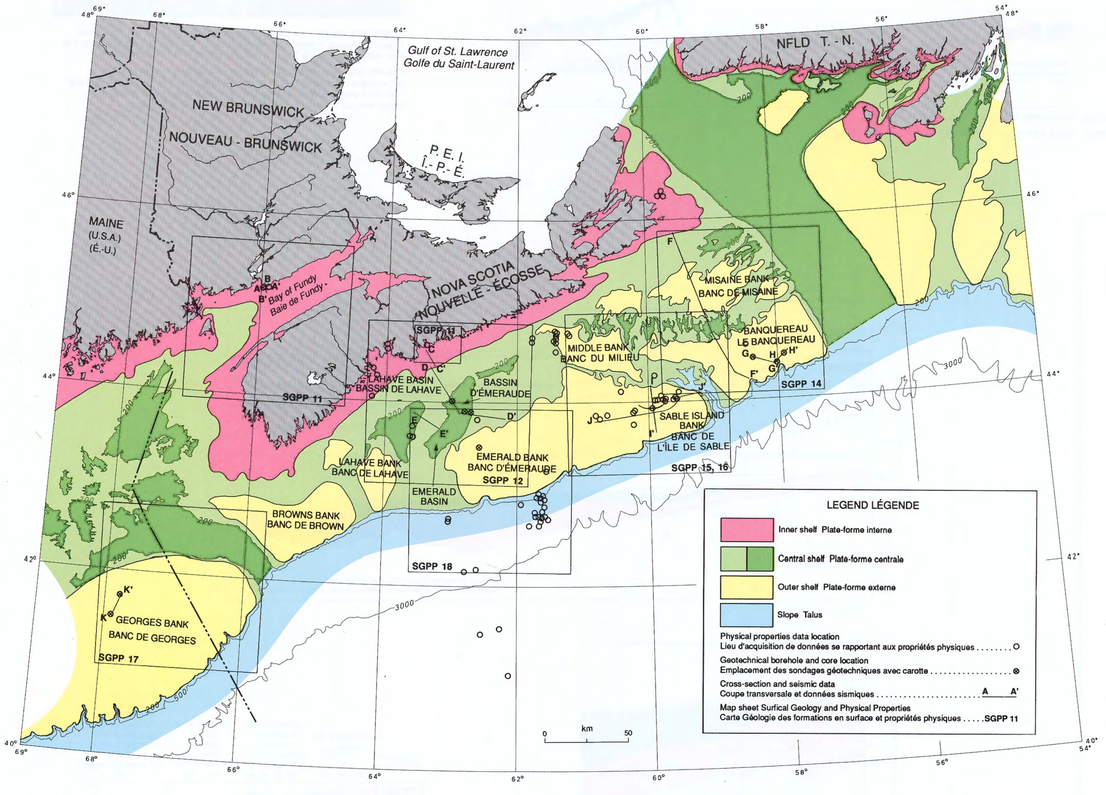
Des copies supplémentaires de la carte peuvent être obtenues auprès de la Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de l'Atlantique, case postale 1006, Dartmouth (Nouvelle-Écosse) B2Y 4A2 Canada tél (902) 426-2773, facsimilé (902) 426-4266.

The physical properties of surficial sediment on the Scotian Shelf are described here within four major zones: (1) the inner shelf (light mauve); (2) the central shelf (light and dark green); (3) the outer shelf (yellow), and; (4) the slope (dark mauve). Within each zone, an area of representative physical property data is presented. To illustrate the variability among coastal sites two contrasting inner shelf examples are presented, namely the Cape Spencer area in the Bay of Fundy and the Eastern Shore of Nova Scotia (this map sheet). The central shelf zone is predominantly characterized by sediment infilled basins. Map sheet Surficial Geology and Physical Properties 12 (SGPP 12) describes the most concentrated data set collected for physical properties within this zone, at Emerald Basin. The second central shelf map sheet (SGPP 13) presents a comparison among the Emerald, LaHave and Stellwagen basins. The outer shelf zone comprises a series of shallow banks, of which three are presented: Banquereau (map sheet SGPP 14), Sable Island Bank (map sheets SGPP 15 and 16) and Georges Bank (map sheet SGPP 17). Most of the data in the outer zone were compiled from industry data courtesy of Mobil Oil Canada Limited, Petro Canada Limited, Shell Oil Canada Limited, Husky Oil and Texaco Canada. In addition, a comparison map sheet is presented for all of the banks (map sheet SGPP 17). One map sheet (SGPP 18) is presented for the slope zone, the Verrill Canyon area.

□

Les propriétés physiques des sédiments superficiels de la plate-forme Néo-Écossaise sont décrites en fonction de quatre zones principales: 1) la plate-forme continentale interne (mauve); 2) la plate-forme continentale centrale (vert pâle et foncé); 3) la plate-forme continentale externe (jaune); et 4) le talus (bleu). Dans chacune de ces zones, est montré un secteur où les données des propriétés physiques sont représentatives. Pour illustrer la variabilité entre les sites côtiers, deux exemples contrastés de la plate-forme continentale interne sont présentés, soit le secteur du Cap Spencer dans la baie de Fundy et la côte est de la Nouvelle-Écosse (la présente carte). La zone de la plate-forme centrale est principalement caractérisée par des bassins remplis de sédiments. La carte Géologie des formations en surface et propriétés physiques 12 (GFSPP 12), figure l'ensemble de données sur les propriétés physiques les plus concentrées recueillies au sein de cette zone, au bassin d'Émeraude. La deuxième carte de la plate-forme continentale centrale (GFSPP 13) présente une comparaison des bassins d'Émeraude, de LaHave et de Stellwagen. La zone de plate-forme continentale externe comprend une série de bancs peu profonds dont trois sont présentés: Le Banquereau (carte GFSPP 14), le banc de l'Île de Sable (cartes GFSPP 15 et 16) et le banc de Georges (carte GFSPP 17). La plupart des données sur la zone externe ont été compilées à partir de données recueillies et fournies par les sociétés Mobil Oil Canada Limited, Petro Canada Limited, Shell Canada Limitée, Husky Oil et Texaco Canada. De plus, une carte de comparaison de tous les bancs est présentée (carte GFSPP 17). Une carte (GFSPP 18) a été dressée pour la zone de talus du canyon Verrill.

□



INNER SHELF: BAY OF FUNDY AND EASTERN SHORE

K. Moran, J. Zevenhuizen, and C. L. Amos (Bay of Fundy)

D. L. Forbes, K. Moran, J. Zevenhuizen, and J. Shaw (Eastern Shore)

Recommended citation: Moran, K., Zevenhuizen, J., and Amos, C. L., 1991: Surficial geology and physical properties 11: Bay of Fundy; in East Coast Basin Atlas Series: Scotian Shelf; Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p. 131.

Recommended citation: Forbes, D.L., Moran, K., Zevenhuizen, J. and Shaw, J., 1991: Surficial geology and physical properties 11: Eastern Shore; in East Coast Basin Atlas Series: Scotian Shelf; Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p. 131.

Additional copies of this map may be obtained from the Geological Survey of Canada, Atlantic Geoscience Centre, P. O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2 Canada (Ph: 902-426-2773; FAX: 902-426-4266).

BAY OF FUNDY

The inner shelf zone, Bay of Fundy, was sampled by three boreholes (Fig. 1) drilled for Chevron Canada Resources Limited as part of a well site survey for the Cape Spencer O-79 well (McElhanney Services Limited, 1983). The stratigraphy can be subdivided into three distinct units (Figs. 2a, 2b and 3). The upper unit (yellow) is a tidal-derived, coarse grained, deposit with a thickness of 10-20 cm. This upper unit was sampled in Boreholes 2 and 3 and has compositional ranges of 10-20% gravel, 50-70% sand, and 10-30% silt and clay (mud). Below this deposit, there is a unit of laminated sand and silt (dark blue) of probable estuarine origin. This unit is very soft to soft, as seen in the shear strength profiles of Boreholes 1 and 2, and shows a decrease in water content and a consistent grain size distribution with depth (Figs. 4 and 5). The lowermost surficial unit (orange) is a diamicton which was probably deposited as a basal till. This unit has a high shear strength (see Boreholes 1 and 2). These three units overlie mudstone in Boreholes 1 and 2 and basalt in Borehole 3 (Fig. 6). The lateral thickness of the lower two units is variable as represented in the high resolution seismic reflection profiles and interpreted cross-sections of Lines 1 and 2 (Figs. 2a, 2b and 3).

EASTERN SHORE

The inner shelf, where it extends ~25-30 km south of the present coastline of the Eastern Shore of Nova Scotia, has an irregular surface developed on a wide variety of seabed types. Some of the recent investigations of surficial sediments in this area include Hall (1985), Judge et al. (1987), Forbes and Boyd (1987, 1989), Forbes et al. (1988a, b) and Forbes and Drapeau (1989); also see Figure 2, map sheet Surficial Geology and Physical Properties 9 (this volume). Piper et al. (1986) presented a detailed review of inner shelf geology in an area to the west, off the South Shore of Nova Scotia.

The surficial sediments discussed here were collectively assigned to the Sable Island Sand and Gravel by King (1970). Boyd et al. (1988) subdivided the inner shelf in this same area into three distinct across-shelf zones (Figs. 7, 8 and 9):

(1) an inner *relict-estuarine zone*, extending to present water depths of ~50 m, in which patchy occurrences of Holocene estuarine deposits, overlying glacial and proglacial sediments and Meguma Group bedrock, are covered by a thin and locally discontinuous veneer of transgressive shoreface sand and gravel;
(2) a *truncation zone*, where much of the present seafloor is an erosional unconformity cut in glacial and proglacial sediments of late Wisconsinan age; and
(3) a broad *outcrop zone* in water depths of 70-100 m, extending to the outer edge of the inner shelf.

Seaward of the last zone, fine grained glaciomarine and marine sediments, namely the Emerald Silt and LaHave Clay of King (1970) and King and Fader (1986), are found in the northern margin of the Emerald Basin.

Seismic reflection profiles from the inner (relict-estuarine) zone (Fig. 11) show acoustic basement (slates and metawackes of the Meguma Group) overlain by an acoustically unstratified unit interpreted as glacial diamicton (orange). This unit is overlain by weakly stratified sediments interpreted as glacial outwash sand and gravel (red), then by stratified estuarine sediment (dark blue), with some local freshwater pond or lake deposits at the base, and finally by a very thin veneer of marine sand or gravel (yellow).

The physical properties and biostratigraphy of sediments on the inner part of the inner shelf are exemplified by core 87-042-010 (Fig. 12; Forbes et al., 1988a). This vibracore sampled ~0.2 m of surficial marine sand (yellow), 3.5 m of estuarine mud (dark blue), and one metre of diamicton (orange). The upper sand is predominantly fine and varies across the region from not present to four metres in thickness. Below this unit, the estuarine mud is a silty clay ranging up to six metres thick. The mud is soft and displays a consistent grain size distribution with depth, although other occurrences sampled in the area (Forbes et al., 1988a) were interrupted by thin sand units interpreted as tidal inlet deposits. A sample of *Portlandia* sp. bivalve, in situ at 1.31 m downcore within the estuarine mud unit, yielded an AMS (accelerator mass spectrometer) radiocarbon date of 6130 ± 110 years BP (RIDDL-1077). Foraminifera and pollen samples from the mud unit are consistent with a Holocene estuarine depositional environment. A distinct red-brown mud with a markedly higher clay content was encountered at the base of core 87-042-010. Although, a mixed estuarine-marine foraminiferal assemblage was found near the top of this mud, a lower sample was barren (Honig, 1988) and so the unit is interpreted to be a glacial diamict (orange).

Although sand is highly mobile (Forbes and Drapeau, 1989), transport is supply-limited over much of the inner shelf. Coarse gravels are entrained frequently under storm conditions, to water depths of 32 m or greater (Forbes and Boyd, 1987). Large-scale gravel ripples can form in depths as great as 62 m. Both gravel-ripple patches and extensive cobble-boulder lag deposits constitute important hydraulic roughness features on the seabed (Forbes and Drapeau, 1989, Table 1). Where estuarine muds are exposed at the seabed in 30 m water depth, anomalous depressions exist that are 0.5-2.4 m deep, with highly dissected margins and vertical walls in the burrowed muds (Figs. 10a and 10b). While their origin remains uncertain, these features deserve further attention both as an engineering hazard and as potentially useful traps for measurements of sand accumulation (Judge and Forbes, 1987). Other engineering constraints to development on the inner shelf include the very weak estuarine muds and the large variability in grain size and shear strength of the glacial deposits.

ACKNOWLEDGMENTS

R. Boyd and T. Judge have made important contributions to the understanding of surficial sediments on the inner Scotian Shelf. The authors thank the officers and crews of CSS *Dawson*, MV *Pandora-II*, *Pisces-IV*, HMCS *Cormorant*, *SDL-1*, MV *Sigma-T*, MV *Saint-M*, MV *Little Saint*, CSL *Tudlik*, CSL *Ibis*, and colleagues on these vessels and ashore, for their assistance in data collection and analysis.

REFERENCES

Boyd, R. Forbes, D. L., and Shaw, J.
1988: Surficial geology of the inner shelf of the Eastern Shore of Nova Scotia (abstract); Geological Association of Canada - Mineralogical Association of Canada - Canadian Society of Petroleum Geologists, Program with Abstracts, v. 13, p. A13.

Forbes, D. L. and Boyd, R.
1987: Gravel ripples on the inner Scotian Shelf; Journal of Sedimentary Petrology, v. 57, p. 46-54.
1989: Submersible observations of surficial sediments and seafloor morphology on the inner Scotian Shelf; in Submersible Observations Off the East Coast of Canada, (ed.) D. J. W. Piper; Geological Survey of Canada, Paper 88-20, p. 71-81.

Forbes, D. L., Boyd, R., Shaw, J., Johnston, L., Heffler, D. E., and McLaren, S.
1988a: CSS *Dawson* operations on inner Scotian Shelf and Sable Island Bank [cruise report 87042]; Geological Survey of Canada, Open File 2063, 51 p.

Forbes, D. L. and Drapeau, G.
1989: Near-bottom currents and sediment transport on the inner Scotian Shelf: sea-floor response to winter storms during CASP; Atmosphere-Ocean, v. 27, p. 258-278.

Forbes, D. L., Judge, J. T., Boyd, R., Drapeau, G., and Shaw, J.
1988b: Seabed characteristics and sediment mobility at CASP study sites on the inner Scotian Shelf; Maritime Sediments and Atlantic Geology, v. 24, p. 194.

Hall, R.
1985: Inner shelf acoustic facies and surficial sediment distribution of the Eastern Shore, Nova Scotia; Technical Report 8, Centre for Marine Geology, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, 197 p.

Honig, C. A.
1988: Identification and interpretation of foraminiferal assemblages from the Eastern Shore of Nova Scotia: vibracores 010, 030, 033, 039, *Dawson* cruise no. 98042; Technical Report 10, Centre for Marine Geology, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, 22 p.

Judge, J. T. and Forbes, D. L.
1987: Measurements of currents, bottom sediments, and seafloor disturbance during CASP; in Proceedings, Oceans '87 (Halifax); Marine Technology Society and IEEE Ocean Engineering Society, v. 3, p. 975-980.

Judge, J. T., Watanabe, R. K., and Warner, J. L.
1987: Seafloor stability study, inner Scotian Shelf; Environmental Studies Revolving Funds, Report 61, Ottawa, 80 p.

King, L. H.
1970: Surficial geology of the Halifax - Sable Island map area; Canadian Hydrographic Service, Marine Sciences, Paper 1, 16 p. and map, scale 1:300 000.

King, L. H. and Fader, G. B. J.
1986: Wisconsinan glaciation of the Atlantic continental shelf of southeast Canada; Geological Survey of Canada, Bulletin 363, 72 p.

McElhanney Services Limited
1983: Wellsite survey report, Chevron et al., Cape Spencer O-79; A report submitted to Chevron Canada Resources Limited, 13 p.

Piper, D. J. W., Mudie, P. J., Letson, J. R. J., Barnes, N. E., and Iullucci, R. J.
1986: The marine geology of the inner Scotian Shelf off the South Shore, Nova Scotia; Geological Survey of Canada, Paper 85-19, 65 p.

□

PLATE-FORME INTERNE: BAIE DE FUNDY ET CÔTE EST

K. Moran, J. Zevenhuizen, et C. L. Amos (baie de Fundy)

D. L. Forbes, K. Moran, J. Zevenhuizen, et J. Shaw (côte Est)

Notation bibliographique conseillée: Moran, K., Zevenhuizen, J., et Amos, C. L., 1991: Géologie des formations en surface et propriétés physiques 11: baie de Fundy; dans Série des atlas des bassins de la côte Est: plate-forme Néo-Écossaise; Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada, p. 131.

Notation bibliographique conseillée: Forbes, D. L., Moran, K., Zevenhuizen, J., et Shaw, J., 1991: Géologie des formations en surface et propriétés physiques 11: côte Est; dans Série des atlas des bassins de la côte Est: plate-forme Néo-Écossaise; Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada, p. 131.

Des copies supplémentaires de la carte peuvent être obtenues auprès de la Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de l'Atlantique, case postale 1006, Dartmouth (Nouvelle-Écosse) B2Y 4A2 Canada tél (902) 426-2773, facsimilé (902) 426-4266.

BAIE DE FUNDY

Dans la baie de Fundy, la zone de plate-forme interne a été échantillonnée à l'aide de trois sondages (fig. 1) forés pour la Chevron Canada Resources Limited dans le cadre d'une étude de site du puits Cape Spencer O-79 (McElhanney Services Limited, 1983). On peut subdiviser la stratigraphie en trois unités distinctes (fig. 2a, 2b et 3). L'unité supérieure (jaune) est un dépôt grossier d'origine tidale mesurant entre 10 et 20 cm d'épaisseur. On a prélevé des échantillons de cette unité supérieure dans les sondages 2 et 3 qui ont révélé une composition variant entre 10 et 20 % de gravier, entre 50 et 70 % de sable et entre 10 et 30 % de silt et d'argile (boue). Au-dessous de ce dépôt se trouve une unité de sable et de silt laminés (bleu foncé) d'origine probablement estuarienne. Cette unité est de très tendre à tendre comme on peut l'observer sur les profils de résistance au cisaillement des sondages 1 et 2 et elle présente une diminution de la teneur en eau et une distribution granulométrique constante avec la profondeur (fig. 4 et 5). L'unité superficielle basale (orange) est un diamicton qui s'est probablement déposé sous forme de till basal. Cette unité possède une résistance au cisaillement élevée (voir les sondages 1 et 2). Ces trois unités reposent sur du mudstone dans les sondages 1 et 2 et sur du basalte dans le sondage 3 (fig. 6). L'épaisseur latérale des deux unités inférieures est variable comme le représentent les profils de sismique-réflexion haute résolution et les coupes interprétées des profils 1 et 2 (fig. 2a, 2b et 3).

CÔTE EST

La plate-forme continentale interne, là où elle s'étend sur quelques 25 à 30 km au sud du littoral actuel de la côte est de la Nouvelle-Écosse, présente une surface irrégulière sur un fond très varié. Les sédiments de surface dans cette zone ont fait l'objet d'études récentes, notamment par Hall (1985), Judge et al. (1987), Forbes et Boyd (1987, 1989), Forbes et al. (1988a, b) et Forbes et Drapeau (1989); voir également la figure 2 de la carte Géologie des formations en surface et propriétés physiques 9 (dans le présent volume). Piper et al. (1986) ont présenté une analyse détaillée de la géologie de la plate-forme continentale interne dans une zone située à l'ouest, au large de la côte sud de la Nouvelle-Écosse.

Les sédiments superficiels dont il est question ici ont été dans l'ensemble attribués aux Sables et Graviers de Sable Island par King (1970). Boyd et al. (1988) ont subdivisé la plate-forme continentale interne dans ce même secteur en trois zones longitudinales distinctes. (fig. 7, 8 et 9):

(1) dans la partie interne, une *zone estuarienne relique*, s'étendant aux profondeurs d'eau actuelles d'environ 50 m, dans laquelle des plaques de sédiments estuariens de l'Holocène reposant sur des sédiments glaciaires et proglaciaires ainsi que sur le substratum rocheux du Groupe de Meguma, sont recouverts d'un mince placage localement discontinu de sables et de graviers d'avant-plage transgressifs;
(2) une *zone de troncature* où la majeure partie du fond marin actuel est une discordance d'érosion au sommet de sédiments glaciaires et proglaciaires du Wisconsinien tardif, et
(3) une vaste *zone d'affleurement* aux profondeurs d'eau de 70 à 100 m, se prolongeant jusqu'à la bordure extérieure de la plate-forme continentale interne.

Au large de cette dernière zone, on trouve sur la marge septentrionale du bassin d'Émeraude des sédiments glaciomarins et marins à grain fin, soit le Silt d'Emerald et l'Argile de LaHave de King (1970) et de King et Fader (1986).

Des profils de sismique-réflexion de la zone interne (zone estuarienne relique; fig. 11) montrent un socle acoustique (ardoise et métagrauwacke du Groupe de Meguma) surmonté d'une unité acoustiquement non stratifiée interprétée comme un diamicton glaciaire (orange). Cette unité est sous-jacente à des sédiments faiblement stratifiés interprétés comme des sables et graviers d'épandage fluvioglaciaire (rouge), surmontés de sédiments estuariens stratifiés (bleu foncé), avec, par endroits à la base, des sédiments lagunaires d'eau douce ou lacustres, et enfin au sommet, un très mince placage de sables et graviers marins (jaune).

Les propriétés physiques et la biostratigraphie des sédiments de la partie intérieure de la plate-forme continentale interne sont bien représentées par la carotte 87-042-010 (fig. 12; Forbes et al., 1988a). Cette carotte prélevée au vibrocarottier a permis d'échantillonner environ 0,2 m de sable marin superficiel (jaune), 3,5 m de boue estuarienne (bleu foncé) et un mètre de diamicton (orange). Le sable supérieur est principalement fin et son épaisseur varie dans la région de presque nulle à quatre mètres. Au-dessous de cette unité, la boue estuarienne est une argile silteuse dont l'épaisseur varie de un à six mètres. La boue est tendre et présente une granulométrie constante avec la profondeur bien que certains échantillons prélevés dans la région (Forbes et al., 1988a) étaient entrecoupés de minces unités sableuses interprétées comme des sédiments de passe de marée. Un spécimen de bivalve *Portlandia* sp., prélevé in-situ dans la boue estuarienne à 1,31 m du sommet de l'unité (le long de la carotte) et analysé à l'aide d'un spectromètre de masse par accélérateur, a donné un âge ^{14}C de 6130 ± 110 BP (RIDDL-1077). Des échantillons de foraminifères et de pollens provenant de l'unité de boue sont compatibles avec un milieu de sédimentation estuarien à l'Holocène. À la base de la carotte 87-042-010, on a relevé une boue brun-rouge distincte présentant une teneur en argile nettement plus élevée. Bien qu'une association de foraminifères estuariens et marins mélangés ait été identifiée près du sommet de cette boue, un échantillon de la base était stérile (Honig, 1988) et l'unité a été interprétée comme un diamicton glaciaire (orange).

Même si le sable est très mobile (Forbes et Drapeau, 1989), le transport sédimentaire sur la majeure partie de la plate-forme continentale interne, est limité par un apport sédimentaire restreint. Les graviers grossiers sont entraînés fréquemment dans des conditions de tempête vers des profondeurs d'eau de 32 m ou plus (Forbes et Boyd, 1987). Des rides de gravier de grande envergure peuvent se former à des profondeurs atteignant 62 m. Les plaques de rides de gravier ainsi que les vastes dépôts résiduels de cailloux-blocs constituent d'importantes structures sous-marines rugueuses d'un point de vue hydraulique (Forbes et Drapeau, 1989, tableau 1). Là où des boues estuariennes affleurent sur le fond marin à des profondeurs de 30 m, on observe dans des boues ravinées des dépressions anomales de 0,5 à 2,4 m de profondeur à parois verticales et dont les bords sont très découpées (fig. 10a et 10b). D'origine incertaine, ces structures méritent d'être davantage étudiées étant donné qu'elles constituent à la fois un danger géotechnique et des pièges potentiellement utiles pour mesurer l'accumulation de sable (Judge et Forbes, 1987). D'autres contraintes géotechniques à la mise en valeur de la plate-forme continentale interne sont liées au fait que les boues estuariennes sont fragiles et que les sédiments glaciaires ont une granulométrie et une résistance au cisaillement très variables.

REMERCIEMENTS

R. Boyd et T. Judge ont apporté une contribution importante à l'étude des sédiments superficiels de la plate-forme Néo-Écossaise interne. Les auteurs tiennent à remercier les officiers et les équipages du CSS *Dawson*, MV *Pandora-II*, *Pisces-IV*, HMCS *Cormorant*, *SDL-1*, MV *Sigma-T*, MV *Saint-M*, MV *Little Saint*, CSL *Tudlik*, CSL *Ibis* ainsi que leurs collègues qui ont travaillé sur ces navires et à terre en participant à la cueillette et à l'analyse des données.

RÉFÉRENCES

Boyd, R. Forbes, D. L., et Shaw, J.
1988: Surficial geology of the inner shelf of the Eastern Shore of Nova Scotia (abstract); Geological Association of Canada - Mineralogical Association of Canada - Canadian Society of Petroleum Geologists, Program with Abstracts, v. 13, p. A13.

Forbes, D. L. et Boyd, R.
1987: Gravel ripples on the inner Scotian Shelf; Journal of Sedimentary Petrology, v. 57, p. 46-54.
1989: Submersible observations of surficial sediments and seafloor morphology on the inner Scotian Shelf; in Submersible Observations Off the East Coast of Canada, (ed.) D. J. W. Piper; Geological Survey of Canada, Paper 88-20, p. 71-81.

Forbes, D. L., Boyd, R., Shaw, J., Johnston, L., Heffler, D. E., et McLaren, S.
1988a: CSS *Dawson* operations on inner Scotian Shelf and Sable Island Bank [cruise report 87042]; Geological Survey of Canada, Open File 2063, 51 p.

Forbes, D. L. et Drapeau, G.
1989: Near-bottom currents and sediment transport on the inner Scotian Shelf: sea-floor response to winter storms during CASP; Atmosphere-Ocean, v. 27, p. 258-278.

Forbes, D. L., Judge, J. T., Boyd, R., Drapeau, G., et Shaw, J.
1988b: Seabed characteristics and sediment mobility at CASP study sites on the inner Scotian Shelf; Maritime Sediments and Atlantic Geology, v. 24, p. 194.

Hall, R.
1985: Inner shelf acoustic facies and surficial sediment distribution of the Eastern Shore, Nova Scotia; Technical Report 8, Centre for Marine Geology, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, 197 p.

Honig, C. A.
1988: Identification and interpretation of foraminiferal assemblages from the Eastern Shore of Nova Scotia: vibracores 010, 030, 033, 039, *Dawson* cruise no. 98042; Technical Report 10, Centre for Marine Geology, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, 22 p.

Judge, J. T. et Forbes, D. L.
1987: Measurements of currents, bottom sediments, and seafloor disturbance during CASP; in Proceedings, Oceans '87 (Halifax); Marine Technology Society and IEEE Ocean Engineering Society, v. 3, p. 975-980.

Judge, J. T., Watanabe, R. K., et Warner, J. L.
1987: Seafloor stability study, inner Scotian Shelf; Environmental Studies Revolving Funds, Report 61, Ottawa, 80 p.

King, L. H.
1970: Surficial geology of the Halifax - Sable Island map area; Canadian Hydrographic Service, Marine Sciences, Paper 1, 16 p. and map, scale 1:300 000.

King, L. H. et Fader, G. B. J.
1986: Wisconsinan glaciation of the Atlantic continental shelf of southeast Canada; Geological Survey of Canada, Bulletin 363, 72 p.

McElhanney Services Limited
1983: Wellsite survey report, Chevron et al., Cape Spencer O-79; A report submitted to Chevron Canada Resources Limited, 13 p.

Piper, D. J. W., Mudie, P. J., Letson, J. R. J., Barnes, N. E., et Iullucci, R. J.
1986: The marine geology of the inner Scotian Shelf off the South Shore, Nova Scotia; Geological Survey of Canada, Paper 85-19, 65 p.

□

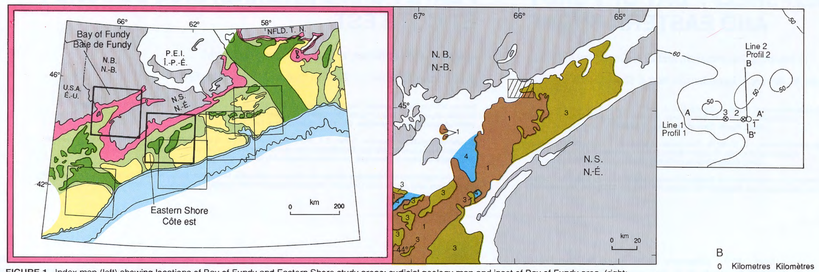


FIGURE 1. Index map (left) showing locations of Bay of Fundy and Eastern Shore study areas; surficial geology map and inset of Bay of Fundy area (right; modified from map sheet Surficial Geology and Physical Properties, 5 this volume) indicate line and borehole locations.

FIGURE 1. À gauche, carte index montrant l'emplacement des régions d'étude de la baie de Fundy et de la côte est. À droite, carte de la géologie des formations en surface de la région de la baie de Fundy (adaptée de la carte Géologie des formations en surface et propriétés physiques 5 du présent volume) avec indication de l'emplacement des profils et des sondages.

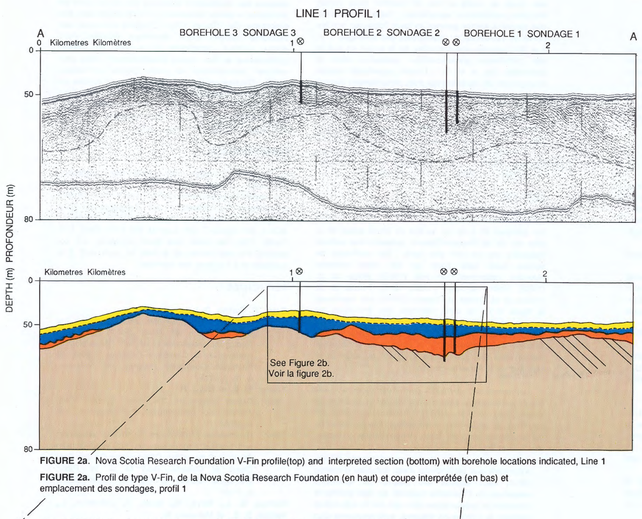


FIGURE 2a. Nova Scotia Research Foundation V-Fin profile(top) and interpreted section (bottom) with borehole locations indicated, Line 1

FIGURE 2a. Profil de type V-Fin, de la Nova Scotia Research Foundation (en haut) et coupe interprétée (en bas) et emplacement des sondages, profil 1

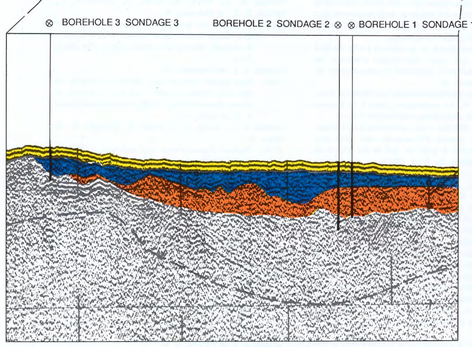


FIGURE 2b. Expanded Nova Scotia Research Foundation V-Fin profile (Fig. 2a) with borehole locations indicated

FIGURE 2b. Profil agrandi de type V-Fin de la Nova Scotia Research Foundation et emplacement des sondages

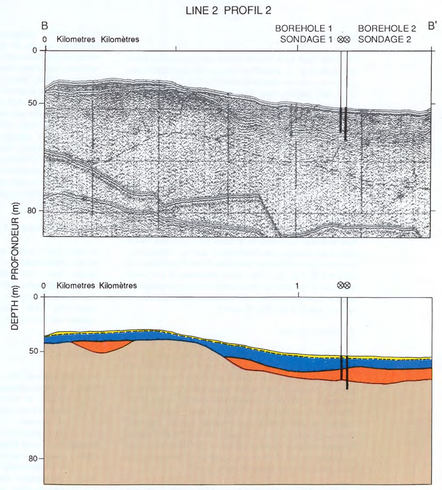


FIGURE 3. Nova Scotia Research Foundation V-Fin profile (top) and interpreted section (bottom) with borehole locations indicated, Line 2

FIGURE 3. Profil de type V-Fin de la Nova Scotia Research Foundation (en haut), coupe interprétée (en bas) et emplacement des sondages, profil 2

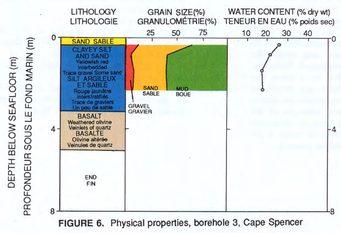


FIGURE 6. Physical properties, borehole 3, Cape Spencer

FIGURE 6. Propriétés physiques, sondage 3, cap Spencer

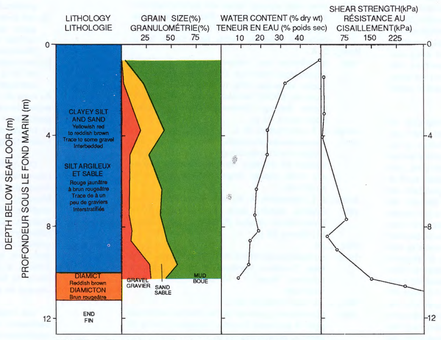


FIGURE 4. Physical properties, borehole 1, Cape Spencer

FIGURE 4. Propriétés physiques, sondage 1, cap Spencer

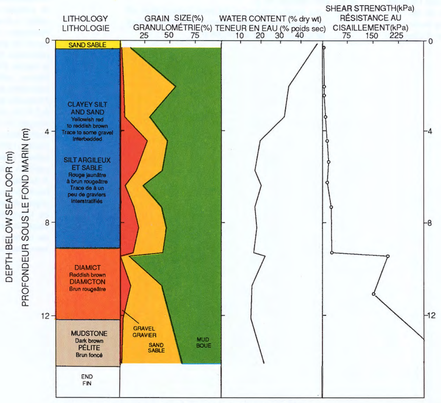


FIGURE 5. Physical properties, borehole 2, Cape Spencer

FIGURE 5. Propriétés physiques, sondage 2, cap Spencer

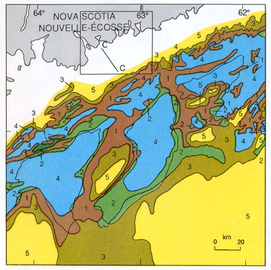


FIGURE 7. Surficial geology map of the Eastern Shore study area (modified from map sheet Surficial Geology and Physical Properties 5, this volume) with cross-section C-C' indicated; the inset is shown in Figure 8.

FIGURE 7. Carte de la géologie des formations en surface de la région d'étude de la côte est (adaptée de la carte Géologie des formations en surface et propriétés physiques 5 du présent volume) et emplacement de la coupe transversale C-C'; le détail du secteur délimité est illustré à la figure 8.

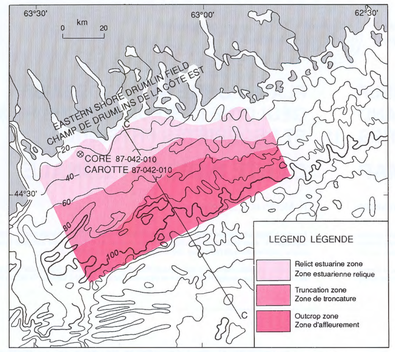


FIGURE 8. Index map of Eastern Shore study area defining the three inner shelf zones as described by Boyd (1988a)

FIGURE 8. Carte générale de la région d'étude de la côte est où sont définies les trois zones de la plate-forme interne, telles que décrites par Boyd (1988a).

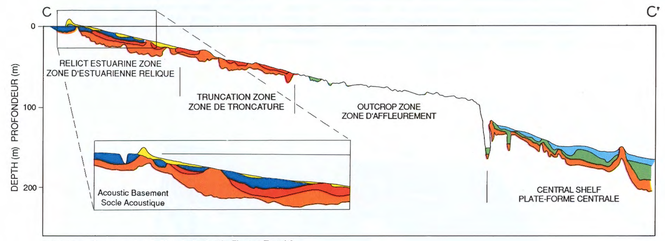


FIGURE 9. Cross-section C-C' as indicated in Figures 7 and 8

FIGURE 9. Coupe transversale C-C' telle qu'indiquée dans les figures 7 et 8

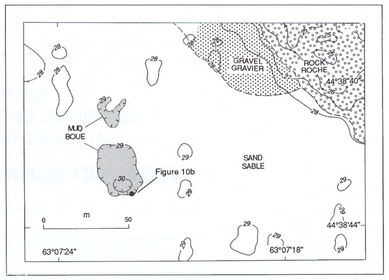


FIGURE 10a. Interpretation of sidescan sonar mosaic and swath-sounding data showing anomalous depressions where muds are exposed at break in surficial sand veneer: Bedrock shoal to the northeast, with gravel ripple patch on flank; bathymetry contours = 1 m; location of Figure 10b as indicated.

FIGURE 10a. Interprétation d'une mosaïque d'enregistrement de sonar à balayage latéral et de données de sondeur à bande large montrant des dépressions anormales qui traversent la mince couche de sable superficiel et dans lesquelles sont exposées des boues: Haut-fond du substratum rocheux au nord-est avec des plaques ondulées de gravier sur les flancs; courbes bathymétriques = 1m; l'emplacement de la figure 10b est indiqué.

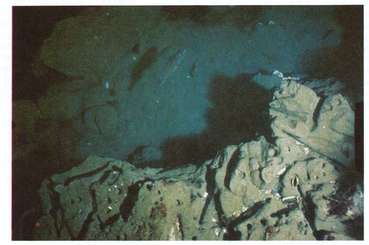


FIGURE 10b. Burrowed estuarine muds exposed at rim of seafloor depression: Floor of depression in background lies at the base of a vertical face approximately 1 m high; width of view slightly less than 2 m (foreground) and 3 m (background)

FIGURE 10b. Boues estuariennes bioturbées affleurant au bord d'une dépression du fond océanique: le fond de la dépression à l'arrière-plan est situé à la base d'une paroi verticale d'une hauteur d'environ 1m; la prise de vue est d'une largeur d'un peu moins de 2m à l'avant-plan, et de 3m à l'arrière-plan.

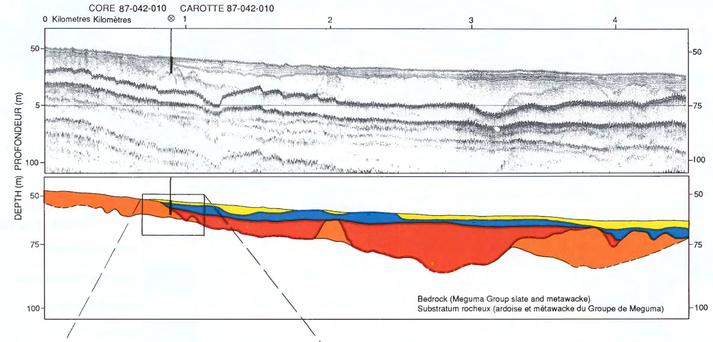


FIGURE 11. Nova Scotia Research Foundation V-Fin profile, interpretation of relict estuarine region and detailed profile at 87-042-010 core site

FIGURE 11. Profil de type V-Fin de la Nova Scotia Research Foundation, interprétation de la région estuarienne relique et profil détaillé à l'emplacement de la carotte 87-042-010

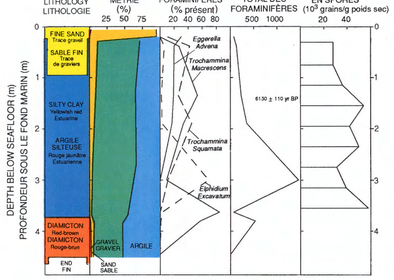


FIGURE 12. Physical properties and biostratigraphy, core 87-042-010

FIGURE 12. Propriétés physiques et biostratigraphie, carotte 87-042-010

LEGEND LÉGENDE

ENVIRONMENTAL ZONATION
ZONATION ENVIRONNEMENTALE
- Inner shelf / Plate-forme interne
- Central shelf / Plate-forme centrale
- Outer shelf / Plate-forme externe
- Slope / Talus

SURFICAL GEOLOGY
GÉOLOGIE DES FORMATIONS EN SURFACE
- 5 Sable Island Sand and Gravel / Sables et Graviers de Sable Island
- 4 LaHave Clay / Argile de LaHave
- 3 Sambro Sand / Sable de Sambro
- 2 Emerald Silt / Silt d'Emerald
- 1 Scotian Shelf Drift / Drift de Scotian Shelf

INNER SHELF
PLATE-FORME INTERNE
- Shoreface and barrier sand and gravel / Sable et gravier d'avant-plage et de cordon littoral
- Estuarine silty clay / Argile silteuse estuarienne
- Glaciomarine silty clay (Emerald Silt) / Argile silteuse glaciomarine (Silt d'Emerald)
- Sub-(pro-) glacial sand and gravel / Sable et gravier sous-(pro-) glaciaires
- Diamicton / Till
- Bedrock / Substratum rocheux

TEXTURE
- Gravel / Gravier
- Sand / Sable
- Silt
- Clay / Argile
- Mud / Boue

Geotechnical borehole/core described (this map sheet)
Sondage géotechnique/carotte décrite (sur la présente carte)...⊗
Seismic line / Interpreted cross-section
Profil sismique / Coupe interprétée.....

SCOTIAN SHELF SURFICIAL GEOLOGY AND PHYSICAL PROPERTIES 11 INNER SHELF: BAY OF FUNDY AND EASTERN SHORE

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE GÉOLOGIE DES FORMATIONS EN SURFACE ET PROPRIÉTÉS PHYSIQUES PLATE-FORME INTERNE: BAIE DE FUNDY ET CÔTE EST

Geological Survey of Canada

Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF SURFICIAL GEOLOGY AND PHYSICAL PROPERTIES 12 CENTRAL SHELF: EMERALD BASIN

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE GÉOLOGIE DES FORMATIONS EN SURFACE ET PROPRIÉTÉS PHYSIQUES 12 PLATE-FORME CENTRALE: BASSIN D'ÉMERAUDE

K. Moran, R. C. Courtney, L. A. Mayer, A. A. Miller, and J. Zevenhuizen

Recommended citation: Moran, K., Courtney, R. C., Mayer, L. A., Miller, A. A., and Zevenhuizen, J., 1991: Surficial geology and physical properties 12: central shelf: Emerald Basin; in East Coast Basin Atlas Series: Scotian Shelf; Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p. 133.

Additional copies of this map may be obtained from the Geological Survey of Canada, Atlantic Geoscience Centre, P. O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2 Canada (Ph: 902-426-2773; FAX: 902-426-4266).

K. Moran, R. C. Courtney, L. A. Mayer, A. A. Miller, et J. Zevenhuizen

Notation bibliographique conseillée: Moran, K., Courtney, R. C., Mayer, L. A., Miller, A. A., et Zevenhuizen, J., 1991: Géologie des formations en surface et propriétés physiques 12: plate-forme centrale: bassin d'Émeraude; dans Série des atlas des bassins de la côte Est: plate-forme Néo-Écossaise; Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada, p. 133.

Des copies supplémentaires de la carte peuvent être obtenues auprès de la Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de l'Atlantique, case postale 1006, Dartmouth (Nouvelle-Écosse) B2Y 4A2 Canada tél (902) 426-2773, facsimilé (902) 426-4266.

The Emerald Basin is an important study area (Fig. 1) for understanding the Quaternary history of the Scotian Shelf (King and Fader, 1986; Gipp and Piper, 1989). The Basin covers a 2430 km^2 area of the central Scotian Shelf. Located in relatively deep water, it is 290 m below sea level at its greatest depth. The Basin is formed in bedrock and infilled with glacial till which is overlain by Quaternary fine grained glaciomarine and marine sediment (Fig. 3). Because the fine grained sediment is uniform across the Basin, this area was used as a calibration site for the study of the interrelationships between sediment physical and acoustic properties (Moran et al., 1989) and is presented here as the best example of the correlation of sediment physical properties with high resolution seismic reflection data on the Scotian Shelf (Fig. 1). This map compilation is based on a substantial database which includes high quality seismic reflection (King and Fader, 1986; Gipp, 1989) and long piston core data (Driscoll et al., 1989).

The sediment in the Basin can be characterized by three distinct lithologies: (1) marine silty clay to clayey silt (blue); (2) glaciomarine silty clay (green); and (3) diamicton (orange; Fig. 2c, 4c). Piston core penetration (87-003-004) in the Basin stopped at the diamicton and only a limited amount of till was recovered.

The high resolution seismic reflection data presented here (Fig. 2a, 2b, 4a, 4b) were collected with the Huntec Deep Towed System (DTS). Analog records are presented with the interpreted line drawings of the three lithologies. In addition, the Huntec data were digitized at each core location and are presented here with the core data to show the correlation among the physical property data and seismic reflectors. The boundary between the upper two lithologic units are clearly defined by a high amplitude seismic reflector at all core sites; lower amplitude reflectors also correspond directly with the downcore physical property variations. Specifically, there is stong peak-to-peak correlation among acoustic compressional wave velocity, bulk density, and magnetic susceptibility values.

Foraminiferal results from core 87-003-004 (Fig. 4c) suggest a cold water, low salinity depositional environment for the glaciomarine unit and recent marine conditions for the surficial marine unit (Mayer et al., 1987). Quaternary planktonic foraminifera are absent in the glaciomarine unit. The planktonic foraminifera population increases at the four metre depth (within the recent marine unit) where the fauna is dominated by *G. quinqueloba*. At the top of the core, polar and subpolar/temperate species are present; they are indigenous to the water mass formed by the mixing of the Labrador Current and the Gulf Stream. Radiocarbon ages of cores collected in Emerald Basin constrain the age of the three units to 18,000 years BP for the top of the diamicton and 14,000 years BP for the top of the glaciomarine sequence. The marine sequence has been deposited since 14,000 years BP.

In summary, the marine deposit can be characterized as a hemipelagic sediment composed of clayey silt to silty clay with a minor sand component, and having a low shear strength and a high plasticity index. The glaciomarine sediment is a silty clay with some ice-rafted debris; it has a higher shear strength and a lower range of plasticity than the upper marine unit. In general, however, both units behave as a normally consolidated sequence with increasing strength and decreasing bulk density.

REFERENCES

Driscoll, A. H., Moran, K., Piper, D. J. W., Vilks, G., and Mayer, L. A.
1989: An improved deep coring system; Offshore Technology Conference, OTC 5962, p. 72-80.

Gipp, M. R. and Piper, D. J. W.
1989: Chronology of Late Wisconsinan glaciation, Emerald Basin, Scotian Shelf; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 26, p. 333-335.

King, L. H. and Fader, G. B. J.
1986: Wisconsinan glaciation of the Atlantic continental shelf of southeast Canada; Geological Survey of Canada, Bulletin 363, Ottawa, 72 p.

Mayer, L., Moran, K., Piper, D. J. W., Courtney, R. C., and Miller, A. A.
1987: Long cores from Emerald Basin, Nova Scotia: physical and acoustic properties; poster presented at American Geophysical Union, December 1987, San Fransisco.

Moran, K., Piper, D. J. W., Mayer, L. A., Courtney, R. C., Driscoll, A. H., and Hall, F. R.
1989: Scientific results of long coring on the eastern Canadian continental margin; Offshore Technology Conference, OTC 5963, p. 65-71.

□

Le bassin d'Émeraude est une zone d'étude importante (fig. 1) pour la reconstitution de l'histoire quaternaire de la plate-forme Néo-Écossaise (King et Fader, 1986; Gipp et Piper, 1989). Le bassin couvre 2 430 km^2 de la plate-forme Néo-Écossaise centrale. Il est situé dans des eaux relativement profondes, sa profondeur maximale atteignant 290 m au-dessous du niveau marin. Le bassin est formé dans le substratum rocheux et est rempli de till glaciaire recouvert de sédiments glaciomarins et marins à grain fin du Quaternaire (fig. 3). Étant donné que les sédiments à grain fin sont uniformes dans tout le bassin, ce dernier a été utilisé comme site témoin dans l'étude des liens à établir entre les propriétés physiques et acoustiques des sédiments (Moran et al., 1989) et est présenté ici comme le meilleur exemple de corrélation entre les propriétés physiques des sédiments et les données de sismique-réflexion haute résolution relevées sur la plate-forme Néo-Écossaise (fig. 1). Cette compilation cartographique se fonde sur une base de données importante contenant des données de sismique-réflexion de grande qualité (King et Fader, 1986; Gipp, 1989) et des données de carottages par long piston (Driscoll et al., 1989).

La lithologie des sédiments du bassin peut être caractérisée par les trois types suivants: (1) argile silteuse marine à silt argileux (bleu); (2) argile silteuse glaciomarine (vert); (3) diamicton (orange; fig. 2c, 4c). La pénétration par carottier à piston (87-003-004) dans le bassin s'est terminée au diamicton et une petite quantité de till seulement a été prélevée.

Les données de sismique-réflexion haute résolution présentées ici (fig. 2a, 2b, 4a, 4c) ont été recueillies avec le système Huntec remorqué en profondeur. Les enregistrements analogiques sont présentés avec les limites interprétées des trois lithologies. En outre, les données Huntec ont été numérisées à chaque site de carottage et sont présentées ici avec les données de carottage pour montrer la corrélation entre les données sur les propriétés physiques et les réflecteurs sismiques. La limite entre les deux unités lithologiques supérieures est définie avec netteté par un réflecteur sismique de forte amplitude à tous les sites de carottage; des réflecteurs de plus faible amplitude correspondent directement à des variations des propriétés physiques vers la base des carottes. En particulier, il existe une forte corrélation des valeurs maximales de la vitesse des ondes sonores de compression, de la masse volumique apparente et de la susceptibilité magnétique.

Les résultats d'analyse des foraminifères de la carotte 87-0030-004 (fig. 4c) indiquent un milieu de sédimentation en eau froide et à faible salinité pour l'unité glaciomarine et des conditions marines récentes pour l'unité marine superficielle (Mayer et al., 1987). Les foraminifères planctoniques quaternaires sont absents de l'unité glaciomarine. La population des foraminifères planctoniques s'accroît à la profondeur de quatre mètres (au sein de l'unité marine récente) où la faune est dominée par *G. quinqueloba*. Au sommet de la carotte, des espèces polaires et subpolaires/tempérées sont présentes; elles sont indigènes à la masse d'eau formée par le mélange du courant du Labrador et du Gulf Stream. Les datations au radiocarbone des carottes prélevées dans le bassin d'Émeraude limitent l'âge de chacune de ces trois unités à 18 000 ans pour le sommet du diamicton et à 14 000 ans pour le sommet de la séquence glaciomarine. Le dépôt de la séquence marine se poursuit depuis 14 000 ans.

En résumé, les sédiments marins peuvent être considérés comme des sédiments hémipélagiques allant du silt argileux à l'argile silteuse avec une faible teneur en sable, et possédant une faible résistance au cisaillement et un indice de plasticité élevé. Les sédiments glaciomarins sont composés d'une argile silteuse contenant quelques débris glaciels; ils possèdent une résistance au cisaillement plus élevée et une plasticité plus faible que l'unité marine supérieure. En général, cependant, les deux unités se comportent comme une séquence normalement consolidée à résistance croissante et à masse volumique apparente décroissante.

RÉFÉRENCES

Driscoll, A. H., Moran, K., Piper, D. J. W., Vilks, G., et Mayer, L. A.
1989: An improved deep coring system; Offshore Technology Conference, OTC 5962, p. 72-80.

Gipp, M. R. et Piper, D. J. W.
1989: Chronology of Late Wisconsinan glaciation, Emerald Basin, Scotian Shelf; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 26, p. 333-335.

King, L. H. et Fader, G. B. J.
1986: Wisconsinan glaciation of the Atlantic continental shelf of southeast Canada; Geological Survey of Canada, Bulletin 363, Ottawa, 72 p.

Mayer, L., Moran, K., Piper, D. J. W., Courtney, R. C., et Miller, A. A.
1987: Long cores from Emerald Basin, Nova Scotia: physical and acoustic properties; poster presented at American Geophysical Union, December 1987, San Fransisco.

Moran, K., Piper, D. J. W., Mayer, L. A., Courtney, R. C., Driscoll, A. H., et Hall, F. R.
1989: Scientific results of long coring on the eastern Canadian continental margin; Offshore Technology Conference, OTC 5963, p. 65-71.

□

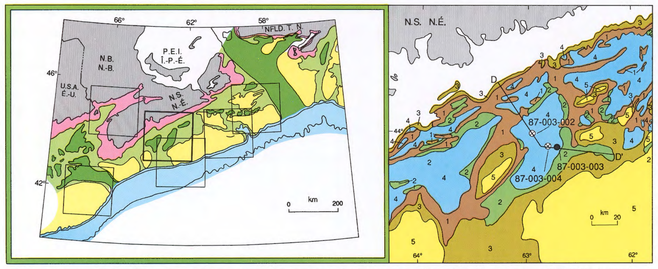


FIGURE 1. Index map (left) highlighting Emerald Basin study area, central shelf; surficial geology map (right; adapted from map sheet Surficial Geology and Physical Properties 5, this volume) shows location of cross-section D-D'.

FIGURE 1. À gauche, carte index mettant en relief la région d'étude du bassin d'Émeraude dans la plate-forme centrale. À droite, carte de la géologie des formations en surface (adaptée de la carte Géologie des formations en surface et propriétés physiques 5, du présent volume) montrant l'emplacement de la coupe transversale D-D'.

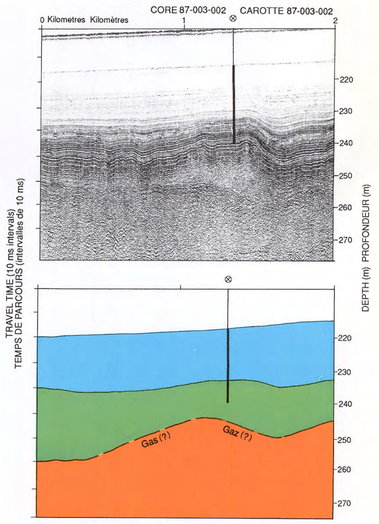


FIGURE 2a. Huntec DTS profile and interpreted section with core 87-003-002 superimposed

FIGURE 2a. Profil de type Huntec DTS, coupe interprétée et emplacement de la carotte 87-003-002

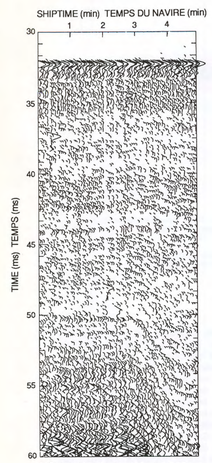


FIGURE 2b. Digitized Huntec DTS profile, core 87-003-002

FIGURE 2b. Profil de type Huntec DTS numérisé, carotte 87-003-002

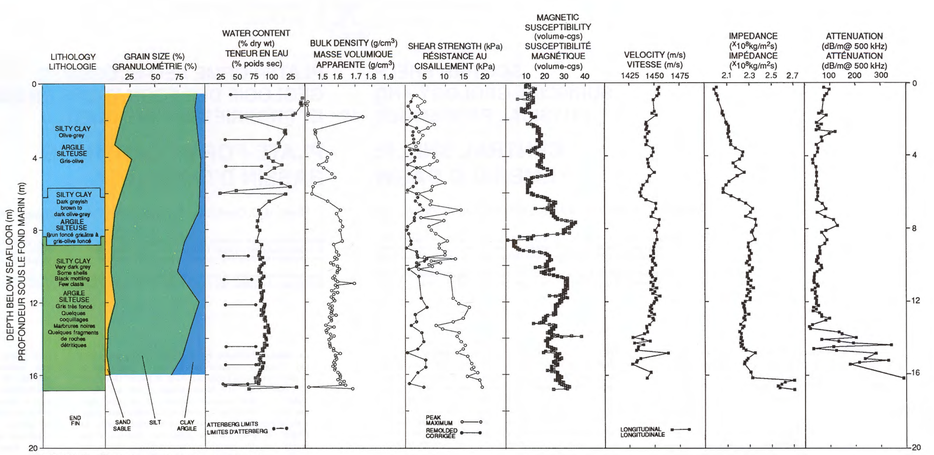


FIGURE 2c. Physical properties of core 87-003-002

FIGURE 2c. Propriétés physiques de la carotte 87-003-002

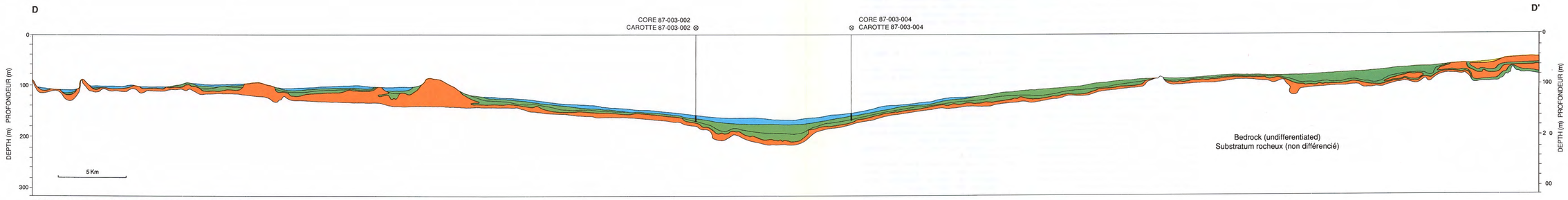


FIGURE 3. Cross-section D-D', shown in Figure 1 (from King and Fader, 1986)

FIGURE 3. Coupe transversale D-D' dont la position est indiquée à la figure 1 (de King et Fader, 1986)

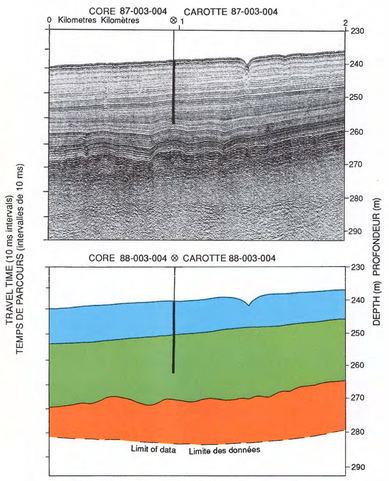


FIGURE 4a. Huntec DTS profile and interpreted section with core 87-003-004 superimposed

FIGURE 4a. Profil de type Huntec DTS, coupe interprétée et emplacement de la carotte 87-003-004

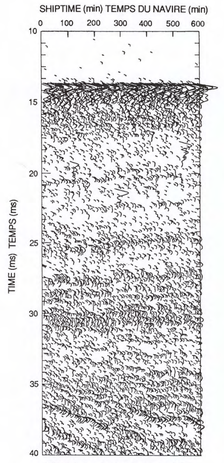


FIGURE 4b. Digitized Huntec DTS profile, core 87-003-004

FIGURE 4b. Profil de type Huntec DTS numérisé, carotte 87-003-004

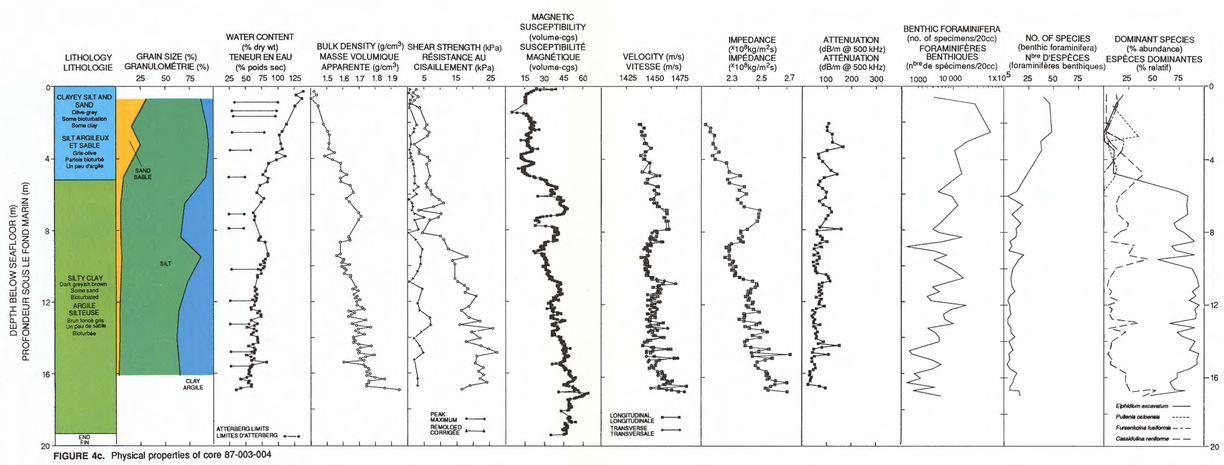


FIGURE 4c. Physical properties of core 87-003-004

FIGURE 4c. Propriétés physiques de la carotte 87-003-004

LEGEND LÉGENDE

ENVIRONMENTAL ZONATION
ZONATION ENVIRONNEMENTALE

- Inner shelf / Plate-forme interne
- Central shelf / Plate-forme centrale
- Outer shelf / Plate-forme externe
- Slope / Talus

SURFICIAL GEOLOGY
GÉOLOGIE DES FORMATIONS EN SURFACE

- 5 Sable Island Sand and Gravel / Sables et Graviers de Sable Island
- 4 LaHave Clay / Argile de LaHave
- 3 Sambro Sand / Sable de Sambro
- 2 Emerald Silt / Silt d'Emerald
- 1 Scotian Shelf Drift / Drift de Scotian Shelf

CENTRAL SHELF
PLATE-FORME CENTRALE

- Marine silty clay (LaHave Clay) / Argile silteuse marine (Argile de LaHave)
- Glaciomarine silty clay (Emerald Silt) / Argile silteuse glaciomarine (Silt d'Emerald)
- Diamicton / Till
- Bedrock / Substratum rocheux

TEXTURE

- Gravel / Gravier
- Sand / Sable
- Silt
- Clay / Argile
- Mud / Boue

Geotechnical borehole/core / Sondage géotechnique/carotte
Geotechnical borehole/core described (this map sheet) / Sondage géotechnique/carotte décrite (sur la présente carte)
Seismic line / Interpreted cross-section / Profil sismique / Coupe interprétée

SCOTIAN SHELF SURFICIAL GEOLOGY AND PHYSICAL PROPERTIES 12 CENTRAL SHELF: EMERALD BASIN

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE GÉOLOGIE DES FORMATIONS EN SURFACE ET PROPRIÉTÉS PHYSIQUES PLATE-FORME CENTRALE: BASSIN D'ÉMERAUDE

Canada
Geological Survey of Canada
Commission géologique du Canada

Geological Survey of Canada

Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF SURFICIAL GEOLOGY AND PHYSICAL PROPERTIES 13

CENTRAL SHELF: BASIN COMPARISON

K. Moran, J. Zevenhuizen, and I. Kulin

Recommended citation: Moran, K., Zevenhuizen, J., and Kulin, I., 1991: Surficial geology and physical properties 13: central shelf: basin comparison; in East Coast Basin Atlas Series: Scotian Shelf; Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p. 135.

Additional copies of this map may be obtained from the Geological Survey of Canada, Atlantic Geoscience Centre, P. O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2 Canada (Ph: 902-426-2773; FAX: 902-426-4266).

Three basins on the central Scotian Shelf, where extensive physical property data were collected, are presented to demonstrate the variability and similarities among sediments in this area (Fig. 1). From west to east, the basins are Stellwagen, LaHave and Emerald (Fig. 2, 4). The Emerald and LaHave basins are very similar with respect to water depth and size, representing two of the largest basins on the Shelf; the Stellwagen Basin is in shallow water and covers a very small area. High resolution seismic reflection data from the three basins are similar as three major reflectors, from deepest to shallowest, represent the bedrock/till boundary, the tough surface of the till, and a large impedance contrast within the sediment that overlays the till (Fig. 3a, 6a). The shallowest regional reflection defines two sediment units, an upper more acoustically transparent unit (blue) and a lower, acoustically stratified unit (green). These units are regionally defined as the LaHave Clay (blue) and Emerald Silt (green) formations (King, 1970). Two of the basins, Stellwagen and Emerald, have very similar physical properties suggesting similar depositional environments.

The upper unit (blue) in each of the three Basins is a unit of olive-grey, silty clay (Fig. 3b, 5, 6c). Some sand is present and the silt ranges ~40-60%. The clay content is highest in the Stellwagen Basin sediments (Silva and Hollister, 1973). Based on forminiferal analyses and radiocarbon dating, this upper unit is interpreted as a recent marine sequence. The shear strength in all basins is low, with peak values just over 20 kPa and remoulded values remaining constant around 2 kPa.

The boundary between the upper and lower sediment units in the Stellwagen and Emerald basins is seen in all corresponding physical property data sets (Fig. 5, 6c). For example, in the Emerald Basin, the values for magnetic susceptibility and velocity increase at five metres below seafloor, where the seismic record clearly shows a high amplitude reflector. The lower sediment unit (green) in both basin sequences is a dark greyish brown, silty clay. The clay percentage increases with depth as, correspondingly, the sand percentage decreases to very low levels. The water content in the lower unit decreases normally with depth. The shear strength of these sediments (green) is higher with peak values >25 kPa. Based on sedimentology, foraminiferal analyses and radiocarbon age dating, this lower unit in Emerald Basin is a glaciomarine sediment of the Pleistocene epoch (Gipp and Piper, 1989).

The LaHave Basin sediments do not exhibit the same variation in physical properties as the other two basins (Fig. 3b). At 1.3 m below seafloor, magnetic susceptibility and velocity show sharp increases at the interface between the upper (blue) and the lower (green) units. Within the green unit in LaHave Basin, the water content is generally lower and the bulk density is higher than in the other basins. The physical property data suggest that the LaHave Basin glaciomarine sediments, overlying a basal till as in the other two shelf basins, were deposited when ice conditions allowed for a much larger input of coarse grained material. The comparison of this data set with that of the adjacent Emerald Basin is striking considering the almost identical seismo-stratigraphic interpretation.

REFERENCES

Gipp, M. R. and Piper, D. J. W.
1989: Chronology of Late Wisconsinan glaciation, Emerald Basin, Scotian Shelf; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 26, p. 333-335.

King, L. H.
1970: Surficial geology of the Halifax - Sable Island map area; Canadian Hydrographic Service, Marine Sciences, Paper 1, 16 p. and map, scale 1:300 000.

Silva, A. J. and Hollister, C. D.
1973: Geotechnical properties of ocean sediments recovered with giant piston corer 1, Gulf of Maine; Journal of Geophysical Research, v. 78, no. 18, p. 3597-3616.

□

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE GÉOLOGIE DES FORMATIONS EN SURFACE ET PROPRIÉTÉS PHYSIQUES

PLATE-FORME CENTRALE: COMPARAISON DES BASSINS

K. Moran, J. Zevenhuizen, et I. Kulin

Notation bibliographique conseillée: Moran, K., Zevenhuizen, J., et Kulin, I., 1991: Géologie des formations en surface et propriétés physiques 13: plate-forme centrale: comparaison des bassins; dans Série des atlas des bassins de la côte Est: plate-forme Néo-Écossaise; Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada, p. 135.

Des copies supplémentaires de la carte peuvent être obtenues auprès de la Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de l'Atlantique, case postale 1006, Dartmouth (Nouvelle-Écosse) B2Y 4A2 Canada tél (902) 426-2773, facsimilé (902) 426-4266.

Trois bassins de la plate-forme Néo-Écossaise centrale dans lesquels a été recueillie une grande quantité de données sur les propriétés physiques des sédiments, sont présentés pour montrer les différences et les ressemblances entre les sédiments de cette région (fig. 1). De l'est à l'ouest, ce sont les bassins de Stellwagen, de LaHave et d'Émeraude (fig. 2, 4). Les bassins d'Émeraude et de LaHave sont très semblables pour ce qui est de la profondeur de l'eau et de leur dimension, représentant deux des plus grands bassins de la plate-forme continentale; le bassin de Stellwagen se trouve en eau peu profonde et est très peu étendu. Les données de sismique-réflexion haute résolution de ces trois bassins sont semblables et mettent en évidence trois réflecteurs qui, du plus profond au plus superficiel, sont associés au contact substratum rocheux-till, à la surface rugueuse du till et à un contraste d'impédance important au sein des sédiments quaternaires sus-jacents au till (fig. 3a, 6a). La réflexion régionale la plus superficielle délimite deux unités sédimentaires. L'unité supérieure (bleu) est acoustiquement transparente alors que l'unité inférieure (vert) est acoustiquement stratifiée. Ces deux unités correspondent régionalement aux formations de l'Argile de LaHave (bleu) et du Silt d'Emerald (vert) (King, 1970). Deux des bassins, Stellwagen et Émeraude, présentent des propriétés physiques très semblables indiquant des milieux de sédimentation similaires.

L'unité supérieure (bleu) dans chacun des trois bassins est une unité d'argile silteuse, gris olive (fig. 3b, 5, 6c). On trouve une certaine quantité de sable et la teneur en silt varie environ entre 40 et 60 %. Les sédiments du bassin de Stellwagen ont la teneur en argile la plus élevée (Silva et Hollister, 1973). En se basant sur des analyses de foraminifères et des datations au radiocarbone, cette unité supérieure est considérée comme une séquence marine récente. Dans tous les bassins, la résistance au cisaillement est faible, les valeurs maximales ne dépassant que légèrement 20 kPa et les valeurs à l'état remanié demeurant constantes autour de 2 kPa.

La limite entre les unités supérieure et inférieure dans les bassins de Stellwagen et d'Émeraude peut être identifiée dans tous les ensembles de données sur les propriétés physiques correspondantes (fig. 5, 6c). Dans le bassin d'Émeraude, par exemple, les valeurs de la réflecteur de forte amplitude. L'unité sédimentaire inférieure (vert) dans les séquences des deux bassins est une argile silteuse brun grisâtre foncé. Le pourcentage d'argile augmente avec la profondeur alors que de façon concomitante le pourcentage de sable diminue jusqu'à des niveaux très faibles. La teneur en eau de l'unité inférieure diminue normalement avec la profondeur. La résistance au cisaillement de ces sédiments (vert) est plus élevée, les valeurs maximales pouvant dépasser 25 kPa. D'après les données sédimentologiques, les analyses de foraminifères et les datations au radiocarbone, cette unité inférieure, dans le bassin d'Émeraude, est constituée de sédiments glaciomarins du Pléistocène (Gipp et Piper, 1989).

Les propriétés physiques des sédiments du bassin de LaHave ne varient pas de la même façon que ceux des deux autres bassins (fig. 3b). À 1,3 m au-dessous du fond marin, la susceptibilité magnétique et la vitesse augmentent brusquement à l'interface de l'unité supérieure (bleu) et de l'unité inférieure (vert). Dans le bassin de LaHave, à l'intérieur de l'unité verte, la teneur en eau est en général plus faible et la masse volumique apparente plus élevée que dans les autres bassins. Les données sur les propriétés physiques indiquent que les sédiments glaciomarins du bassin de LaHave, qui reposent sur un till basal comme dans les deux autres bassins de la plate-forme, se sont déposés lorsque les conditions glaciaires ont contribué à un important apport de sédiments à grain grossier. La comparaison de cet ensemble de données avec celui du bassin d'Émeraude adjacent est étonnante compte tenu de l'interprétation sismostratigraphique de ces deux bassins presque identique.

RÉFÉRENCES

Gipp, M. R. et Piper, D. J. W.
1989: Chronology of Late Wisconsinan glaciation, Emerald Basin, Scotian Shelf; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 26, p. 333-335.

King, L. H.
1970: Surficial geology of the Halifax - Sable Island map area; Canadian Hydrographic Service, Marine Sciences, Paper 1, 16 p. and map, scale 1:300 000.

Silva, A. J. et Hollister, C. D.
1973: Geotechnical properties of ocean sediments recovered with giant piston corer 1, Gulf of Maine; Journal of Geophysical Research, v. 78, no. 18, p. 3597-3616.

□

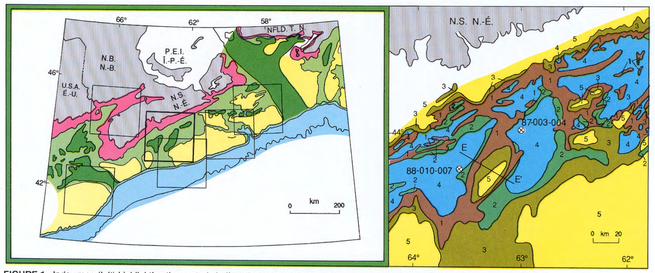


FIGURE 1. Index map (left) highlighting the central shelf study area; surficial geology map of the Emerald Basin and LaHave Basin study areas (right; adapted from map sheet Surficial Geology and Physical Properties 5, this volume) shows locations of cross-section E-E' and boreholes.

FIGURE 1. À gauche, carte index mettant en relief le secteur de la plate-forme centrale étudié. À droite, carte de la géologie des formations en surface des régions d'étude du bassin d'Emeraude et du bassin de LaHave (adaptée de la carte de la Géologie des formations en surface et propriétés physiques 5 du présent volume) montrant l'emplacement de la coupe transversale E-E' et des sondages.

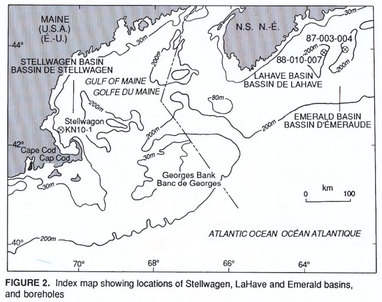


FIGURE 2. Index map showing locations of Stellwagen, LaHave and Emerald basins, and boreholes

FIGURE 2. Carte de localisation montrant l'emplacement des bassins de Stellwagen, de LaHave et d'Émeraude, ainsi que des sondages

LEGEND LÉGENDE

ENVIRONMENTAL ZONATION
ZONATION ENVIRONNEMENTALE

- Inner shelf / Plate-forme interne
- Central shelf / Plate-forme centrale
- Outer shelf / Plate-forme externe
- Slope / Talus

SURFICIAL GEOLOGY
GÉOLOGIE DES FORMATIONS EN SURFACE

- 5 Sable Island Sand and Gravel / Sables et Graviers de Sable Island
- 4 LaHave Clay / Argile de LaHave
- 3 Sambro Sand / Sable de Sambro
- 2 Emerald Silt / Silt d'Emerald
- 1 Scotian Shelf Drift / Drift de Scotian Shelf

CENTRAL SHELF
PLATE-FORME CENTRALE

- Sand / Sable
- Marine silty clay (LaHave Clay) / Argile silteuse marine (Argile de LaHave)
- Glaciomarine silty clay (Emerald Silt) / Argile silteuse glaciomarine (Silt d'Emerald)
- Diamicton / Till

TEXTURE

- Gravel / Gravier
- Sand / Sable
- Silt
- Clay / Argile
- Mud / Boue

Geotechnical borehole/core described (this map sheet)
Sondage géotechnique/carotte décrite (sur la présente carte)...⊗
Seismic line / Interpreted cross-section
Profil sismique / Coupe interprétée .....

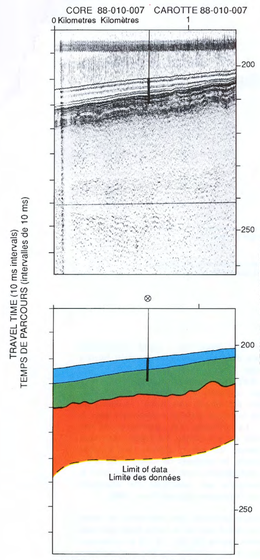


FIGURE 3a. Huntec deep towed system (DTS) profile and interpreted section with core 88-010-007 superimposed

FIGURE 3a. Profil obtenu à l'aide d'un dispositif Huntec remorqué en profondeur, coupe interprétée et emplacement de la carotte 88-010-007

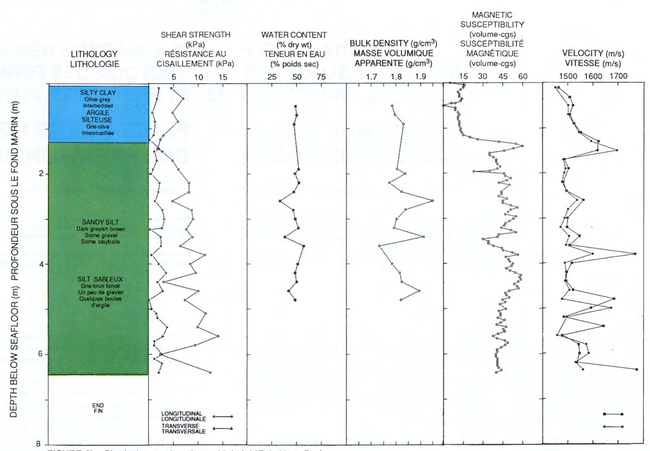


FIGURE 3b. Physical properties of core 88-010-007, LaHave Basin

FIGURE 3b. Propriétés physiques de la carotte 88-010-007, bassin de LaHave

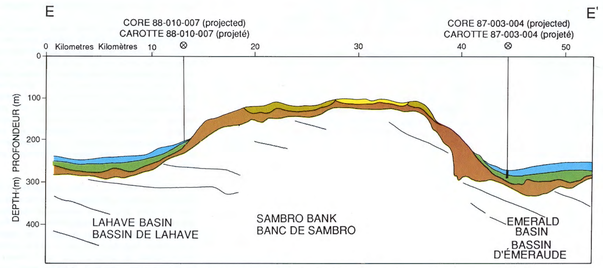


FIGURE 4. Cross-section E-E'; location indicated in Figure 1 (modified from King, 1970)

FIGURE 4. Coupe E-E'; l'emplacement est indiqué à la figure 1 (adapté de King, 1970)

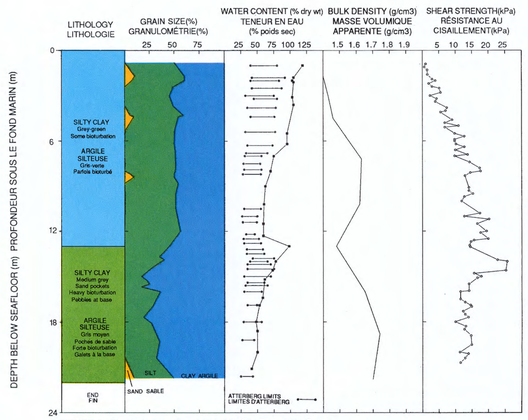


FIGURE 5. Physical properties of core KN10-1, Stellwagen Basin

FIGURE 5. Propriétés physiques de la carotte KN10-1, bassin de Stellwagen

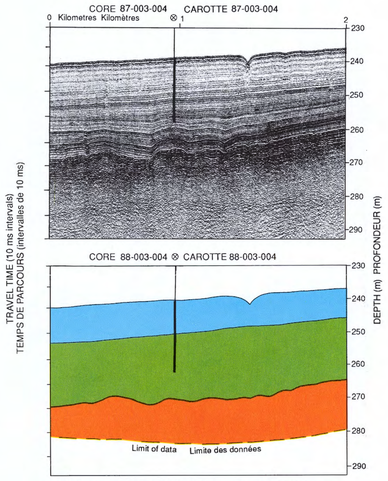


FIGURE 6a. Huntec DTS profile and interpreted section with core 87-003-004 superimposed, Emerald Basin

FIGURE 6a. Profil de type Huntec DTS, coupe interprétée et emplacement de la carotte 87-003-004, bassin d'Émeraude

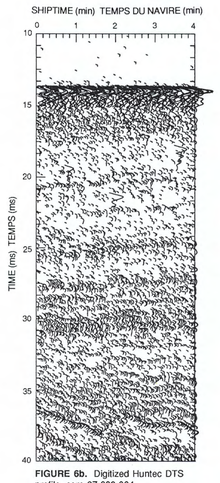


FIGURE 6b. Digitized Huntec DTS profile, core 87-003-004

FIGURE 6b. Profil de type Huntec DTS numérisé, carotte 87-003-004

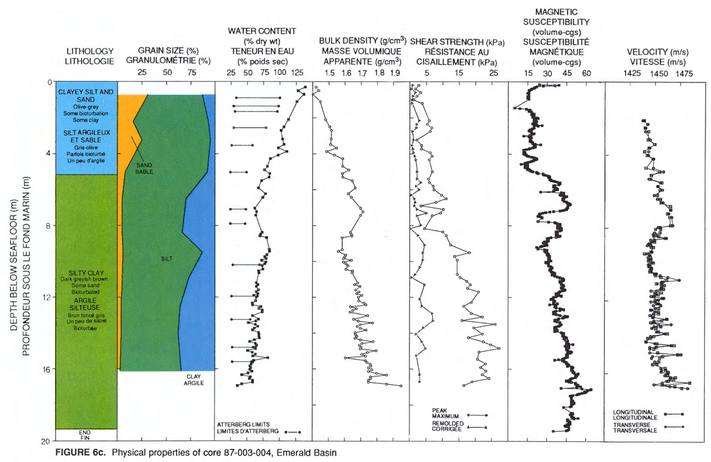


FIGURE 6c. Physical properties of core 87-003-004, Emerald Basin

FIGURE 6c. Propriétés physiques de la carotte 87-003-004, bassin d'Émeraude

SCOTIAN SHELF SURFICIAL GEOLOGY AND PHYSICAL PROPERTIES 13 CENTRAL SHELF: BASIN COMPARISON

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE GÉOLOGIE DES FORMATIONS EN SURFACE ET PROPRIÉTÉS PHYSIQUES PLATE-FORME CENTRALE: COMPARAISON DES BASSINS

Geological Survey of Canada

Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF SURFICIAL GEOLOGY AND PHYSICAL PROPERTIES 14 OUTER SHELF: BANQUEREAU

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE GÉOLOGIE DES FORMATIONS EN SURFACE ET PROPRIÉTÉS PHYSIQUES 14 PLATE-FORME EXTERNE: LE BANQUEREAU

K. Moran, C. L. Amos, and J. Zevenhuizen

K. Moran, C. L. Amos, et J. Zevenhuizen

Recommended citation: Moran, K., Amos, C.L., and Zevenhuizen, J., 1991: Surficial geology and physical properties 14: outer shelf: Banquereau; in East Coast Basin Atlas Series: Scotian Shelf; Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p. 137.

Additional copies of this map may be obtained from the Geological Survey of Canada, Atlantic Geoscience Centre, P. O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2 Canada (Ph: 902-426-2773; FAX: 902-426-4266).

Notation bibliographique conseillée: Moran, K., Amos, C.L., et Zevenhuizen, J., 1991: Géologie des formations en surface et propriétés physiques 14: plate-forme externe: le Banquereau; dans Série des atlas des bassins de la côte Est: plate-forme Néo-Écossaise; Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada, p. 137.

Des copies supplémentaires de la carte peuvent être obtenues auprès de la Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de l'Atlantique, case postale 1006, Dartmouth (Nouvelle-Écosse) B2Y 4A2 Canada tél (902) 426-2773, facsimilé (902) 426-4266.

Banquereau occupies the easternmost position of the three major outer shelf banks on the Scotian Shelf (Fig. 1). The surficial geology of the Bank has been described by others (MacLean and King, 1971; Amos and Knoll, 1987) and is summarized here (Fig. 2). Three boreholes drilled and sampled by Husky / Bow Valley Limited for site investigations are also presented on this map sheet (Fig. 1).

Using high resolution seismic reflection data, Amos and Knoll (1987) defined three regional reflectors (Fig. 3, 4). Here, all boreholes presented penetrate the upper reflector (red) and consequently the properties of the sediments above and below it are defined (Fig. 5, 6, 7). The sediment (yellow) above the regional reflector comprises fine- to medium-grained sands that are generally more coarse grained near the seafloor. The thickness of this sand unit varies from four metres, at the Louisburg site, to 40 m elsewhere (Amos and Knoll, 1987). The water content ranges 15-25% dry weight. The age is late Pleistocene to recent (Amos and Miller, 1990). The upper regional seismic reflector occurs in the boreholes (except at Louisburg) as a thin gravelly sand deposit. Below the reflector, interbedded silty and sandy clays, with some fine sand layers, indicate overconsolidated deposits. Although the sediments are interbedded within the unit, no lateral continuity can be defined from borehole to borehole. Water content is close to or lower than the plastic limit.

REFERENCES

Amos, C. L. and Knoll, R. G.
1987: The Quaternary sediments of Banquereau, Scotian Shelf; Geological Society of America Bulletin, v. 99, no. 2, p. 244-260.

Amos, C. L. and Miller, A. A. L.
1990: The Quaternary stratigraphy of southwest Sable Island Bank, eastern Canada; Geological Society of America Bulletin, v. 102, no. 7, p. 915-934.

MacLean, B. and King, L. H.
1971: Surficial geology of the Banquereau and Misaine Bank map area; Canadian Hydrographic Service, Marine Sciences, Paper 3, 19 p. and map (also Geological Survey of Canada, Paper 71-52).

□

Le Banquereau est le plus à l'est des trois principaux bancs de la plate-forme Néo-Écossaise externe (fig. 1). La géologie de surface du banc a été décrite par d'autres chercheurs (MacLean et King, 1971; Amos et Knoll, 1987) et un résumé en est présenté ici (fig. 2). Trois sondages forés et échantillonnés par le consortium Husky / Bow Valley Limited dans le cadre d'analyses de sites sont également indiqués sur la présente carte (fig. 1).

En se basant sur les données de sismique-réflexion haute résolution, Amos et Knoll (1987) ont défini trois réflecteurs régionaux (fig. 3, 4). Tous les sondages présentés ici pénètrent le réflecteur supérieur (rouge) et, par conséquent, permettent de définir les propriétés des sédiments au-dessus et au-dessous de ce réflecteur régional (fig. 5, 6, 7). Les sédiments sus-jacents au réflecteur régional (jaune) sont composés de sable fin à moyen, qui est en général plus grossier près du fond marin. L'épaisseur de l'unité de sable varie de quatre mètres, au site Louisbourg, à 40 m ailleurs (Amos et Knoll, 1987). La teneur en eau varie entre 15 et 25 % du poids à sec. L'âge de cette unité s'étend du Pléistocène tardif à l'Holocène (Amos et Miller, 1990). Le réflecteur sismique régional supérieur se présente dans les sondages (à l'exception de Louisbourg) sous forme d'un mince dépôt de sable graveleux. Au-dessous du réflecteur, les sédiments se composent d'argiles silteuses et sableuses interstratifiées avec quelques couches de sable fin, ce qui indique un sédiment surconsolidé. Même si ces sédiments sont interstratifiés au sein de cette unité, aucune continuité latérale ne peut être établie d'un sondage à l'autre. La teneur en eau est proche de la limite de plasticité ou inférieure.

RÉFÉRENCES

Amos, C. L. et Knoll, R. G.
1987: The Quaternary sediments of Banquereau, Scotian Shelf; Geological Society of America Bulletin, v. 99, no. 2, p. 244-260.

Amos, C. L. et Miller, A. A. L.
1990: The Quaternary stratigraphy of southwest Sable Island Bank, eastern Canada; Geological Society of America Bulletin, v. 102, no. 7, p. 915-934.

MacLean, B. et King, L. H.
1971: Surficial geology of the Banquereau and Misaine Bank map area; Canadian Hydrographic Service, Marine Sciences, Paper 3, 19 p. and map (also Geological Survey of Canada, Paper 71-52).

□

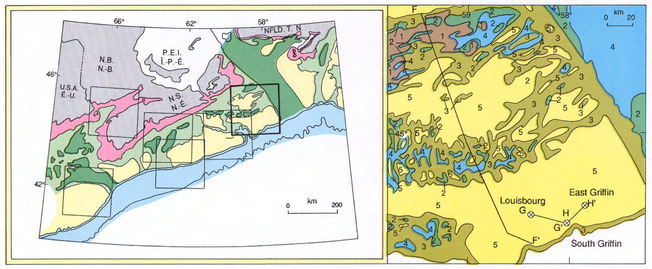


FIGURE 1. Index map, and surficial geology map (right; adapted from map sheet Surficial Geology and Physical Properties 5, this volume) showing locations of boreholes and cross-sections F-F', G-G' and H-H'

FIGURE 1. Carte index et carte de la géologie des formations en surface (à droite; adaptée de la carte Géologie des formations en surface et propriétés physiques 5 du présent volume) montrant l'emplacement des sondages et des coupes transversales F-F', G-G' et H-H'

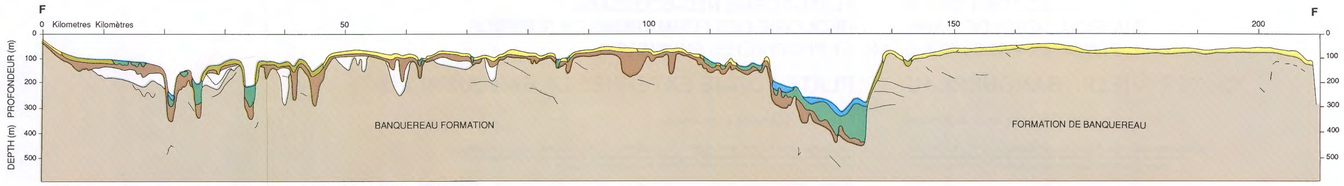


FIGURE 2. Cross-section F-F'; location shown on Figure 1 (adapted from MacLean and King, 1971)

FIGURE 2. Coupe transversale F-F'; la position de la coupe est indiquée à la figure 1 (adaptée de MacLean et King, 1971)

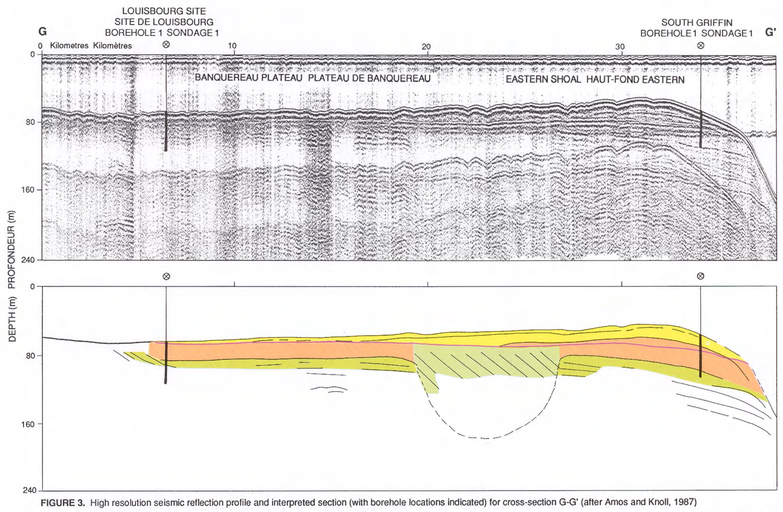


FIGURE 3. High resolution seismic reflection profile and interpreted section (with borehole locations indicated) for cross-section G-G' (after Amos and Knoll, 1987)

FIGURE 3. Profil de sismique-réflexion à haute résolution et coupe interprétée (ou l'emplacement des sondages est indiqué) de la coupe transversale G-G' (d'après Amos et Knoll, 1987)

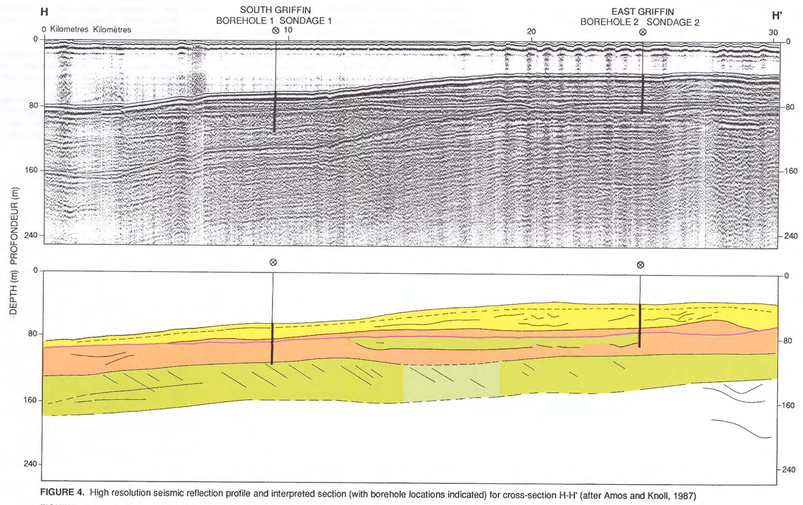


FIGURE 4. High resolution seismic reflection profile and interpreted section (with borehole locations indicated) for cross-section H-H' (after Amos and Knoll, 1987)

FIGURE 4. Profil de sismique-réflexion à haute résolution et coupe interprétée (ou l'emplacement des sondages est indiqué) dela coupe transversale H-H' (d'après Amos et Knoll, 1987)

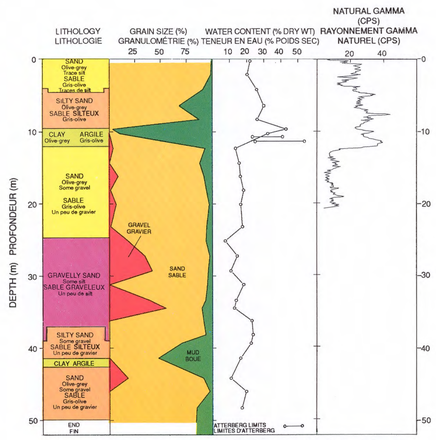


FIGURE 5. Physical properties of borehole 1, Louisbourg site: Note that the shallowest appearance of gravel corresponds with the sand and gravel reflector of Figure 3.

FIGURE 5. Propriétés physiques du sondage 1, site de Louisbourg: À noter que l'occurence de gravier la moins profonde correspond au réflecteur de sable et gravier de la figure 3.

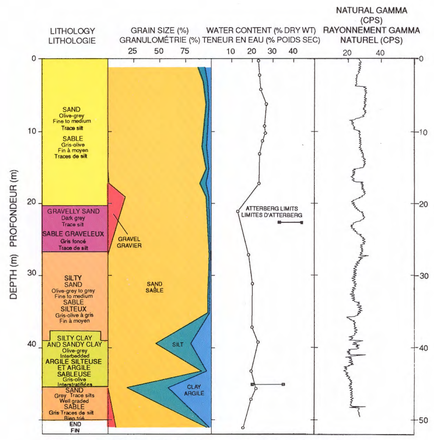


FIGURE 6. Physical properties of borehole 1, South Griffin site: Note that gravelly sand corresponds with the reflector in Figures 3 and 4.

FIGURE 6. Propriétés physiques du sondage1, site de South Griffin: À noter que le sable graveleux correspond au réflecteur des figures 3 et 4.

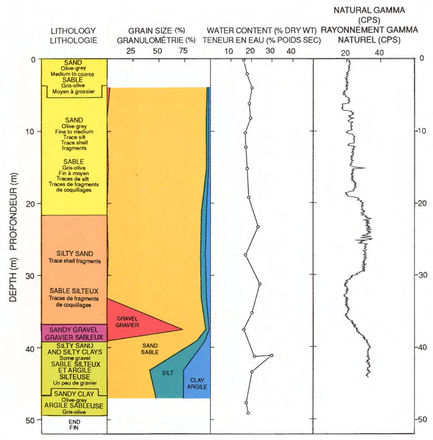


FIGURE 7. Physical properties of borehole 2, East Griffin site: Note that sandy gravel corresponds with the reflector in Figure 4.

FIGURE 7. Propriétés physiques du sondage 2, site d'East Griffin: À noter que le gravier sableux correspond au réflecteur de la figure 4.

LEGEND LÉGENDE

ENVIRONMENTAL ZONATION
ZONATION ENVIRONNEMENTALE

- Inner shelf / Plate-forme interne
- Central shelf / Plate-forme centrale
- Outer shelf / Plate-forme externe
- Slope / Talus

OUTER SHELF
PLATE-FORME EXTERNE

- Sand (Sable Island Sand and Gravel) / Sable (Sables et Graviers de Sable Island)
- Sand and gravel / Sable et gravier
- Silty sand / Sable silteux
- Marine silty clay (LaHave Clay) / Argile silteuse marine (Argile de LaHave)
- Glaciomarine silty clay (Emerald Silt) / Argile silteuse glaciomarine (Silt d'Emerald)
- Clay / Variable / Argile / Variable
- Clay (defined by seismic data) / Argile (défini au moyen des données sismiques)
- Bedrock (defined by geophysical data) / Substratum rocheux (défini au moyen des données géophysiques)

SURFICIAL GEOLOGY
GÉOLOGIE DES FORMATIONS EN SURFACE

- 5 Sable Island Sand and Gravel / Sables et Graviers de Sable Island
- 4 LaHave Clay / Argile de LaHave
- 3 Sambro Sand / Sable de Sambro
- 2 Emerald Silt / Silt d'Emerald
- 1 Scotian Shelf Drift / Drift de Scotian Shelf

TEXTURE

- Gravel / Gravier
- Sand / Sable
- Silt
- Clay / Argile
- Mud / Boue

Geotechnical borehole/core / Sondage géotechnique/carotte
Geotechnical borehole/core described (this map sheet) / Sondage géotechnique/carotte décrite (sur la présente carte)
Seismic line / Interpreted cross-section / Profil sismique / Coupe interprétée

SCOTIAN SHELF SURFICIAL GEOLOGY AND PHYSICAL PROPERTIES 14 OUTER SHELF: BANQUEREAU

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE GÉOLOGIE DES FORMATIONS EN SURFACE ET PROPRIÉTÉS PHYSIQUES PLATE-FORME EXTERNE: LE BANQUEREAU

Geological Survey of Canada

Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF SURFICIAL GEOLOGY AND PHYSICAL PROPERTIES 15

OUTER SHELF: SABLE ISLAND BANK

K. Moran, E. Jorden, J. Zevenhuizen, H. A. Christian, and S. McLaren

Recommended citation: Moran, K., Jorden, E., Zevenhuizen, J., Christian, H. A., and McLaren, S., 1991: Surficial geology and physical properties 15: outer shelf: Sable Island Bank; in East Coast Basin Atlas Series: Scotian Shelf; Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p. 139.

Additional copies of this map may be obtained from the Geological Survey of Canada, Atlantic Geoscience Centre, P. O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2 Canada (Ph: 902-426-2773; FAX: 902-426-4266).

Sable Island Bank is one of the larger banks on the outer Scotian Shelf (Fig. 1). It contains the greatest accumulation of sand on the Shelf with Sable Island emerging at the highest point (Fig. 2 to 6). The Bank top consists of approximately 100-250 m of sediment overlying a channel-cut bedrock surface. The geologic history and surficial geology of the Bank have been studied and reported by others (King, 1970; Jansa and Wade, 1975; King and Fader, 1986; Boyd et al., 1988; McLaren, 1988; Amos and Miller, 1990).

The physical properties of Sable Island Bank surficial sediments have been compiled from borehole data collected at 12 hydrocarbon exploration well sites and one site on Sable Island (Jacques Whitford and Associates, 1985). Three boreholes at sites Cohasset, Thebaud and Sable Island were selected as representative of Sable Island Bank (Fig. 1).

Three major units were defined on the basis of physical properties (Fig. 7, 8, 9). The upper unit (yellow) is fine to medium sand with rare layers of peat and seams of organic silt. This unit has negligible fines (3% average), and its thickness varies 2-35 m at all sites except at Sable Island where it is >50 m. The biostratigraphy of the unit (Fig. 7), based on foraminifera, comprises modern assemblages (Amos and Miller, 1990).

A second coarse grained unit (bronze) occurs below the upper, modern sand sequence. It is similar to the upper unit, but has a larger silt component. The unit is classified as a silty sand; the silt content increases with depth. Only occasional seams of organic silt occur in the boreholes, but several layers of peat can be present at one site. The unit thickness ranges 3-25 m; the average thickness is 11 m. The unit is interpreted as glaciomarine (Amos and Miller, 1990).

The third unit represents a distinct lithology change in the boreholes and defines a regional seismostratigraphic boundary (McLaren, 1988; Amos and Miller, 1990). This unit (green) is a hard, silty to sandy clay of medium plasticity and low compressibility. The water content is close to the plastic limit with an average of 24%. The undrained shear strength is high with an average of 240 kPa and range of 120-407 kPa. At borehole Sable Island '85, detailed testing of this unit was completed for stress history analysis (Fig. 9). Here, the silty clay unit ranged from an overconsolidated sequence (OCR = 2) at its upper boundary to a normally consolidated sequence at its base. This trend suggests that the sequence may have been loaded post-depositionally and the resultant load affected the upper 40 m of the unit. Alternatively, the stress history profile could reflect the absence of >100 m of sediment from the top of the profile. At other sites, the hard silty clay unit (green) is thin and underlain by silty sand (bronze).

REFERENCES

Amos, C. L. and Miller, A. A. L.
1990: The Quaternary stratigraphy of southwest Sable Island Bank, eastern Canada; Geological Society of America Bulletin, v. 102, no. 7, p. 915-934.

Boyd, R., Scott, D. B., and Douma, M.
1988: Glacial tunnel valleys and Quaternary history of the outer Scotian shelf; Nature, v. 333, no. 6168, p. 61-64.

Jacques, Whitford and Associates
1985: Sable Island borehole project No. G042; Report submitted to the Centre for Marine Geology, Dalhousie University, Halifax and the Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, Dartmouth, Nova Scotia, 14 p.

Jansa, L. F. and Wade, J. A.
1975: Geology of the continental margin off Nova Scotia and Newfoundland; in Offshore Geology of Eastern Canada, Volume 2, Regional Geology, (ed.) W. J. M. van der Linden and J. A. Wade; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, v. 2, p. 51-105.

King, L. H.
1970: Surficial geology of Halifax - Sable Island map area; Canadian Hydrographic Service, Marine Sciences, Paper 1, 16 p. and map, scale 1:300 000.

King, L. H. and Fader, G. B.
1986: Wisconsinan glaciation of the Atlantic continental shelf of southeast Canada; Geological Survey of Canada, Bulletin 363, 72 p.

McLaren, S. A.
1988: Quaternary seismic stratigraphy and sedimentation of the Sable Island sand body, Sable Island Bank, outer Scotian Shelf; Technical Report 11, Centre for Marine Geology, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, 95 p.

□

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE GÉOLOGIE DES FORMATIONS EN SURFACE ET PROPRIÉTÉS PHYSIQUES 15

PLATE-FORME EXTERNE: BANC DE L'ÎLE DE SABLE

K. Moran, E. Jorden, J. Zevenhuizen, H. A. Christian, et S. McLaren

Notation bibliographique conseillée: Moran, K., Jorden, E., Zevenhuizen, J., Christian, H. A., et McLaren, S., 1991: Géologie des formations en surface et propriétés physiques 15: plate-forme externe; banc de l'île de Sable; dans Série des atlas des bassins de la côte Est: plate-forme Néo-Écossaise; Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada, p. 139.

Des copies supplémentaires de la carte peuvent être obtenues auprès de la Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de l'Atlantique, case postale 1006, Dartmouth (Nouvelle-Écosse) B2Y 4A2 Canada tél (902) 426-2773, facsimilé (902) 426-4266.

Le banc de l'île de Sable est l'un des plus grands bancs de la plate-forme Néo-Écossaise externe (fig. 1). Il s'agit de la plus grande accumulation de sable de la plate-forme continentale, son point le plus élevé étant l'île de Sable (fig. 2 à 6 inclusivement). Le sommet du banc est composé d'environ 100 à 250 m de sédiments reposant sur une surface du substratum rocheux découpée de chenaux. L'histoire géologique et la géologie de surface du banc sont traitées dans d'autres études (King, 1970; Jansa et Wade, 1975; King et Fader, 1986; Boyd et al., 1988; McLaren, 1988; Amos et Miller, 1990).

Les propriétés physiques des sédiments superficiels du banc de l'île de Sable ont été établies à partir de données de sondage recueillies dans 12 puits d'exploration d'hydrocarbures et dans un site situé sur l'île de Sable (Jacques Whitford and Associates, 1985). On a choisi pour représenter ce banc trois sondages aux sites Cohasset, Thebaud et Sable Island (fig. 1).

Trois unités majeures ont été définies en fonction des propriétés physiques (fig. 7, 8, 9). L'unité supérieure (jaune) est composée de sable fin à moyen contenant de rares couches de tourbe et veines de silt organique. Cette unité a une teneur négligeable en sédiments fins (en moyenne 3 %) et son épaisseur varie entre 2 et 35 m à tous les sites, à l'exception de Sable Island où elle est supérieure à 50 m. La biostratigraphie de cette unité (fig. 7), basée sur les foraminifères, comprend des associations modernes (Amos et Miller, 1990).

Une deuxième unité à grain grossier (bronze) se trouve au-dessous de la séquence de sable récente supérieure. Elle est semblable à l'unité supérieure mais sa composante silteuse est plus importante. Cette unité est classée comme un sable silteux et sa teneur en silt augmente avec la profondeur. Quelques veines très occasionnelles de silt organique ont été relevées dans les sondages, mais plusieurs couches de tourbe sont présentes à l'un des sites. L'épaisseur de l'unité varie de 3 à 25 m, pour une moyenne de 11 m. Cette unité serait d'origine glaciomarine (Amos et Miller, 1990).

La troisième unité représente un changement de lithologie marqué dans les sondages et définit une limite sismostratigraphique régionale (McLaren, 1988; Amos et Miller, 1990). Cette unité (vert) est une argile dure, de silteuse à sableuse, de plasticité moyenne et de compressibilité faible. La teneur en eau est proche de la limite de plasticité avec une moyenne de 24 %. La résistance au cisaillement non drainé est élevée étant en moyenne de 240 kPa et variant entre 120 et 407 kPa. Au sondage Sable Island '85, on a effectué des essais détaillés sur cette unité pour être en mesure d'analyser l'évolution des contraintes (fig. 9). À ce site, l'unité d'argile silteuse passe d'une séquence surconsolidée (ISC = 2) près de la limite supérieure à une séquence normalement consolidée près de la base. Cette tendance indique que la séquence a pu supporter une charge après son dépôt et que cette charge a affecté les 40 m supérieurs de l'unité. Par ailleurs, le profil de l'évolution des contraintes pourrait refléter l'absence de plus de 100 m de sédiments au sommet de la coupe. À d'autres sites, l'unité d'argile silteuse dure (vert) est mince et repose sur du sable silteux (bronze).

RÉFÉRENCES

Amos, C. L. et Miller, A. A. L.
1990: The Quaternary stratigraphy of southwest Sable Island Bank, eastern Canada; Geological Society of America Bulletin, v. 102, no. 7, p. 915-934.

Boyd, R., Scott, D. B., et Douma, M.
1988: Glacial tunnel valleys and Quaternary history of the outer Scotian shelf; Nature, v. 333, no. 6168, p. 61-64.

Jacques, Whitford and Associates
1985: Sable Island borehole project No. G042; Report submitted to the Centre for Marine Geology, Dalhousie University, Halifax and the Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, Dartmouth, Nova Scotia, 14 p.

Jansa, L. F. et Wade, J. A.
1975: Geology of the continental margin off Nova Scotia and Newfoundland; in Offshore Geology of Eastern Canada, Volume 2, Regional Geology, (ed.) W. J. M. van der Linden and J. A. Wade; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, v. 2, p. 51-105.

King, L. H.
1970: Surficial geology of Halifax - Sable Island map area; Canadian Hydrographic Service, Marine Sciences, Paper 1, 16 p. and map, scale 1:300 000.

King, L. H. et Fader, G. B.
1986: Wisconsinan glaciation of the Atlantic continental shelf of southeast Canada; Geological Survey of Canada, Bulletin 363, 72 p.

McLaren, S. A.
1988: Quaternary seismic stratigraphy and sedimentation of the Sable Island sand body, Sable Island Bank, outer Scotian Shelf; Technical Report 11, Centre for Marine Geology, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, 95 p.

□

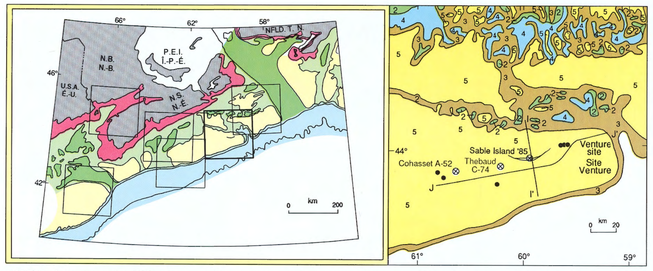


FIGURE 1. Index map, and surficial geology map (right; adapted from map sheet Surficial Geology and Physical Properties 5, this volume) showing locations of boreholes and cross-sections I-I' and J-J'

FIGURE 1. Carte index et carte de la géologie des formations en surface (à droite; adaptée de la carte Géologie des formations en surface et propriétés physiques 5 du présent volume) montrant l'emplacement des sondages et des coupes transversales I-I' et J-J'

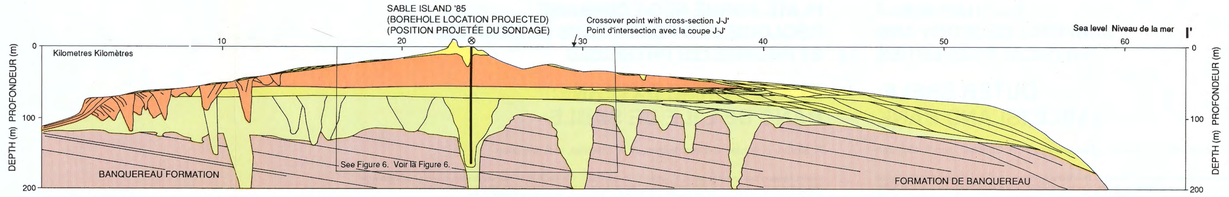


FIGURE 2. Cross-section I-I', as indicated on Figure 1

FIGURE 2. Coupe transversale I-I' telle qu'indiquée sur la figure 1

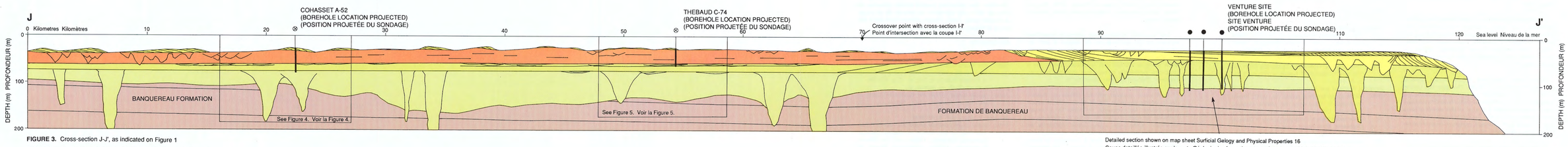


FIGURE 3. Cross-section J-J', as indicated on Figure 1

FIGURE 3. Coupe transversale J-J' telle qu'indiquée sur la figure 1

Detailed section shown on map sheet Surficial Gelogy and Physical Properties 16
Coupe detaillée illustrée sur la carte Géologie des formations en surface et propriétés physiques 16

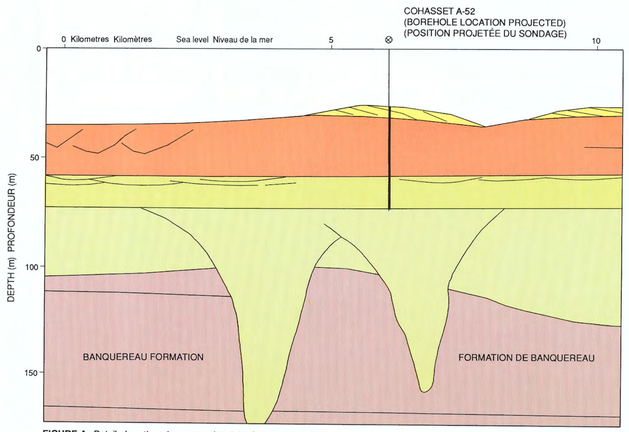


FIGURE 4. Detailed section of cross-section J-J' : Cohasset A-52 site

FIGURE 4. Détail de la coupe transversale J-J' : site de Cohasset A-52

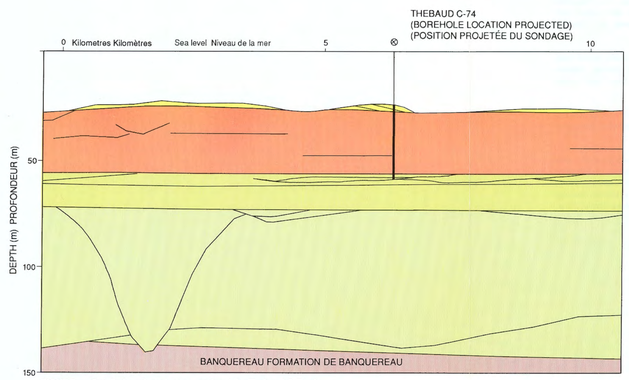


FIGURE 5. Detailed section of cross-section J-J' : Thebaud C-74 site

FIGURE 5. Détail de la coupe transversale J-J' : site de Thebaud C-74

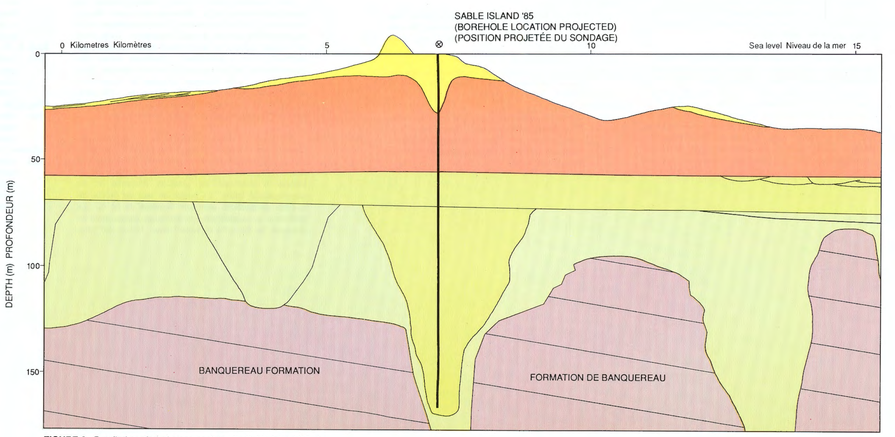


FIGURE 6. Detailed section of cross-section I-I' : Sable Island '85 site

FIGURE 6. Détail de la coupe transversale I-I' : site de Sable Island '85

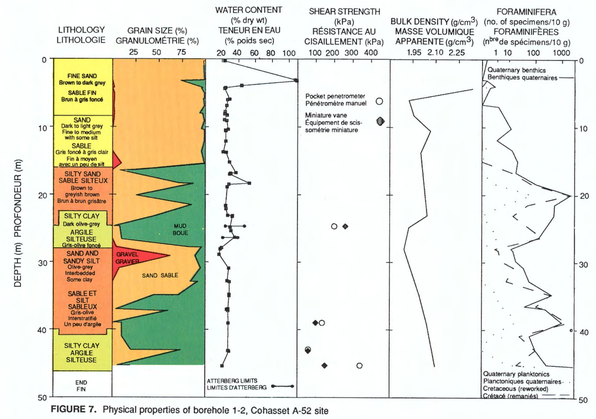


FIGURE 7. Physical properties of borehole 1-2, Cohasset A-52 site

FIGURE 7. Propriétés physiques du sondage 1-2, site de Cohasset A-52

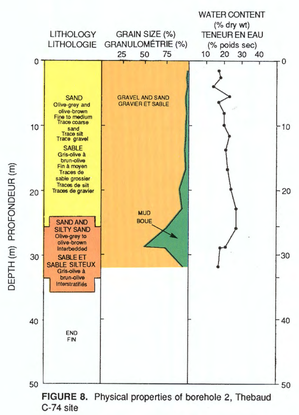


FIGURE 8. Physical properties of borehole 2, Thebaud C-74 site

FIGURE 8. Propriétés physiques du sondage 2, site de Thebaud C-74

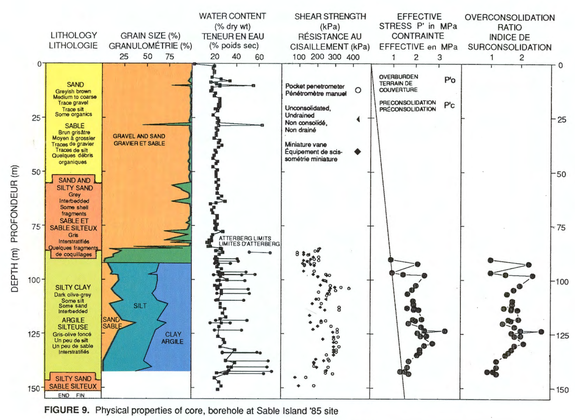


FIGURE 9. Physical properties of core, borehole at Sable Island '85 site

FIGURE 9. Propriétés physiques de la carotte, sondage au site de Sable Island '85

LEGEND LÉGENDE

ENVIRONMENTAL ZONATION
ZONATION ENVIRONNEMENTALE

- Inner shelf — Plate-forme interne
- Central shelf — Plate-forme centrale
- Outer shelf — Plate-forme externe
- Slope — Talus

OUTER SHELF
PLATE-FORME EXTERNE

- Sand (Sable Island Sand and Gravel) — Sable (Sables et Graviers de Sable Island)
- Silty sand — Sable silteux
- Clay / Variable — Argile / Variable
- Clay / Variable (defined by seismic data) — Argile / Variable (défini au moyen des données sismiques)
- Bedrock (defined by geophysical data) — Substratum rocheux (défini au moyen des données géophysiques)

SURFICIAL GEOLOGY
GÉOLOGIE DES FORMATIONS EN SURFACE

- 5 — Sable Island Sand and Gravel — Sables et Graviers de Sable Island
- 4 — LaHave Clay — Argile de LaHave
- 3 — Sambro Sand — Sable de Sambro
- 2 — Emerald Silt — Silt d'Emerald
- 1 — Scotian Shelf Drift — Drift de Scotian Shelf

TEXTURE

- Gravel — Gravier
- Sand — Sable
- Silt
- Clay — Argile
- Mud — Boue

Geotechnical borehole/core — Sondage géotechnique/carotte
Geotechnical borehole/core described (this map sheet) — Sondage géotechnique/carotte décrite (sur la présente carte)
Seismic line / Interpreted cross-section — Profil sismique / Coupe interprétée

Geological Survey of Canada

Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF SURFICIAL GEOLOGY AND PHYSICAL PROPERTIES 16

OUTER SHELF: SABLE ISLAND BANK, VENTURE FIELD REGION

K. Moran, E. Jorden, J. Zevenhuizen, and S. McLaren

Recommended citation: Moran, K., Jorden, E., Zevenhuizen, J., and McLaren, S., 1991: Surficial geology and physical properties 16: outer shelf: Sable Island Bank, Venture field region; in East Coast Basin Atlas Series: Scotian Shelf; Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p. 141.

Additional copies of this map may be obtained from the Geological Survey of Canada, Atlantic Geoscience Centre, P. O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2 Canada (Ph: 902-426-2773; FAX: 902-426-4266).

The Venture field gas and condensate pools underlie the Sable Island Bank. A concentrated data set was collected by industry as part of site survey requirements for exploration wells and future production structures. The data set presented here is a detailed example of the variation in physical and geotechnical properties that occurs over a relatively small region (i.e. 5 km^2). From 15 boreholes, three were selected to represent the east, central, and west Venture sites (Fig. 1, 2, 4).

The uppermost unit over the Venture region is a fine to medium sand (yellow) with properties comparable to those of the upper sand unit over the entire Sable Island Bank (Fig. 5, 6, 7). Thickness varies from 30 m to 48 m. The average fines content is only 3% and increases slightly with depth. A sandy silt unit (bronze) lies below the upper sand at west Venture and again its characteristics are representative of the properties of the same unit over the entire Bank. At central and east Venture, the sandy silt unit occurs below a thin, clay to silty clay unit (green). This clay unit has properties similar to the thick clay unit at the Sable Island site and other thin clay sequences on Sable Island Bank. The water content is close to or less than the liquid limit, and the shear strength is high and ranges 350-615 kPa. At Venture, this clay unit is interbedded with silty sand at two to three different intervals.

In addition to standard geotechnical tests on borehole samples, in situ cone penetrometer tests were performed at each site. The cone penetrometer data clearly show a unique aspect of these sediments in this area, namely their very high bulk density. On standard classification charts for soils (e.g. Robertson and Campanella, 1984; see Fig. 3), the cone penetrometer data for the sand unit and the sandy silt unit plot offscale, indicating very dense conditions compared with average data sets collected worldwide (Table 1, Fig. 5, 6, 7). In addition, the clay sequence is very hard and plots in the silt classification, again indicating a dense and very heavily overconsolidated sequence. This overconsolidation indicates the possibility of large glacial loading of the seabed. In addition, these properties suggest good foundation conditions for offshore development but pile installation could be difficult.

REFERENCE

Robertson, P. K. and Campanella, R. G.
1984: Guidelines for Use and Interpretation of the Electric Cone Penetration Test; Hogentogler and Company, Gaithersburg, U.S.A., 152 p.

□

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE GÉOLOGIE DES FORMATIONS EN SURFACE ET PROPRIÉTÉS PHYSIQUES

PLATE-FORME EXTERNE: BANC DE L'ÎLE DE SABLE, RÉGION DU CHAMP DE VENTURE

K. Moran, E. Jorden, J. Zevenhuizen, et S. McLaren

Notation bibliographique conseillée: Moran, K., Jorden, E., Zevenhuizen, J., et McLaren, S., 1991: Géologie des formations en surface et propriétés physiques 16: plate-forme externe: banc de l'île de Sable, région du champ de Venture; dans Série des atlas des bassins de la côte Est: plate-forme Néo-Écossaise; Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada, p. 141.

Des copies supplémentaires de la carte peuvent être obtenues auprès de la Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de l'Atlantique, case postale 1006, Dartmouth (Nouvelle-Écosse) B2Y 4A2 Canada tél (902) 426-2773, facsimilé (902) 426-4266.

Les gisements de gaz et de condensat du champ Venture sont situés dans la subsurface du banc de l'Ile de Sable. Un ensemble de données concentrées a été recueilli par l'industrie dans le cadre de levés nécessaires au forage de puits d'exploration et à l'aménagement futur d'ouvrages de production. L'ensemble de données présenté ici illustre de façon détaillée les variations des propriétés physiques et géotechniques que l'on peut observer dans une région relativement petite (soit 5 km^2). On a choisi trois sondages sur un total de 15, pour représenter les sites Venture Est, Central et Ouest (fig. 1, 2, 4).

L'unité sommitale dans la région du champ Venture est un sable fin à moyen (jaune) possédant des propriétés comparables à celles de l'unité de sable supérieure s'étendant à tout le banc de l'Ile de Sable (fig. 5, 6, 7). Son épaisseur varie entre 30 et 48 m. La teneur moyenne en sédiments fins n'est que de 3% et elle n'augmente que légèrement en profondeur. Une unité de silt sableux (bronze) repose sous le sable supérieur au site Venture Ouest et, là également, ses caractéristiques sont représentatives des propriétés de la même unité qui s'étend à l'ensemble du banc. Aux sites Venture Est et Central, l'unité de silt sableux repose sous une mince unité d'argile à argile silteux (vert). Cette unité argileuse possède des propriétés semblables à celles de l'épaisse unité d'argile qui se trouve au site de l'Ile de Sable et à d'autres minces séquences sur le banc de l'Ile de Sable. La teneur en eau est proche de la limite de liquidité ou inférieure et la résistance au cisaillement est élevée, variant entre 350 et 615 kPa. Au champ Venture, cette unité d'argile est interstratifiée avec du sable silteux à deux à trois intervalles différents.

En plus des essais géotechniques standard sur des échantillons des sondages, on a effectué des essais in situ au pénétromètre à pointe à chacun des sites. Les données recueillies montrent nettement que ces sédiments présentent un aspect particulier, soit une très forte masse volumique apparente. Sur les diagrammes de classification standard des sols (Robertson et Campanella, 1984; voir la fig. 3), les données recueillies au pénétromètre à pointe dans l'unité sableuse et l'unité de silt sableux se retrouvent à l'extérieur des limites du diagramme, indiquant des conditions très denses comparativement aux données moyennes recueillies dans le monde (tableau 1, fig. 5, 6, 7). En outre, la séquence argileuse est très dure et ses valeurs sont reportées dans le champ du silt, indiquant également une séquence dense et très surconsolidée. Cette surconsolidation soulève la possibilité d'une importante charge glaciaire sur le fond marin. De plus, ces propriétés laissent supposer de bonnes conditions de fondation pour tous les projets de mise en valeur extracôtiers, mais la mise en place de piles pourrait être difficile.

RÉFÉRENCE

Robertson, P. K. et Campanella, R. G.
1984: Guidelines for Use and Interpretation of the Electric Cone Penetration Test; Hogentogler and Company, Gaithersburg, U.S.A., 152 p.

□

Energy, Mines and Resources Canada
Énergie, Mines et Ressources Canada

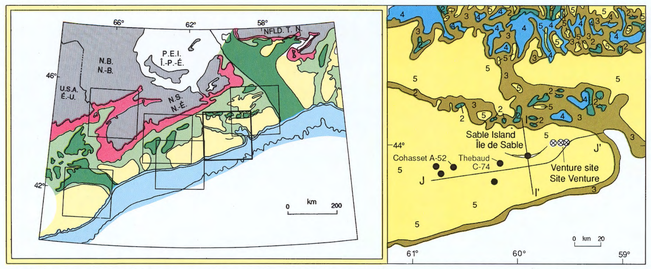
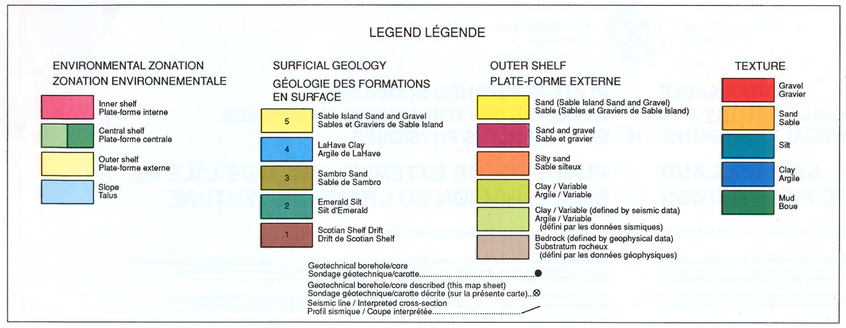


FIGURE 1. Index map, and surficial geology map (right; adapted from map sheet Surficial Geology and Physical Properties 5, this volume) showing locations of boreholes and cross-sections I-I' and J-J'

FIGURE 1. Carte index et carte de la géologie des formations en surface (à droite; adaptée de la carte Géologie des formations en surface et propriétés physiques 5 du présent volume) montrant l'emplacement des sondages et des coupes transversales I-I' et J-J'



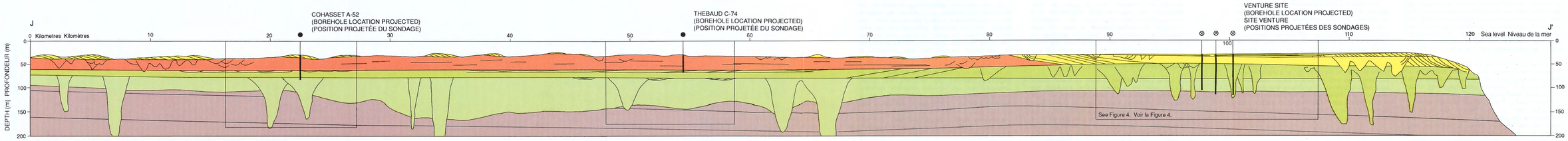


FIGURE 2. Cross-section J-J', as indicated on Figure 1, with borehole study locations outlined

FIGURE 2. Coupe transversale J-J' montrant la position des sondages étudiés. La position de la coupe est indiquée à la figure 1

TABLE 1. Physical property summary of Venture sites (mean/range)

TABLEAU 1. Résumé des propriétés physiques des sites Venture (moyenne/intervalle)

Unit Unité	Thickness Épaisseur	Water content (%) Teneur en eau (%)	Cone resistance (MPa) Résistance de pointe (MPa)
Sand Sable	35/30-40	22/15-72	50/23-80+
Silty sand Sable silteux	20/12-35	23/15-32	76/54-80+
Silty clay Argile silteuse	10/0.5-26+	18/16-24	24/9-45

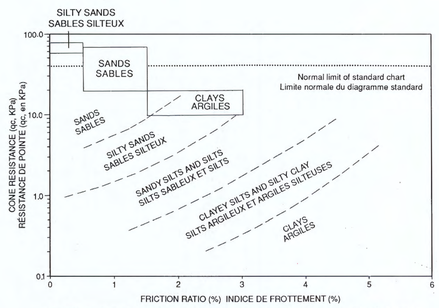


FIGURE 3. Simplified classification chart for standard electric friction cone (from Robertson and Campanella, 1984)

FIGURE 3. Diagramme de classification simplifié pour le pénétromètre à pointe électrique normalisée

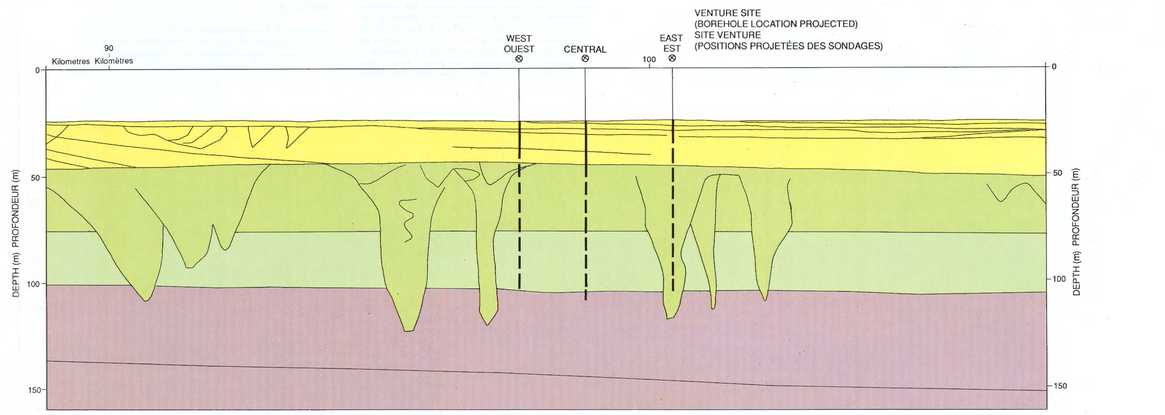


FIGURE 4. Detailed section of cross-section J-J', surrounding Venture site

FIGURE 4. Détail de la coupe transversale J-J', site Venture

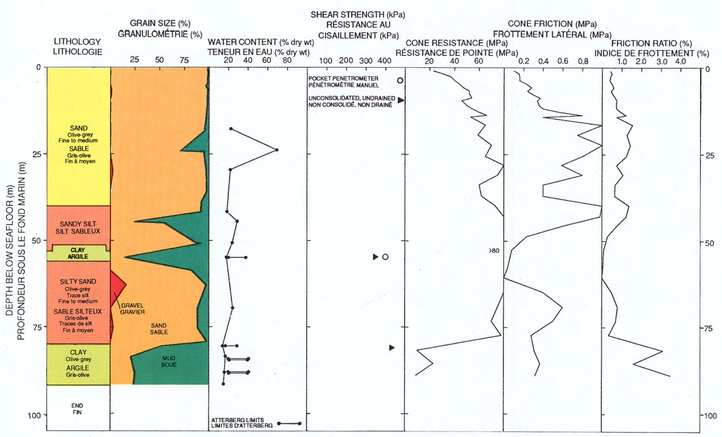


FIGURE 5. Physical properties of borehole W-2, west Venture site

FIGURE 5. Propriétés physiques du sondage W-2, site Venture ouest

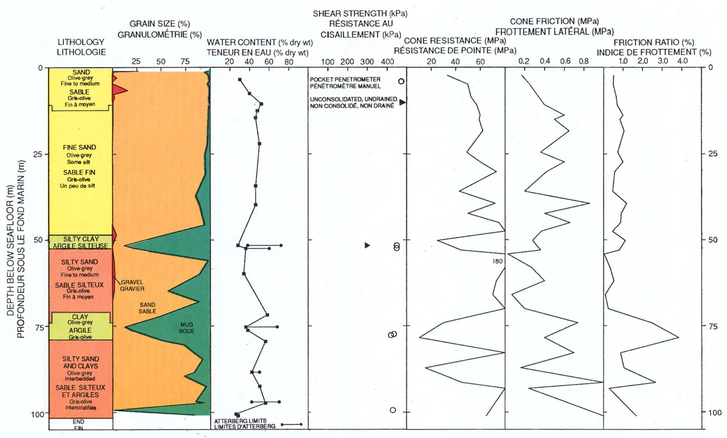


FIGURE 6. Physical properties of borehole C2, central Venture site

FIGURE 6. Propriétés physiques du sondage C2, site Venture central

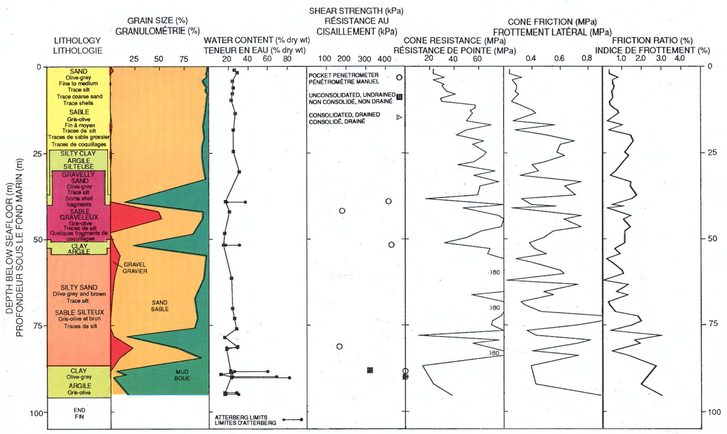


FIGURE 7. Physical properties of borehole E-1, east Venture site

FIGURE 7. Propriétés physiques du sondage E-1, site Venture est

SCOTIAN SHELF SURFICIAL GEOLOGY AND PHYSICAL PROPERTIES 16
OUTER SHELF: SABLE ISLAND BANK, VENTURE FIELD REGION

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE GÉOLOGIE DES FORMATIONS EN SURFACE ET PROPRIÉTÉS PHYSIQUES 16
PLATE-FORME EXTERNE: BANC DE L'ÎLE DE SABLE, RÉGION DU CHAMP VENTURE

Canada
Geological Survey of Canada
Commission géologique du Canada

Geological Survey of Canada

Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF SURFICIAL GEOLOGY AND PHYSICAL PROPERTIES 17

OUTER SHELF: GEORGES BANK AND BANKS COMPARISON

J. Zevenhuizen and K. Moran (Georges Bank)

K. Moran (banks comparison)

Recommended citation: Zevenhuizen, J. and Moran, K., 1991: Surficial geology and physical properties 17: outer shelf: Georges Bank; in East Coast Basin Atlas Series: Scotian Shelf; Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p. 143.

Recommended citation: Moran, K., 1991: Surficial geology and physical properties 17: outer shelf: banks comparison; in East Coast Basin Atlas Series: Scotian Shelf; Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p. 143.

Additional copies of this map may be obtained from the Geological Survey of Canada, Atlantic Geoscience Centre, P. O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2 Canada (Ph: 902-426-2773; FAX: 902-426-4266).

GEORGES BANK

Georges Bank has one of the largest bank top areas on the outer Scotian Shelf. It forms the western edge of the Gulf of Maine and part of the Atlantic coastal plain (Fig. 1). The marine geology of Georges Bank has been studied and reported by others (e.g. Emery and Uchupi, 1965; King and MacLean, 1976; Bachus, 1987), however, limited geotechnical borehole data exist for this region. The physical property data compiled here are based on eight boreholes at two sites (Fig. 2, 3) which were drilled for the United States Department of the Navy (1954). The holes were drilled and sampled from a bottom-supported (fixed) platform; the standard penetration test (American Society for Testing and Materials, 1988) data are included in this compilation.

The upper two to five metres at Sites 1 and 2 consist of clean sand of medium to coarse grain size (yellow; Fig. 4, 5). The standard penetration test (SPT) results increase with depth in this unit. Beneath the clean sand, another sand unit (bronze) is present with increased silt content, some fine gravel, and a high but variable SPT profile. The thickness range at the two Sites is 13-21 m. The SPT reached refusal values (i.e. plotted offscale) at its lower boundary, indicating very dense sand. At both Sites, a finer grained unit (green), with a thickness of 1-3 m, was sampled. The former unit is easily recognized by its lower SPT values.

This sequence of fine grained units is consistent within each Site. Correlation between Sites is possible (Fig. 6), although some uncertainty does exist due to paucity of data. In general, the bank top comprises very dense and, therefore, competent sediment with thin occurrences of clay and silt beds.

TABLE 1. Summary of Georges Bank borehole data

Composite Stratigraphy	Blow Count Range	Unit Thickness Range (m)	Average Thickness (m)
sand	30-180	2.4-5.3	35
silty sand	101-refusal	12.8-21.0	16.6
fine grained	10-75	0.9-2.7	1.2
silty sand[1]	78-refusal	2.9-3.7	3.3
fine grained	8-37	0.5-1.5	0.8
silty sand	196-refusal	0.5-13.7[3,4]	—[3]
green sand[2]	33-123	4.3-12.2[3,4]	—[3]

[1] Does not occur at Site 2
[2] Sampled in all boreholes at Site 2, but only occurs in Borehole 3 at Site 1.
[3] End of hole reached before limit of unit determined
[4] Only thin beds of clays and silts

BANK COMPARISON

Three boreholes, representing the major banks on the outer Scotian Shelf, are presented for comparison of the physical properties of the surficial sediment (Fig. 7). The three banks exhibit similar characteristics. The uppermost unit (yellow) of each bank comprises fine to medium sand interpreted as recent (Fig. 8, 9, 10). Based on the cone resistance data from Sable Island Bank (central Venture) and the standard penetration test (SPT) data from Georges Bank, this unit is a dense sand. This unit is thickest on Georges Bank and thinnest on the easternmost Banquereau bank. An interbedded unit (colour) comprised of silty clay, clayey silt, sand and clay underlies the dense sand unit. The finer interbeds of this unit (clays and silts) have lower cone resistances than the coarser interbeds, but are still classified as heavily overconsolidated. The coarser interbeds are very dense with high cone resistance values at Sable Island Bank (>80 MPa) and refusal values at Georges Bank. These interbeds are discontinuous across each of the banks and consequently not correlatable from bank to bank. However, the boundary between the upper dense sand and the lower interbedded sequence is identified on seismic reflection profiles at Sable Island Bank and Banquereau (Amos and Knoll, 1987; McLaren, 1988).

The SPT data which were collected from a fixed platform on Georges Bank and the cone penetration resistance results collected on Sable Island Bank were compared (Fig. 11). The SPT data were converted to an equivalent cone resistance (Robertson et al., 1983) and cross-plotted with the actual cone resistance data. The resulting correlation of estimated sediment density is very good which suggests similar densities and stress histories between these two bank tops in each of the lithologies.

REFERENCES

Amos, C. L. and Knoll, R. G.
1987: The Quaternary sediments of Banquereau, Scotian Shelf; Geological Society of America Bulletin, v. 99, no. 2, p. 244-260.

American Society for Testing and Materials
1988: Standard method for penetration test and split-barrel sampling of soils, ASTM designation: D 1586 - 84; in Annual Book of ASTM Standards, v. 04.08, p. 216-220.

Backus, R. H. (ed.)
1987: Georges Bank; Massachusetts Institute of Technology Press, Cambridge, Massachusetts, 593 p.

Emery, K. O. and Uchupi, E.
1965: Structure of Georges Bank; Marine Geology, v. 3, p. 349-358.

King, L. H. and MacLean, B.
1976: Geology of the Scotian Shelf; Canadian Hydrographic Service, Marine Sciences, Paper 7, 31 p. (also Geological Survey of Canada, Paper 74-31).

McLaren, S. A.
1988: Quaternary seismic stratigraphy and sedimentation of the Sable Island sand body, Sable Island Bank, outer Scotian Shelf; Technical Report 11, Centre for Marine Geology, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, 95 p.

Robertson, P. K., Campanella, R. G., and Wightman, A.
1983: SPT-CPT correlations; Journal of the Geotechnical Division, ASCE, v. 109, p. 1449-1459.

United States Department of the Navy
1954: Feasibility report on Texas Towers, part 1; report submitted by Anderson-Nichols and Company, and Moran, Proctor, Mueser and Rutledge; United States Department of the Navy, Bureau of Yards and Docks, Washington, D.C., 62 p.

□

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE GÉOLOGIE DES FORMATIONS EN SURFACE ET PROPRIÉTÉS PHYSIQUES

PLATE-FORME EXTERNE: BANC DE GEORGES ET COMPARAISON DES BANCS

J. Zevenhuizen et K. Moran (Georges Bank)

K. Moran (banks comparison)

Notation bibliographique conseillée: Zevenhuizen, J. et Moran, K., 1991: Géologie des formations en surface et propriétés physiques 17: plate-forme externe: banc de Georges; dans Série des atlas des bassins de la côte Est: plate-forme Néo-Écossaise; Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada, p. 143.

Notation bibliographique conseillée: Moran, K., 1991: Géologie des formations en surface et propriétés physiques 17: plate-forme externe: comparison des bancs; dans Série des atlas des bassins de la côte Est: plate-forme Néo-Écossaise; Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada, p. 143.

Des copies supplémentaires de la carte peuvent être obtenues auprès de la Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de l'Atlantique, case postale 1006, Dartmouth (Nouvelle-Écosse) B2Y 4A2 Canada tél (902) 426-2773, facsimilé (902) 426-4266.

BANC DE GEORGES

Le banc de Georges présente l'un des plus vastes sommets de banc de la plate-forme Néo-Écossaise externe. Il forme la bordure ouest du golfe du Maine et une partie de la plaine côtière de l'Atlantique (fig. 1). D'autres chercheurs ont étudié la géologie marine du banc de Georges (par ex. Emery et Uchupi, 1965; King et MacLean, 1976; Bachus, 1987). De plus, des données de sondages géotechniques quoique limitées ont été recueillies dans cette région. Les données sur les propriétés physiques qui ont été compilées ici sont basées sur huit sondages forés pour le Department of the Navy des États-Unis (1954) en deux sites différents (fig. 2, 3). Les sondages ont été forés et échantillonnés à partir d'une plate-forme fixée au fond marin; les données d'essais de pénétration standard (American Society for Testing and Materials, 1988) apparaissent dans la présente compilation.

Les deux à cinq mètres supérieurs aux sites 1 et 2 sont composés de sable propre de granulométrie moyenne à grossière (jaune; fig. 4, 5). Les résultats de l'essai de pénétration standard augmentent avec la profondeur dans cette unité. Au-dessous du sable propre se trouve une autre unité de sable (bronze) qui contient une quantité accrue de silt et une certaine quantité de gravier fin et dont le profil de l'essai de pénétration standard est élevé mais variable. L'épaisseur varie, aux deux sites, entre 13 et 21 m. L'essai de pénétration standard atteint des valeurs rejetées (i.e. reportées hors des limites du diagramme) à sa limite inférieure, indiquant un sable très dense. Aux deux sites, on a échantillonné une unité à grain plus fin (vert) mesurant entre 1 et 3 m d'épaisseur. Cette dernière unité se distingue nettement par ses valeurs d'essai de pénétration standard plus faibles.

Cette séquence d'unités à grain fin est régulière dans chacun des sites. Il est possible de corréler les données entre les sites (fig. 6), bien qu'une certaine incertitude causée par la rareté des données demeure. En général, le sommet du banc est composé de sédiments très denses, donc compétents, comprenant des couches minces d'argile et de silt.

TABLEAU 1. Résumé des données de sondages dans le banc de Georges

Stratigraphie composite	Intervalle du n[ombre] de coups	Intervalle d'épaisseur de l'unité (m)	Épaisseur moyenne (m)
sable	30-180	2.4-5.3	35
sable silteux	101-valeur rejetée	12.8-21.0	16.6
grain fin	10-75	0.9-2.7	1.2
sable silteux[1]	78-valeur rejetée	2.9-3.7	3.3
grain fin	8-37	0.5-1.5	0.8
sable silteux	196-valeur rejetée	0.5-13.7[3,4]	—[3]
sable vert[2]	33-123	4.3-12.2[3,4]	—[3]

[1] Absent au site 2
[2] Présent dans tous les sondages du site 2 mais n'est présent que dans le sondage 1-3 au site 1
[3] Le sondage a été interrompu avant que la limite de l'unité soit déterminée
[4] Seulement quelques minces couches d'argile et de silt

COMPARAISON DES BANCS

Trois sondages, représentant les principaux bancs de la plate-forme Néo-Écossaise externe, sont montrés ici (fig. 7) pour permettre une comparaison des propriétés physiques des sédiments superficiels. Les trois bancs présentent des caractéristiques semblables. L'unité sommitale (jaune) de chaque banc, constituée de sable fin à moyen, est considérée récente (fig. 8, 9, 10). Il ressort des données sur la résistance de pointe recueillies dans le banc de l'Île de Sable (Venture Central) et des données des essais de pénétration standard recueillies dans le banc de Georges, que cette unité est un sable dense. Elle atteint son épaisseur maximale dans le banc de Georges et son épaisseur minimale à l'extrémité est du Banquereau. Une unité interstratifiée (couleur) composée d'argile silteuse, de silt argileux, de sable et d'argile est sous-jacente à l'unité de sable dense. Les interstratifications de sédiments plus fins de cette unité (argile et silt) donnent une résistance de pointe plus faible que les interstratifications de sédiments plus grossiers, mais ils ont tout de même été classifiés dans la catégorie des sédiments fortement surconsolidés. Les interstratifications plus grossières sont très denses et caractérisées par des valeurs de résistance de pointe élevées au banc de l'Île de Sable (>80 MPa), et des valeurs rejetées (i.e. reportées hors des limites du diagramme) au banc de Georges. Ces interstratifications sont discontinues dans chacun des bancs et, par conséquent, ne peuvent pas être corrélées d'un banc à l'autre. Cependant, la limite entre le sable dense supérieur et la séquence interstratifiée inférieure apparaît sur les profils de sismique-réflexion du banc de l'Île de Sable et du Banquereau (Amos et Knoll, 1987; McLaren, 1988).

Les données d'essai de pénétration standard recueillies à partir d'une plate-forme fixe sur le banc de Georges ont été comparées aux résultats de la résistance de pointe obtenus au banc de l'Île de Sable à l'aide d'un pénétromètre (fig. 11). Les données d'essai de pénétration standard ont été converties en une résistance de pointe équivalente (Robertson et al., 1983) et portées sur un graphique permettant une comparaison avec les données sur la résistance de pointe mesurée. La corrélation résultante de la densité estimée des sédiments est très bonne indiquant des densités et une évolution des contraintes semblables pour le sommet de ces deux bancs dans chacune des lithologies.

RÉFÉRENCES

Amos, C. L. et Knoll, R. G.
1987: The Quaternary sediments of Banquereau, Scotian Shelf; Geological Society of America Bulletin, v. 99, no. 2, p. 244-260.

American Society for Testing and Materials
1988: Standard method for penetration test and split-barrel sampling of soils, ASTM designation: D 1586 - 84; in Annual Book of ASTM Standards, v. 04.08, p. 216-220.

Backus, R. H. (ed.)
1987: Georges Bank; Massachusetts Institute of Technology Press, Cambridge, Massachusetts, 593 p.

Emery, K. O. et Uchupi, E.
1965: Structure of Georges Bank; Marine Geology, v. 3, p. 349-358.

King, L. H. et MacLean, B.
1976: Geology of the Scotian Shelf; Canadian Hydrographic Service, Marine Sciences, Paper 7, 31 p. (also Geological Survey of Canada, Paper 74-31).

McLaren, S. A.
1988: Quaternary seismic stratigraphy and sedimentation of the Sable Island sand body, Sable Island Bank, outer Scotian Shelf; Technical Report 11, Centre for Marine Geology, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, 95 p.

Robertson, P. K., Campanella, R. G., et Wightman, A.
1983: SPT-CPT correlations; Journal of the Geotechnical Division, ASCE, v. 109, p. 1449-1459.

United States Department of the Navy
1954: Feasibility report on Texas Towers, part 1; report submitted by Anderson-Nichols and Company, and Moran, Proctor, Mueser and Rutledge; United States Department of the Navy, Bureau of Yards and Docks, Washington, D.C., 62 p.

□

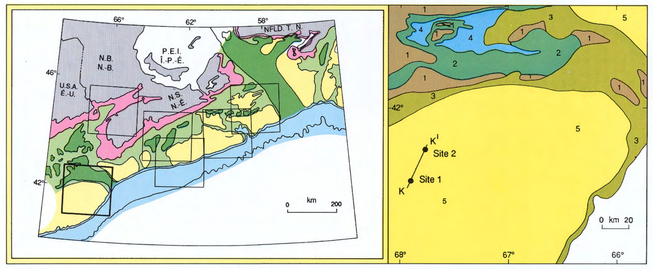
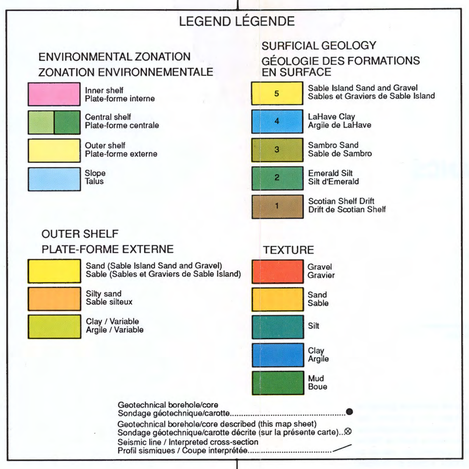


FIGURE 1. Index map, and surficial geology map (right; adapted from map sheet Surficial Geology and Physical Properties 5, this volume) showing location of of cross-section K-K' and site locations, Georges Bank

FIGURE 1. Carte index et carte de la géologie des formations en surface de la région du banc de Georges (à droite; adaptée de la carte de la Géologie des formations en surface et propriétés physiques 5 du présent volume) montrant l'emplacement de la coupe transversale K-K' et des 1 et 2



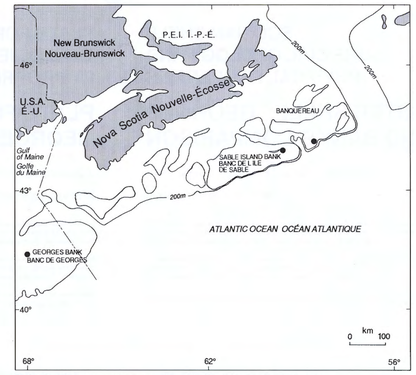


FIGURE 7. Index map showing location of the bank comparison study areas

FIGURE 7. Carte de localisation montrant la position des régions d'étude pour la comparaison des bancs

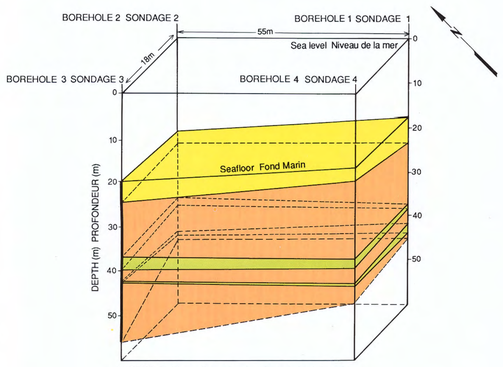


FIGURE 2. Three-dimensional section of site 1 bound by boreholes 1, 2, 3 and 4

FIGURE 2. Coupe tridimensionnelle du site 1 délimitée par les sondages 1, 2, 3 et 4

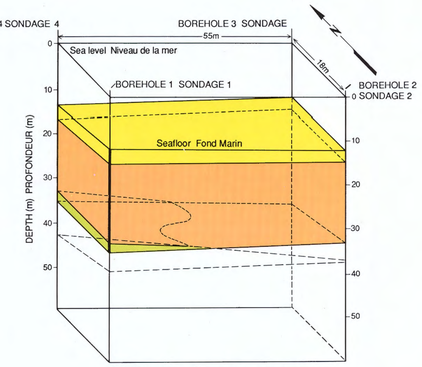


FIGURE 3. Three-dimensional section of site 2 bound by boreholes 1, 2, 3 and 4

FIGURE 3. Coupe tridimensionnelle du site 2 délimitée par les sondages 1, 2, 3 et 4

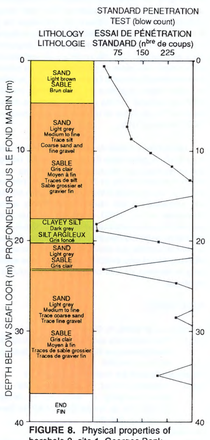


FIGURE 8. Physical properties of borehole 3, site 1, Georges Bank

FIGURE 8. Propriétés physiques du sondage 3, site 1, banc de Georges

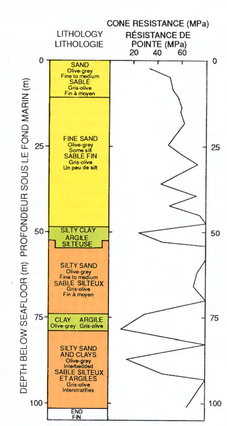


FIGURE 9. Physical properties of borehole C-2, central Venture, Sable Island Bank

FIGURE 9. Propriétés physiques du sondage C-2, Venture central, banc de l'île de Sable

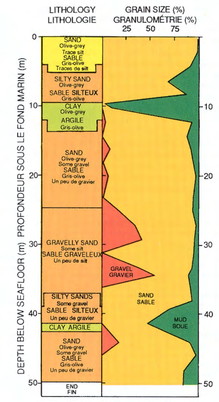


FIGURE 10. Physical properties of borehole, Louisbourg site, Banquereau

FIGURE 10. Propriétés physiques du sondage, site de Louisbourg, Le Banquereau

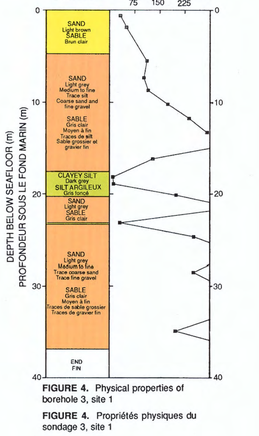


FIGURE 4. Physical properties of borehole 3, site 1

FIGURE 4. Propriétés physiques du sondage 3, site 1

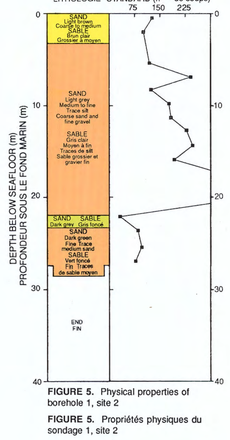


FIGURE 5. Physical properties of borehole 1, site 2

FIGURE 5. Propriétés physiques du sondage 1, site 2

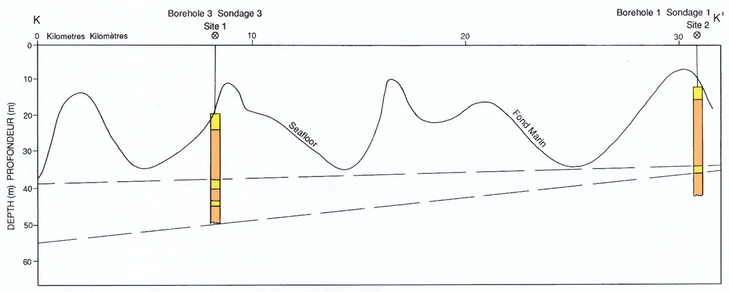


FIGURE 6. Cross-section K-K' intersecting borehole 3 (site1) and borehole 1 (site 2)

FIGURE 6. Coupe transversale K-K' recoupant le sondage 3 (site 1) et le sondage 1 (site 2)

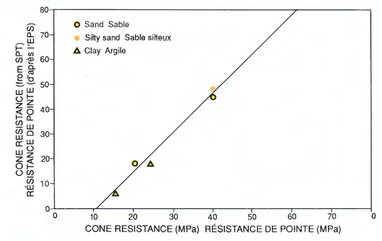


FIGURE 11. Comparison of Sable Island Bank cone penetrometer resistance with equivalent resistance estimated from standard penetration tests from Georges Bank

FIGURE 11. Comparaison entre la résistance de pointe relevée au banc de de l'île de Sable à l'aide d'un pénétromètre et la résistance équivalente estimée d'après des essais de pénétration standard dans le banc de Georges

SCOTIAN SHELF PHYSICAL PROPERTIES AND SURFICIAL GEOLOGY 17 OUTER SHELF

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE GÉOLOGIE DES FORMATIONS EN SURFACE ET PROPRIÉTÉS PHYSIQUES PLATE-FORME EXTERNE

GEORGES BANK BANC DE GEORGES

BANK COMPARISON COMPARAISON DES BANCS

Geological Survey of Canada

Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF SURFICIAL GEOLOGY AND PHYSICAL PROPERTIES 18

SLOPE: VERRILL CANYON

D. C. Mosher, K. Moran, and J. Zevenhuizen

Recommended citation: Mosher, D. C., Moran, K., and Zevenhuizen, J., 1991: Surficial geology and physical properties 18: slope: Verrill Canyon; in East Coast Basin Atlas Series: Scotian Shelf; Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p. 145.

Additional copies of this map may be obtained from the Geological Survey of Canada, Atlantic Geoscience Centre, P. O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2 Canada (Ph: 902-426-2773; FAX: 902-426-4266).

The Scotian Slope is part of the passive eastern North American continental margin that has accumulated a thick progradational Jurassic to Neogene sedimentary wedge (Jansa and Wade, 1975). Passive margin continental slope environments preserve a more continuous sedimentary record than neighbouring continental shelves or land masses, particularly on high-latitude continental margins where erosion, due to glacial processes and major low stands of sea level, has occurred. The Scotian margin, because of its latitudinal position with respect to Quaternary glaciations, has been greatly influenced by glacial processes and major relative sea level fluctuations (King and Fader, 1986; Piper, 1988).

The Scotian Slope Verrill Canyon area (Fig. 1, 2) was studied to better define the Late Quaternary history of events on the Scotian margin, and to characterize the physical properties of typical Quaternary slope sediments. Seismic reflection profiles from the Verrill Canyon study area show well stratified, continuous reflectors underlying most of the slope. These reflectors can be traced in the outer shelf tills (Fig. 3, 4). The intervals between reflections thin downslope, and vary in thickness laterally. The outer shelf incoherent reflectors, interpreted to represent tills, extend as wedge-shaped units on the slope. These wedge units occur in water too deep to have been deposited directly by glacier ice. They are, therefore, interpreted as slumped diamict and outwash deposits, indicative of proximal glacial ice. The age of the uppermost wedge-shaped unit (Fig. 3, 4) is estimated as 26,000-21,000 yr B.P. based on the extrapolation of radiocarbon dates, which correspond with a late Wisconsinan glacier readvance. The underlying wedge-shaped unit extends farther west along the continental slope and may represent a more extensive early Wisconsinan ice advance. A third wedge-shaped unit, inferred to have formed during isotopic stage 6, is possibly a remnant of the first glaciation in the study area. The parallel reflections which thin downslope and can be traced to within these wedges, are interpreted as glaciomarine sediment (Fig. 3, 4; Mosher et al., 1989).

Seismic reflection profiles and sidescan sonar images show abundant evidence of mass-wasting processes within the study region (Fig. 5, 6, 7). Two large, lobe-shaped areas of disturbed sediment believed to result from rotational slumping and sliding can be identified, as well as numerous scarps and scours generated by bedding-plane slides.

Piston cores from Verrill Canyon collectively represent approximately 25 m of slope stratigraphy. In water depths >300 m, the upper 1-2 m of sediment comprise recent marine silty clay (light blue). This unit is distinguishable over all of the Scotian Slope (Hill, 1984). It is recognized by its olive green colour, fine grained texture and anomalous decrease in shear strength with depth (Fig. 11, 13, 15). Below this unit, the Slope consists of glaciomarine sediment (green). Cores 82-004-001 and 88-010-018 represent complete stratigraphic sections, sampling these two units (Fig. 8 to 11). Two foraminiferal assemblages are represented in core 82-004-001. The upper assemblage is interpreted as post-glacial and is consistent with the physical properties of the recent marine unit; the lower assemblage is interpreted to be characteristic of an ice margin environment. The physical properties of the glaciomarine unit (green) are best represented in core 88-010-018 (Fig. 11). Peak shear strength shows a nearly linear increase with depth; water content and bulk density show trends consistent with a normally consolidating sediment sequence; and the acoustic compressional wave velocity and magnetic susceptibility vary with density. In cores 83-012-004 and 88-010-017, removal of sediment by slumping exposes stratigraphically lower (older) examples of the lower glaciomarine unit (green; Fig. 12 to 15). The shear strength in core 88-010-017 is high compared with the younger sequences in core 88-010-018. In addition, bulk density is higher, and water content is lower; higher magnetic susceptibility suggests a different source sediment for these older sequences.

The majority of the late Wisconsinan sediment in the Verrill Canyon area is interpreted to be glaciomarine, most of it transported and deposited on the slope either via outwash plumes or by mass-wasting of the outer Scotian Shelf and uppermost Scotian Slope glacial sediment. Failure of these sediments may have been caused by earthquake loading or by reduction in shear strength due to excess pore pressures from rapid sedimentation or gas generation. Modern slope instabilities are not occurring in the Verrill Canyon on a large scale. However, local small instabilities are possible given the low shear strength of the surficial sediment. A mass-failure event occurred about 12,000 yr B.P., resulting in two zones of rotational slumps (Fig. 3). Subsequent to that event, the slope area has developed seafloor pockmarks, normally related to excess pore fluid release due to gas generation. To the northeast of Verrill Canyon, the Laurentian Fan region experienced major mass movements associated with the Grand Banks earthquake of 1929 (Piper et al., 1985).

REFERENCES

Hill, P. R.
1984: Facies and sequence analysis of Nova Scotia Slope muds: turbidite vs. 'hemipelagite' deposition; in Fine-Grained Sediments: Processes and Products, (ed.) D. A. V. Stow and D. J. W. Piper; Blackwell Publishing, London, p. 311-318.

Jansa, L. F. and Wade, J. A.
1975: Geology of the continental margin off Nova Scotia and Newfoundland; in Offshore Geology of Eastern Canada, Volume 2, Regional Geology, (ed.) W. J. M. van der Linden and J. A. Wade; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, v. 2, p. 51-105.

King, L. H. and Fader, G. B.
1986: Wisconsinan glaciation on the continental shelf of southeast Atlantic Canada; Geological Survey of Canada, Bulletin 363, 72 p.

Mosher, D. C., Piper, D. J. W., Vilks, G. V., Aksu, A. E., and Fader, G. B.
1989: The Late Quaternary stratigraphy of the Verrill Canyon area, Scotian Slope; Quaternary Research, v. 31, p. 27-40.

Piper, D. J. W.
1988: Glaciomarine sedimentation on the continental slope off eastern Canada; Geoscience Canada, v. 15, p. 23-28.

Piper, D. J. W., Farre, J. A., and Shor, A. N.
1985: Late Quaternary slumps and debris flows on the Scotian slope; Geological Society of America Bulletin, v. 96, p. 1508-1517.

□

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE GÉOLOGIE DES FORMATIONS EN SURFACE ET PROPRIÉTÉS PHYSIQUES 18

TALUS: CANYON VERRILL

D. C. Mosher, K. Moran, et J. Zevenhuizen

Notation bibliographique conseillée: Mosher, D. C., Moran, K., et Zevenhuizen, J., 1991: Géologie des formations en surface et propriétés physiques 18: talus: canyon Verrill; dans Série des atlas des bassins de la côte Est: plate-forme Néo-Écossaise; Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada, p. 145.

Des copies supplémentaires de la carte peuvent être obtenues auprès de la Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de l'Atlantique, case postale 1006, Dartmouth (Nouvelle-Écosse) B2Y 4A2 Canada tél (902) 426-2773, facsimilé (902) 426-4266.

Le talus Néo-Écossais est une partie constituante de la marge continentale passive de l'Est de l'Amérique du Nord (Heezen, 1974) qui s'est construite par l'accumulation d'un épais biseau sédimentaire de progradation du Jurassique au Néogène (Jansa et Wade, 1975). Dans un environnement de talus continental de marge passive, la sédimentation est plus continue que sur les plates-formes continentales ou les masses continentales adjacentes, en particulier sur les marges continentales de haute latitude qui ont été érodés par des processus glaciaires et lors de périodes majeures de bas niveau marin. La marge Néo-Écossaise, étant donné sa latitude relativement aux glaciations quaternaires, a été grandement affectée par les processus glaciaires et les fluctuations majeures du niveau marin relatif (King et Fader, 1986; Piper, 1988).

La région du canyon Verrill dans le talus Néo-Écossais (fig. 1, 2) a été étudiée pour mieux définir la chronologie des événements du Quaternaire tardif de la marge Néo-Écossaise et pour caractériser les propriétés physiques des sédiments quaternaires typiques du talus. Les profils de sismique-réflexion de la zone d'étude du canyon Verrill montrent des réflecteurs continus bien stratifiés dans presque toute la subsurface du talus. Ces réflecteurs peuvent être retracés dans les tills de la plate-forme externe (fig. 3, 4). Les intervalles entre les réflexions s'amincissent vers le bas du talus et varient en épaisseur latéralement. Les réflecteurs incohérents de la plate-forme externe, interprétés comme des tills, s'étendent sous forme d'unités en biseaux dans la subsurface du talus. Ces unités en biseaux se trouvent en eau trop profonde pour avoir été déposées directement par la glace de glacier. Il s'agirait, par conséquent, de diamictons ayant été entraînés par un décrochement et de sédiments d'épandage fluvioglaciaire, indicateurs de la proximité de glace de glacier. L'âge de l'unité en biseau sommitale (fig. 3, 4) a été établi à 26 000 - 21 000 ans à partir d'une extrapolation de datations au radiocarbone, ce qui correspondrait à une réavancée glaciaire du Wisconsinien tardif. L'unité en biseau sous-jacente s'étend plus loin à l'ouest, le long du talus continental, et pourrait représenter une avancée glaciaire plus vaste du Wisconsinien précoce. Une troisième unité en biseau, qui se serait formée durant l'étage 6 de la stratigraphie isotopique, constitue probablement un lambeau de la première glaciation dans la région d'étude. Les réflexions parallèles qui s'amincissent vers le bas du talus et qui peuvent être retracées dans ces biseaux ont donc été interprétées comme des sédiments glaciomarins (fig. 3, 4; Mosher et al., 1989).

Des profils de sismique-réflexion et des images de sonar à balayage latéral révèlent la présence de nombreux indices de mouvement de masse au sein de la région d'étude (fig. 5 à 7). Deux grandes zones de sédiments perturbés en forme de lobe qui seraient le résultat de décrochement rotationnel et de glissement ainsi que de nombreux escarpements et cicatrices causés par des glissements selon les plans de stratification peuvent être identifiés.

Les échantillons obtenus par carottier à piston dans le canyon Verrill représentent ensemble 25 m environ de la coupe stratigraphique du talus. Aux profondeurs d'eau dépassant 300 m, les 1 à 2 m supérieurs des sédiments contiennent de l'argile silteuse marine récente (bleu clair). Cette unité est facilement reconnaissable sur tout le talus Néo-Écossais (Hill, 1984). On la reconnaît par sa couleur vert olive, sa texture à grain fin et une diminution anomale de sa résistance au cisaillement avec la profondeur (fig. 11, 13, 15). Au-dessous de cette unité, le talus est composé de sédiments glaciomarins (vert). Les carottes 82-004-001 et 88-010-018 représentent des coupes stratigraphiques complètes qui permettent l'échantillonnage de ces deux unités (fig. 8-11). Deux associations de foraminifères ont été reconnues dans la carotte 82-004-01. L'association supérieure semble être postglaciaire, ce qui est en accord avec les propriétés physiques de l'unité marine récente; l'association inférieure semble être caractéristique d'un milieu de marge glaciaire. C'est dans la carotte 88-010-018 (fig. 11) que les propriétés physiques de l'unité glaciomarine (vert) sont les mieux représentées. La résistance au cisaillement maximale augmente quasi linéairement avec la profondeur; la teneur en eau et la masse volumique apparente présentent des tendances compatibles avec une séquence sédimentaire normalement consolidée; et la vitesse des ondes sonores de compression ainsi que la susceptibilité magnétique varient en fonction de la masse volumique. Dans les carottes 83-012-004 et 88-010-017, l'enlèvement de sédiments par des décrochements, fait affleurer des constituants stratigraphiquement plus profonds (plus anciens) de l'unité glaciomarine inférieure (vert; fig. 12-15). La résistance au cisaillement de la carotte 88-010-017 est élevée comparativement à celle des séquences plus récentes de la carotte 88-010-18. De plus, la masse volumique apparente est plus élevée et la teneur en eau plus faible; la susceptibilité magnétique sensiblement plus élevée suggère une source sédimentaire différente pour ces séquences plus anciennes.

La majorité des sédiments du Wisconsinien tardif dans la région du canyon Verrill seraient d'origine glaciomarine, la plupart transportés et déposés sur le talus soit par des panaches d'épandage fluvioglaciaire ou par des mouvements de masse sur la partie externe de la plate-forme Néo-Écossaise et dans les sédiments glaciaires sommitaux du talus Néo-Écossais. La rupture de ces sédiments peut avoir été causée par des surcharges causées par des séismes ou par la diminution de la résistance au cisaillement résultant de pressions interstitielles excédentaires par suite d'une sédimentation rapide ou de la formation de gaz. Dans le canyon Verrill, des instabilités du talus actuel ne se produisent pas à une grande échelle. Cependant, il est possible que de petites instabilités locales se produisent étant donné la faible résistance au cisaillement des sédiments superficiels. Une rupture de masse s'est produite il y a environ 12 000 ans, causant la formation de deux zones de décrochement rotationnel. Par la suite, se sont formées dans la zone du talus des dépressions coniques résultant habituellement d'un échappement de fluide interstitiel en raison de pressions excédentaires causées par la formation de gaz. Au nord-est du canyon Verrill, la région du cône Laurentien a été le siège d'importants mouvements de masse associés au séisme des Grands Bancs de 1929 (Piper et al., 1985).

RÉFÉRENCES

Hill, P. R.
1984: Facies and sequence analysis of Nova Scotia Slope muds: turbidite vs. 'hemipelagite' deposition; in Fine-Grained Sediments: Processes and Products, (ed.) D. A. V. Stow and D. J. W. Piper; Blackwell Publishing, London, p. 311-318.

Jansa, L. F. et Wade, J. A.
1975: Geology of the continental margin off Nova Scotia and Newfoundland; in Offshore Geology of Eastern Canada, Volume 2, Regional Geology, (ed.) W. J. M. van der Linden and J. A. Wade; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, v. 2, p. 51-105.

King, L. H. et Fader, G. B.
1986: Wisconsinan glaciation on the continental shelf of southeast Atlantic Canada; Geological Survey of Canada, Bulletin 363, 72 p.

Mosher, D. C., Piper, D. J. W., Vilks, G. V., Aksu, A. E., et Fader, G. B.
1989: The Late Quaternary stratigraphy of the Verrill Canyon area, Scotian Slope; Quaternary Research, v. 31, p. 27-40.

Piper, D. J. W.
1988: Glaciomarine sedimentation on the continental slope off eastern Canada; Geoscience Canada, v. 15, p. 23-28.

Piper, D. J. W., Farre, J. A., et Shor, A. N.
1985: Late Quaternary slumps and debris flows on the Scotian slope; Geological Society of America Bulletin, v. 96, p. 1508-1517.

□

Energy, Mines and Resources Canada
Énergie, Mines et Ressources Canada

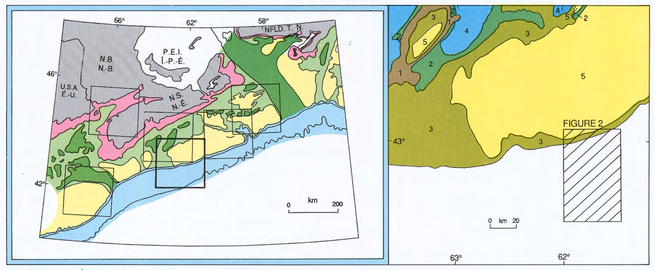


FIGURE 1. Index map, and surficial geology map (right; adapted from map sheet Surficial Geology and Physical Properties 5, this volume) with inset

FIGURE 1. Carte index et carte de la géologie des formations en surface (à droite; adaptée de la carte Géologie des formations en surface et propriétés physiques 5 du présent volume) montrant la région couverte par la figure 2

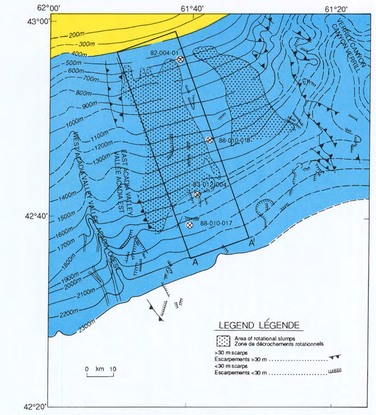


FIGURE 2. Inset showing location of Verrill Canyon study area (see Figure 4)

FIGURE 2. Détail de la figure 1 montrant l'emplacement de la région d'étude du canyon Verrill (voir la figure 4)

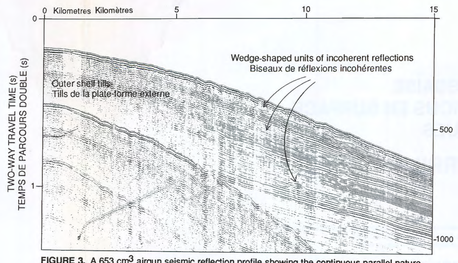


FIGURE 3. A 653 cm^3 airgun seismic reflection profile showing the continuous parallel nature of reflections underlying the Scotian Slope: The section thins in the downslope direction. The outer shelf is underlain possibly by tills. Three amorphous wedge-shaped units extend from the outer shelf tills to merge with the slope stratigraphy.

FIGURE 3. Profil de sismique-réflexion réalisé à l'aide d'un canon à air de 653 cm^3 et montrant le caractère parallèle et continu des réflexions du talus Néo-Écossais : la section s'amincit vers le bas du talus. Des tills sont vraisemblablement présents dans la plate-forme externe. Trois unités amorphes en forme de biseau se prolongent à partir de la plate-forme externe et se fondent dans la stratigraphie du talus continental.

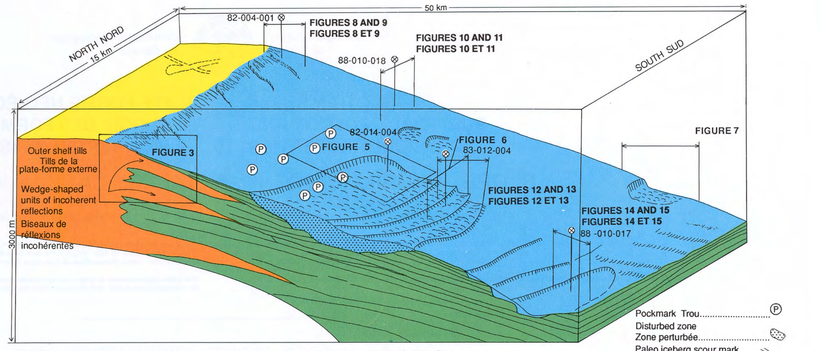


FIGURE 4. Three-dimensional depiction of Verrill Canyon study area; figure numbers refer to this map sheet.

FIGURE 4. Représentation tridimensionnelle de la région d'étude du canyon Verrill; les numéros des figures réfèrent à la présente carte.

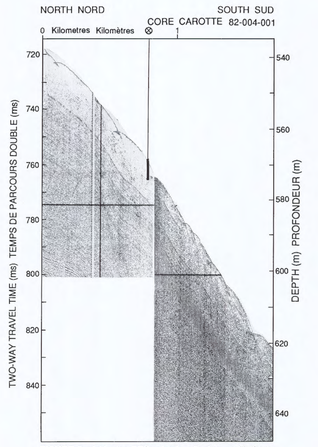


FIGURE 8. A Huntec DTS seismic reflection profile from the uppermost slope at core site 82-004-001; the hummocky topography and poor acoustic penetration is typical of the outer shelf and upper slope.

FIGURE 8. Profil de sismique-réflexion de type Huntec DTS de la partie la plus élevée du talus, au site de la carotte 82-004-001; la topographie mamelonnée et la faible pénétration acoustique sont caractéristiques de la plate-forme externe et du talus supérieur.

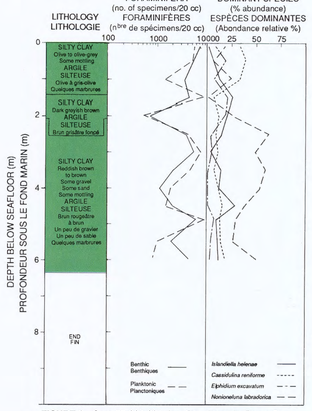


FIGURE 9. Core 82-004-001; location shown in Figure 8.

FIGURE 9. Carotte 82-004-001; son emplacement est indiqué à la figure 8.

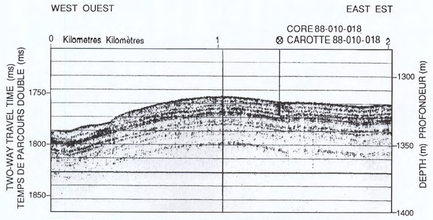


FIGURE 10. A 4.5 kHz sub-bottom profile at core site 88-010-018; the profile shows the stratigraphy at this site is complete and undisturbed, and correlated with other undisturbed sections throughout the study area.

FIGURE 10. Profile de 4,5 kHz du fond marin au site de la carotte 88-010-018; le profil montre qu' à cet endroit, la stratigraphie est complète et non-perturbée et qu'elle peut être corrélée, sur l'ensemble de la région d'étude, avec celle des autres coupes non-perturbées.

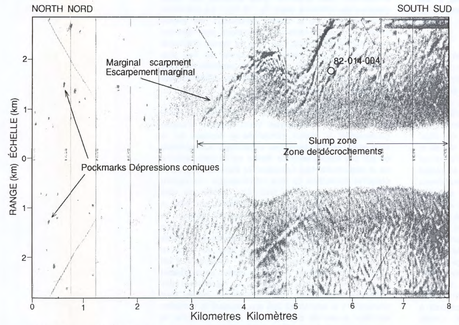


FIGURE 5. A SeaMARC sidescan sonar image of the upper Scotian Slope (upslope to the left): Pockmarks (gas-escape features) occur on the uppermost slope. The Figure also shows the escarpment and the rough, hummocky topography marking the zone of rotational slumping (see Fig. 6).

FIGURE 5. Image de sonar à balayage latéral SeaMARC de la partie supérieur du talus Néo-Écossais (le haut de la pente est à gauche); des dépressions coniques (structures d'échappement de gaz) sont présentes sur la partie la plus élevée du talus. La figure montre aussi l'escarpement ainsi que la topographie chaotique et mamelonnée associée à la zone de décrochements rotationnels (voir la figure 6).

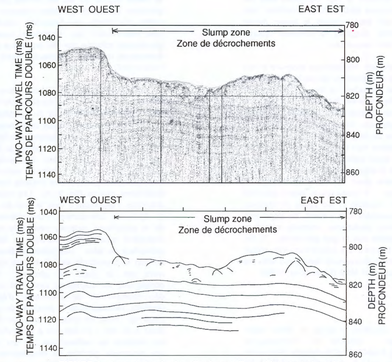


FIGURE 6. A sparker seismic reflection profile and interpreted section extending from an undisturbed section on the slope (west) over the marginal escarpment and into the slump zone: Note the hummocky topography and the lack of coherent reflections to a ~ 10-12 m sub-bottom depth within the slumped material. On other profiles, abundant (not shown) shallow faulting is observed.

FIGURE 6. Profil de sismique-réflexion réalisé à l'étinceleur et son interprétation, d'une région s'étendant d'un secteur non-perturbé du talus (ouest) jusqu'à la zone de décrochements, en passant par l'escarpement marginal. À remarquer la topographie mamelonnée et l'absence de réflexions cohérentes dans le matériel affecté par le décrochement jusqu'à une profondeur de 10 à 12 m sous le fond marin. On observe de nombreuses failles peu profondes (non illustrées) sur d'autres profils .

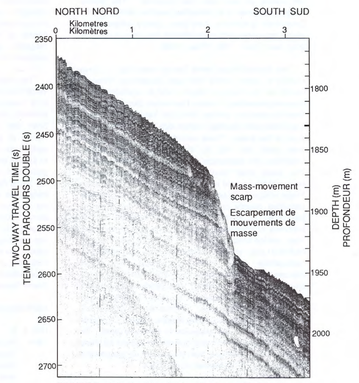


FIGURE 7. A Seabed II seismic reflection profile from the mid-slope area showing a major escarpment, 80 m in height, resulting from mass-wasting and downslope removal of sediment; upslope reflectors are truncated at the scarp face.

FIGURE 7. Profil de sismique-réflexion Seabed II de la zone médiane du talus, montrant un escarpement majeur de 80 m de hauteur engendré par un mouvement de masse et par l'enlèvement de sédiments au bas de la pente; dans la partie supérieure du talus, les réflecteurs sont tronqués à la paroi de l'escarpement.

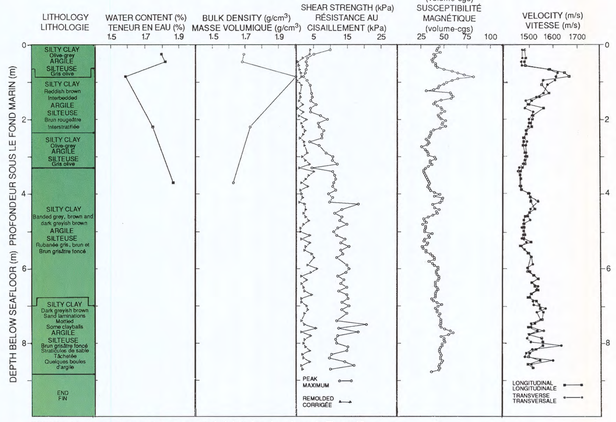


FIGURE 11. Physical properties of core 88-010-018; location shown in Figure 10.

FIGURE 11. Propriétés physiques de la carotte 88-010-018; son emplacement est indiqué à la figure 10.

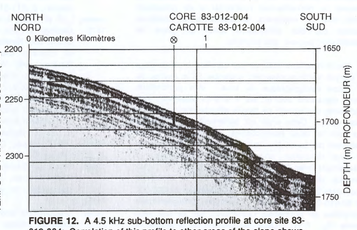


FIGURE 12. A 4.5 kHz sub-bottom reflection profile at core site 83-012-004: Correlation of this profile to other areas of the slope shows that bedding-plane sliding has removed the top 10-12 m of sediment at this site. Thus, sediment here is older than that obtained at an undisturbed site.

FIGURE 12. Profil de 4,5 kHz du fond marin, au site de la carotte 83-012-004. La corrélation de ce profil avec ceux d'autres régions du talus indique qu'un glissement le long d'un plan de stratification a enlevé les premiers 10 à 12 m de sédiments à cet endroit. Par conséquent, le sédiment observé ici est plus ancien que celui d'un site non-perturbé.

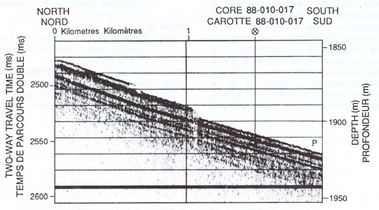


FIGURE 14. A 4.5 kHz sub-bottom reflection profile at core site 88-010-017: Bedding-plane sliding has created the small escarpments. Correlation of the profile with those of undisturbed areas shows that 25-30 m of surficial sediment has been removed at this site permitting the acquisition of sediment older than that obtained by conventional piston coring techniques.

FIGURE 14. Profil de réflexion de 4,5 kHz du fond marin, au site de la carotte 88-010-017. Des glissements le long des plans de stratification ont formé les petits escarpements. La corrélation de ce profil avec ceux de régions non-perturbées indique qu'à cet endroit, une épaisseur de 25 à 30 m du sédiment de surface a été enlevée, permettant l'échantillonnage de sédiments plus anciens que ceux qui sont obtenus ailleurs au moyen des techniques conventionnelles de carottage à piston.

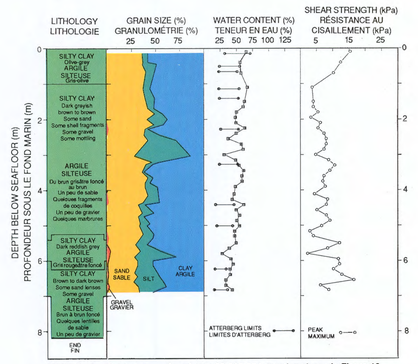


FIGURE 13. Physical properties of core 83-012-004; location shown in Figure 12.

FIGURE 13. Propriétés physiques de la carotte 83-012-004; son emplacement est indiqué à la figure 12.

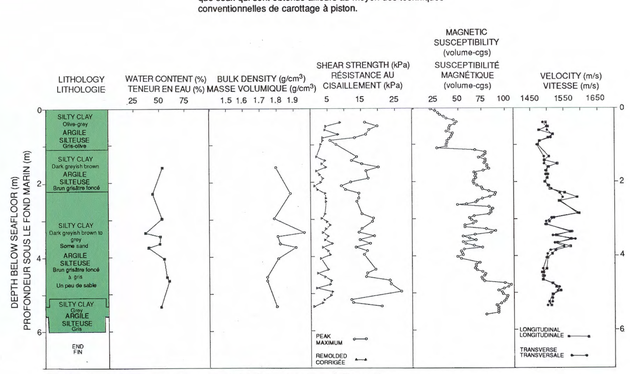


FIGURE 15. Physical properties of core 88-010-017; location shown in Figure 14.

FIGURE 15. Propriétés physiques de la carotte 88-010-017; son emplacement est indiqué à la figure 14.

LEGEND LÉGENDE

ENVIRONMENTAL ZONATION
ZONATION ENVIRONNEMENTALE

- Inner shelf — Plate-forme interne
- Central shelf — Plate-forme centrale
- Outer shelf — Plate-forme externe
- Slope — Talus

SURFICIAL GEOLOGY
GÉOLOGIE DES FORMATIONS EN SURFACE

- 5 Sable Island Sand and Gravel — Sables et Graviers de Sable Island
- 4 LaHave Clay — Argile de LaHave
- 3 Sambro Sand — Sable de Sambro
- 2 Emerald Silt — Silt d'Emerald
- 1 Scotian Shelf Drift — Drift de Scotian Shelf

SLOPE
TALUS

- Sand (Sable Island Sand and Gravel) — Sable (Sables et Graviers de Sable Island)
- Marine silty clay (LaHave Clay) — Argile silteuse marine (Argile de LaHave)
- Glaciomarine silty clay (Emerald Silt) — Argile silteuse glaciomarine (Silt d'Emerald)
- Diamicton / Till

TEXTURE

- Gravel — Gravier
- Sand — Sable
- Silt
- Clay — Argile
- Mud — Boue

Geotechnical borehole/core described (this map sheet)
Sondage géotechnique/carotte décrite (sur la présente carte)...⊗

SCOTIAN SHELF PHYSICAL PROPERTIES AND SURFICIAL GEOLOGY 18 SLOPE: VERRILL CANYON

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE PROPRIÉTÉS PHYSIQUES ET GÉOLOGIE DES FORMATIONS EN SURFACE 18 TALUS: CANYON VERRILL

Canada

Geological Survey of Canada
Commission géologique du Canada

Geological Survey of Canada

Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF REFERENCES CITED

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE RÉFÉRENCES CITÉE

Additional copies of this map may be obtained from the Geological Survey of Canada, Atlantic Geoscience Centre, P. O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2 Canada (Ph: 902-426-2773; FAX: 902-426-4266).

Des copies supplémentaires de la carte peuvent être obtenues auprès de la Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de l'Atlantique, case postale 1006, Dartmouth (Nouvelle-Écosse) B2Y 4A2 Canada tél (902) 426-2773, facsimilé (902) 426-4266.

Adams, J.
1988: Changing assessment of seismic hazard along the southeastern Canadian margin; in Third Canadian Conference on Marine Geotechnical Engineering, St. Johns, Newfoundland, June 1988, p. 41-54.

Adams, J.
1987: Canadian crustal stress database - a compilation to 1987; Geological Survey of Canada, Open File 1622, 130 p.

Adams, J. and Basham, P.
in press: The seismicity and seismotectonics of eastern Canada; in Neotectonics of North America, (ed.) D. B. Slemmons et al.; Geological Society of America, The Geology of North America, CSMV-1.

Alam, M.
1979: The effect of Pleistocene climatic changes on the sediments around the Grand Banks; unpublished Ph.D. thesis, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, 222 p.

Alam, M., Piper, D. J. W., and Cooke, H. B. S.
1983: Late Quaternary stratigraphy and paleo-oceanography of the Grand Banks continental margin, eastern Canada; Boreas v. 12, p. 253-261.

Allemann, F., Catalano, R., Fares, F., and Remane, J.
1971: Standard calpionellid zonation (Upper Tithonian-Valanginian) of the Western Mediterranean Province; in Proceedings of the II Planktonic Conference, (ed.) A. Farinaci, Roma, 1970, v. 2, p. 1337-1340.

Amoco Canada Petroleum Company Limited and Imperial Oil Limited
1973: Regional geology of the Grand Banks; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 21, p. 479-503.

Amos, C. L.
1988: The Atlantic Geoscience Centre sediment transport numeric models; Geological Survey of Canada, Open File 1705, 370 p.

Amos, C. L. and King, E. L.
1984: Bedforms of the Canadian eastern seaboard: a comparison with global occurrences; Marine Geology, v. 57, p. 167-208.

Amos, C. L. and Knoll, R. G.
1987: The Quaternary sediments of Banquereau, Scotian Shelf; Geological Society of America Bulletin, v. 99, no. 2, p. 244-260.

Amos, C. L. and Long, B. F. N.
1980: The sedimentary character of the Minas Basin, Bay of Fundy; in The Coastline of Canada, (ed.) S. B. McCann; Geological Survey of Canada, Paper 80-10, p. 123-180.

Amos, C. L. and Miller, A. A. L.
1990: The Quaternary stratigraphy of southwest Sable Island Bank, eastern Canada; Geological Society of America Bulletin, v. 102, no. 7, p. 915-934.

Amos, C. L. and Nadeau, O. C.
1988: Surficial sediments of the outer banks, Scotian Shelf, Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 25, no. 12, p. 1923-1944.

Amos, C. L. and Zaitlin, B.
1985: The effect of changes in tidal range on a sublittoral macrotidal sequence, Bay of Fundy, Canada; Geomarine Letters, v. 4, p. 161-169.

Andrews, J. T.
1987: The Laurentide ice sheet: research problems; Géographie Physique et Quaternaire, v. 41, p. 315-318.

Ascoli, P.
1976: Foraminiferal and ostracod biostratigraphy of the Mesozoic-Cenozoic, Scotian Shelf, Atlantic Canada; in First International Symposium on Benthonic Foraminifera of Continental Margins, Part B, Paleoecology and Biostratigraphy, (ed.) C. T. Schafer and B. R. Pelletier; Maritime Sediments, Special Publication No. 1, p. 653-771.

1981: Foraminiferal-ostracod Late Jurassic biozonation of the Scotian Shelf; Geological Survey of Canada, Open File 753, 32 p.

1984: Epistominid biostratigraphy across the Jurassic-Cretaceous boundary on the northwestern Atlantic Shelf; in Benthos '83, (ed.) H. J. Oertli; Second International Symposium on Benthic Foraminifera, Pau and Bordeaux, France, April 1983, p. 27-34.

1988a: Mesozoic-Cenozoic foraminiferal, ostracod and calpionellid zonation of the north Atlantic margin of North America: Georges Bank - Scotian basins and northeastern Grand Banks (Jeanne d'Arc, Carson and Flemish Pass basins). Biostratigraphic correlation of 51 wells; Geological Survey of Canada, Open File 1791, 41 p.

1988b: Berriasian and Valanginian foraminiferal zonation of the N.W. Atlantic margin of North America; Revue Paléobiologie, Vol. Spec. N. 2 "Benthos '86", Part 1, p. 271-280.

1990: Foraminiferal, ostracod and calpionellid zonation and correlation of 42 selected wells from the North Atlantic margin of North America; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 38, no. 4, p. 485-492.

Ascoli, P., Poag, C. W., and Remane, J.
1984: Microfossil zonation across the Jurassic-Cretaceous boundary of the Atlantic margin of North America; in Jurassic-Cretaceous Biochronology and Paleogeography of North America, (ed.) G. E. G. Westermann; Geological Association of Canada, Special Paper 27, p. 31-48.

American Society for Testing and Materials
1988: Standard method for penetration test and split-barrel sampling of soils, ASTM designation: D 1586 - 84; in Annual Book of ASTM Standards, Vol. 04.08, p. 216-220.

Avery, M. P.
1984-89: Vitrinite reflectance analysis for hydrocarbon maturation studies in offshore wells; Geological Survey of Canada, Open Files 1171, 1172, 1348, 1424, 1436, 1808, 2003, 2004, 2005, 2052, and 2053.

Backus, R. H. (ed.)
1987: Georges Bank; Massachusetts Institute of Technology Press, Cambridge, Massachusetts, 593 p.

Barr, S. M. and Raeside, P.
1989: Tectono-stratigraphic terranes in Cape Breton Island, Nova Scotia: implications for the configuration of the northern Appalachian orogen; Geology, v. 17, p. 822-825.

Barrett, D. L., Berry, M., Blanchard, J. E., Keen, M. J., and McAllister, R. E.
1964: Seismic studies on the eastern seaboard of Canada: the Atlantic coast of Nova Scotia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 1, p. 10-22

Barrett, D. L. and Keen, C. E.
1976: Mesozoic magnetic lineations: the Magnetic Quiet Zone and seafloor spreading in the northwest Atlantic; Journal of Geophysical Research, v. 81, p. 4876-4884.

Barss, M. S., Bujak, J. P., Wade, J. A., and Williams, G. L.
1980: Age, stratigraphy, organic matter type and colour, and hydrocarbon occurrences in 47 wells, offshore eastern Canada; Geological Survey of Canada, Open File 714, 58 p.

Barss, M. S., Bujak, J. P., and Williams, G. L.
1979: Palynological zonation and correlation of sixty-seven wells, eastern Canada; Geological Survey of Canada, Paper 78-24, 118 p.

Barss, M. S. and Hacquebard, P. A.
1967: Age and the stratigraphy of the Pictou Group in the Maritime Provinces as revealed by fossil spores; in Collected Papers on Geology of the Atlantic Region - Hugh Lilly Memorial Volume, (ed.) E. R. W. Neale and H. Williams; Geological Association of Canada, Special Paper 4, p. 267-282.

Bayliss, G. S.
1975: Chemical changes attendant with thermal alteration of organic materials following deposition (abstract); in Program with Abstracts, American Association of Stratigraphic Palynologists, Eighth Annual Meeting, Houston, Texas.

Beaumont, C., Keen, C. E., and Boutilier, R.
1982: On the evolution of rifted continental margins: comparison of models and observations for the Nova Scotian margin; Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, v. 70, p. 667-715.

Belknap, D. F., Kelley, J. T., and Shipp, R. C.
1986: Quaternary stratigraphy of representative Maine estuaries: initial examination by high resolution seismic reflection profiling; in Glaciated Coasts, (ed.) D. M. FitzGerald and P. S. Rosen, Academic Press, San Diego, p. 178-207.

Bell, J. S.
1989: Vertical migration of hydrocarbons at Alma, offshore eastern Canada; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 37, p. 358-364.

1990: The stress regime of the Scotian Shelf, offshore eastern Canada, to 6 kilometers depth and implications for rock mechanics and hydrocarbon migration; in Rock at Great Depth, Volume 3, (ed.) V. Maury and D. Fourmaintraux; A. A. Balkema, Rotterdam, p. 1243-1265.

Berger, J., Cok, A. E., Blanchard, J. E., and Keen, M. J.
1966: Morphological and geophysical studies on the eastern seaboard of Canada: the Nova Scotian Shelf; Royal Society of Canada, Special Publication 9, p. 102-113.

Boczar-Karakiewicz, B., Drapeau, G., and Bona, J. L.
1987: Sand ridges on Sable Island Bank, Scotian Shelf; in Proceedings, Coastal Sediments '87 (New Orleans); American Society of Civil Engineers, New York, v. 2, p. 2157-2169.

Bonifay, D. and Piper, D. J. W.
1988: Probable Late Wisconsinan ice margin on the upper continental slope off St. Pierre Bank, Eastern Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 25, p. 853-865.

Boyd, R., Bowen, A. J., and Hall, R. K.
1987: An evolutionary model for transgressive sedimentation on the Eastern Shore of Nova Scotia; in Glaciated Coasts, (ed.) D. M. FitzGerald and P. S. Rosen; Academic Press, San Diego, p. 87-114.

Boyd, R., Forbes, D. L., and Heffler, D. E.
1988: Time-sequence observations of wave-formed sand ripples on an ocean shoreface; Sedimentology, v. 35, p. 449-464.

Boyd, R., Forbes, D. L., and Shaw, J.
1988: Surficial geology of the inner shelf of the Eastern Shore of Nova Scotia (abstract); Geological Association of Canada - Mineralogical Association of Canada - Canadian Society of Petroleum Geologists, Program with Abstracts, v. 13, p. A13.

Boyd, R., Scott, D. B., and Douma, M.
1988: Glacial tunnel valleys and Quaternary history of the outer Scotian Shelf; Nature, v. 333, no. 6168, p. 61-64.

Bradley, J.
1975: Abnormal formation pressure; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 59, p. 957-973.

Breckels, I. M. and Van Eekelen, H. A. M.
1981: Relationship between horizontal stress and depth in sedimentary basins; Paper SPE10336, 56th Annual Fall Technical Conference, Society of Petroleum Engineers of AIME, San Antonio, Texas, October 5-7, 1981.

Bredehoeft, J. D., Wolff, R. G., Keys, W. S., and Shuter, E.
1976: Hydraulic fracturing to determine the regional in-situ stress field, Piceance Basin, Colorado; Geological Society of America Bulletin, v. 87, p. 250-258.

Bujak, J. P., Barss, M. S., and Williams, G. L.
1977a: Offshore eastern Canada - part I: offshore east Canada's organic type and colour and hydrocarbon potential; The Oil and Gas Journal, v. 75, no. 14, p. 198-202.

1977b: Offshore eastern Canada - part II: organic type and colour and hydrocarbon potential; The Oil and Gas Journal, v. 75, no. 15, p. 96-100.

Bujak Davies Group Limited
1988: Palynological analyses of some Scotian Shelf wells; Geological Survey of Canada, Open Files 1857 to 1868.

Bujak, J. P. and Williams, G. L.
1977: Jurassic palynostratigraphy of offshore eastern Canada; in Stratigraphic Micropaleontology of Atlantic Basin and Borderlands, (ed.) F. M. Swain; Elsevier Scientific Publishing Company, New York, p. 321-339.

1978: Cretaceous palynostratigraphy of offshore southeastern Canada; Geological Survey of Canada, Bulletin 297, 19 p.

Bullard, E. C., Everett, J. E., and Smith, A. G.
1965: The fit of the continents around the Atlantic; in A Symposium on Continental Drift, Royal Society of London, Philosophical Transactions, Series A, v. 258, p. 41-51.

Cameron, G. D. M., Taylor, R. B., Forbes, D. L., and Best, M. (comp.)
1990: Coastal geology of Eastern Canada; in Geology of the Continental Margin of Eastern Canada, (ed.) M. J. Keen and G. L. Williams; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 2, Fig. 4, scale 1:2 000 000 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-1).

Canada - Nova Scotia Offshore Oil and Gas Board
1989: Petroleum opportunities offshore Nova Scotia, Canada; Canada - Nova Scotia Offshore Oil and

▷

Adams, J.
1988: Changing assessment of seismic hazard along the southeastern Canadian margin; in Third Canadian Conference on Marine Geotechnical Engineering, St. Johns, Newfoundland, June 1988, p. 41-54.

Adams, J.
1987: Canadian crustal stress database - a compilation to 1987; Geological Survey of Canada, Open File 1622, 130 p.

Adams, J. et Basham, P.
sous presse: The seismicity and seismotectonics of eastern Canada; in Neotectonics of North America, (ed.) D. B. Slemmons et al.; Geological Society of America, The Geology of North America, CSMV-1.

Alam, M.
1979: The effect of Pleistocene climatic changes on the sediments around the Grand Banks; unpublished Ph.D. thesis, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, 222 p.

Alam, M., Piper, D. J. W., et Cooke, H. B. S.
1983: Late Quaternary stratigraphy and paleo-oceanography of the Grand Banks continental margin, eastern Canada; Boreas v. 12, p. 253-261.

Allemann, F., Catalano, R., Fares, F., et Remane, J.
1971: Standard calpionellid zonation (Upper Tithonian-Valanginian) of the Western Mediterranean Province; in Proceedings of the II Planktonic Conference, (ed.) A. Farinaci, Roma, 1970, v. 2, p. 1337-1340.

Amoco Canada Petroleum Company Limited and Imperial Oil Limited
1973: Regional geology of the Grand Banks; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 21, p. 479-503.

Amos, C. L.
1988: The Atlantic Geoscience Centre sediment transport numeric models; Geological Survey of Canada, Open File 1705, 370 p.

Amos, C. L. et King, E. L.
1984: Bedforms of the Canadian eastern seaboard: a comparison with global occurrences; Marine Geology, v. 57, p. 167-208.

Amos, C. L. et Knoll, R. G.
1987: The Quaternary sediments of Banquereau, Scotian Shelf; Geological Society of America Bulletin, v. 99, no. 2, p. 244-260.

Amos, C. L. et Long, B. F. N.
1980: The sedimentary character of the Minas Basin, Bay of Fundy; in The Coastline of Canada, (ed.) S. B. McCann; Geological Survey of Canada, Paper 80-10, p. 123-180.

Amos, C. L. et Miller, A. A. L.
1990: The Quaternary stratigraphy of southwest Sable Island Bank, eastern Canada; Geological Society of America Bulletin, v. 102, no. 7, p. 915-934.

Amos, C. L. et Nadeau, O. C.
1988: Surficial sediments of the outer banks, Scotian Shelf, Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 25, no. 12, p. 1923-1944.

Amos, C. L. et Zaitlin, B.
1985: The effect of changes in tidal range on a sublittoral macrotidal sequence, Bay of Fundy, Canada; Geomarine Letters, v. 4, p. 161-169.

Andrews, J. T.
1987: The Laurentide ice sheet: research problems; Géographie Physique et Quaternaire, v. 41, p. 315-318.

Ascoli, P.
1976: Foraminiferal and ostracod biostratigraphy of the Mesozoic-Cenozoic, Scotian Shelf, Atlantic Canada; in First International Symposium on Benthonic Foraminifera of Continental Margins, Part B, Paleoecology and Biostratigraphy, (ed.) C. T. Schafer and B. R. Pelletier; Maritime Sediments, Special Publication No. 1, p. 653-771.

1981: Foraminiferal-ostracod Late Jurassic biozonation of the Scotian Shelf; Geological Survey of Canada, Open File 753, 32 p.

1984: Epistominid biostratigraphy across the Jurassic-Cretaceous boundary on the northwestern Atlantic Shelf; in Benthos '83, (ed.) H. J. Oertli; Second International Symposium on Benthic Foraminifera, Pau and Bordeaux, France, April 1983, p. 27-34.

1988a: Mesozoic-Cenozoic foraminiferal, ostracod and calpionellid zonation of the north Atlantic margin of North America: Georges Bank - Scotian basins and northeastern Grand Banks (Jeanne d'Arc, Carson and Flemish Pass basins). Biostratigraphic correlation of 51 wells; Geological Survey of Canada, Open File 1791, 41 p.

1988b: Berriasian and Valanginian foraminiferal zonation of the N.W. Atlantic margin of North America; Revue Paléobiologie, Vol. Spec. N. 2 "Benthos '86", Part 1, p. 271-280.

1990: Foraminiferal, ostracod and calpionellid zonation and correlation of 42 selected wells from the North Atlantic margin of North America; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 38, no. 4, p. 485-492.

Ascoli, P., Poag, C. W., et Remane, J.
1984: Microfossil zonation across the Jurassic-Cretaceous boundary of the Atlantic margin of North America; in Jurassic-Cretaceous Biochronology and Paleogeography of North America, (ed.) G. E. G. Westermann; Geological Association of Canada, Special Paper 27, p. 31-48.

American Society for Testing and Materials
1988: Standard method for penetration test and split-barrel sampling of soils, ASTM designation: D 1586 - 84; in Annual Book of ASTM Standards, Vol. 04.08, p. 216-220.

Avery, M. P.
1984-89: Vitrinite reflectance analysis for hydrocarbon maturation studies in offshore wells; Geological Survey of Canada, Open Files 1171, 1172, 1348, 1424, 1436, 1808, 2003, 2004, 2005, 2052, and 2053.

Backus, R. H. (ed.)
1987: Georges Bank; Massachusetts Institute of Technology Press, Cambridge, Massachusetts, 593 p.

Barr, S. M. et Raeside, P.
1989: Tectono-stratigraphic terranes in Cape Breton Island, Nova Scotia: implications for the configuration of the northern Appalachian orogen; Geology, v. 17, p. 822-825.

Barrett, D. L., Berry, M., Blanchard, J. E., Keen, M. J., et McAllister, R. E.
1964: Seismic studies on the eastern seaboard of Canada: the Atlantic coast of Nova Scotia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 1, p. 10-22

Barrett, D. L. et Keen, C. E.
1976: Mesozoic magnetic lineations: the Magnetic Quiet Zone and seafloor spreading in the northwest Atlantic; Journal of Geophysical Research, v. 81, p. 4876-4884.

Barss, M. S., Bujak, J. P., Wade, J. A., et Williams, G. L.
1980: Age, stratigraphy, organic matter type and colour, and hydrocarbon occurrences in 47 wells, offshore eastern Canada; Geological Survey of Canada, Open File 714, 58 p.

Barss, M. S., Bujak, J. P., et Williams, G. L.
1979: Palynological zonation and correlation of sixty-seven wells, eastern Canada; Geological Survey of Canada, Paper 78-24, 118 p.

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 on Geology of the Atlantic Region - Hugh Lilly Memorial Volume, (ed.) E. R. W. Neale and H. Williams; Geological Association of Canada, Special Paper 4, p. 267-282.

Bayliss, G. S.
1975: Chemical changes attendant with thermal alteration of organic materials following deposition (abstract); in Program with Abstracts, American Association of Stratigraphic Palynologists, Eighth Annual Meeting, Houston, Texas.

Beaumont, C., Keen, C. E., et Boutilier, R.
1982: On the evolution of rifted continental margins: comparison of models and observations for the Nova Scotian margin; Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, v. 70, p. 667-715.

Belknap, D. F., Kelley, J. T., et Shipp, R. C.
1986: Quaternary stratigraphy of representative Maine estuaries: initial examination by high resolution seismic reflection profiling; in Glaciated Coasts, (ed.) D. M. FitzGerald and P. S. Rosen, Academic Press, San Diego, p. 178-207.

Bell, J. S.
1989: Vertical migration of hydrocarbons at Alma, offshore eastern Canada; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 37, p. 358-364.

1990: The stress regime of the Scotian Shelf, offshore eastern Canada, to 6 kilometers depth and implications for rock mechanics and hydrocarbon migration; in Rock at Great Depth, Volume 3, (ed.) V. Maury and D. Fourmaintraux; A. A. Balkema, Rotterdam, p. 1243-1265.

Berger, J., Cok, A. E., Blanchard, J. E., et Keen, M. J.
1966: Morphological and geophysical studies on the eastern seaboard of Canada: the Nova Scotian Shelf; Royal Society of Canada, Special Publication 9, p. 102-113.

Boczar-Karakiewicz, B., Drapeau, G., et Bona, J. L.
1987: Sand ridges on Sable Island Bank, Scotian Shelf; in Proceedings, Coastal Sediments '87 (New Orleans); American Society of Civil Engineers, New York, v. 2, p. 2157-2169.

Bonifay, D. et Piper, D. J. W.
1988: Probable Late Wisconsinan ice margin on the upper continental slope off St. Pierre Bank, Eastern Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 25, p. 853-865.

Boyd, R., Bowen, A. J., et Hall, R. K.
1987: An evolutionary model for transgressive sedimentation on the Eastern Shore of Nova Scotia; in Glaciated Coasts, (ed.) D. M. FitzGerald and P. S. Rosen; Academic Press, San Diego, p. 87-114.

Boyd, R., Forbes, D. L., et Heffler, D. E.
1988: Time-sequence observations of wave-formed sand ripples on an ocean shoreface; Sedimentology, v. 35, p. 449-464.

Boyd, R., Forbes, D. L., et Shaw, J.
1988: Surficial geology of the inner shelf of the Eastern Shore of Nova Scotia (abstract); Geological Association of Canada - Mineralogical Association of Canada - Canadian Society of Petroleum Geologists, Program with Abstracts, v. 13, p. A13.

Boyd, R., Scott, D. B., et Douma, M.
1988: Glacial tunnel valleys and Quaternary history of the outer Scotian Shelf; Nature, v. 333, no. 6168, p. 61-64.

Bradley, J.
1975: Abnormal formation pressure; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 59, p. 957-973.

Breckels, I. M. et Van Eekelen, H. A. M.
1981: Relationship between horizontal stress and depth in sedimentary basins; Paper SPE10336, 56th Annual Fall Technical Conference, Society of Petroleum Engineers of AIME, San Antonio, Texas, October 5-7, 1981.

Bredehoeft, J. D., Wolff, R. G., Keys, W. S., et Shuter, E.
1976: Hydraulic fracturing to determine the regional in-situ stress field, Piceance Basin, Colorado; Geological Society of America Bulletin, v. 87, p. 250-258.

Bujak, J. P., Barss, M. S., et Williams, G. L.
1977a: Offshore eastern Canada - part I: offshore east Canada's organic type and colour and hydrocarbon potential; The Oil and Gas Journal, v. 75, no. 14, p. 198-202.

1977b: Offshore eastern Canada - part II: organic type and colour and hydrocarbon potential; The Oil and Gas Journal, v. 75, no. 15, p. 96-100.

Bujak Davies Group Limited
1988: Palynological analyses of some Scotian Shelf wells; Geological Survey of Canada, Open Files 1857 to 1868.

Bujak, J. P. et Williams, G. L.
1977: Jurassic palynostratigraphy of offshore eastern Canada; in Stratigraphic Micropaleontology of Atlantic Basin and Borderlands, (ed.) F. M. Swain; Elsevier Scientific Publishing Company, New York, p. 321-339.

1978: Cretaceous palynostratigraphy of offshore

▷

Gas Board, Halifax, 83 p.

Canada Oil and Gas Lands Administration

1988: Frontier lands: released information; Energy, Mines and Resources, Canada, April 1988.

Canadian Hydrographic Service

1981: Atlas of tidal currents, Bay of Fundy and Gulf of Maine; Publications Department of Fisheries and Oceans, Ottawa, 36 p.

Canadian Tide and Current Tables

1989a: Volume 1: Atlantic Coast and Bay of Fundy; Department of Fisheries and Oceans, Ottawa, Canada, 53 p.

1989b: Volume 2: Gulf of St. Lawrence; Department of Fisheries and Oceans, Ottawa, Canada, 41 p.

Carey, S. W.

1958: A tectonic approach to continental drift; in Continental Drift, A Symposium, (ed.) S. W. Carey; University of Tasmania, Geology Department Symposium 5, Hobart, p. 177-355.

Carter, R. W. G., Forbes, D. L., Jennings, S. C., Orford, J. D., Shaw, J., and Taylor, R. B.

1989: Barrier and lagoon coast evolution under differing relative sea-level regimes: examples from Ireland and Nova Scotia; Marine Geology, v. 88, p. 221-242.

Cassou, A. M., Connan, J., and Ponhault, B.

1977: Relationships between maturation of organic matter and geothermal gradient, as exemplified in Canadian east coast offshore wells; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 25, p. 174-194.

CLIMAP Project Members

1976: The surface of the ice-age Earth; Science, v. 191, p. 1131-1137.

Cochran, J. R. and Talwani, M.

1978: Gravity anomalies, regional elevation and the deep structure of the North Atlantic; Journal of Geophysical Research, v. 83, p. 4907-4924.

Committee for the Gravity Anomaly Map of North America

1987: Gravity anomaly map of North America; Geological Society of America, Boulder, Colorado, U.S.A., scale 1:5 000 000, 5 sheets.

Committee for the Magnetic Anomaly Map of North America

1987: Magnetic anomaly map of North America; Geological Society of America, Boulder, Colorado, U.S.A., scale 1:5 000 000, 5 sheets.

Davies, E. H.

1985: The miospore and dinoflagellate cyst Oppel-zonation of the Lias of Portugal; Palynology, v. 9, p. 105-132.

Denton, G. H. and Hughes, T. J.

1981: The Last Great Ice Sheets; John Wiley and Sons, New York, 484 p.

Dickinson, G.

1953: Geological aspects of abnormal reservoir pressures in Gulf Coast Louisiana; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 37, p. 410-432.

Direction de la physique du globe

1986: Integration of the Atlantic Geoscience Centre marine gravity data into the National Gravity Data Base; Earth Physics Branch, Open File 85-32, 54 p. (also Geological Survey of Canada, Open File 1232).

Dods, S. D., Teskey, D. J., and Hood, P. J.

1985: The new series of 1:1 000 000-scale magnetic anomaly maps of the Geological Survey of Canada: compilation techniques and interpretation; in The Utility of Regional Gravity and Magnetic Anomaly Maps, (ed.) W. J. Hinze; Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, Oklahoma, U.S.A.

Doeven, P. H.

1983: Cretaceous nannofossil stratigraphy and paleoecology of the Canadian Atlantic Margin; Geological Survey of Canada, Bulletin 356, 70 p.

Donohoe, H. V., Jr. and Grantham, R. G.

1989: Geological highway map of Nova Scotia (2nd ed.); Atlantic Geoscience Society, Halifax, AGS Special Publication No. 1, scale 1:640 000 (approx.).

Dow, W. G.

1977: Kerogen studies and geological interpretations; Journal of Geochemical Exploration, no. 7, p. 77-99.

Drapeau, G. and King, L. H.

1972: Surficial geology of the Yarmouth - Browns Bank map area; Geological Survey of Canada, Paper 72-24, 6 p. (also Canadian Hydrographic Service, Marine Sciences, Paper 2.)

Driscoll, A. H., Moran, K., Piper, D. J. W., Vilks, G., and Mayer, L. A.

1989: An improved deep coring system; Offshore Technology Conference, OTC 5962, p. 72-80.

Dromart, G.

1986: Facies grumeleux, noduleux et crystoalgaires des marges Jurassiques de la Tethys nord-occidentale et de L'Atlantique central; unpublished thesis, Université Claude-Bernard, Lyon, France.

du Toit, A. B.

1937: Our Wandering Continents; Oliver and Boyd, Edinburgh, 366 p.

Duncan, R. A.

1984: Age progressive volcanism in the New England seamounts and the opening of the central Atlantic Ocean; Journal of Geophysical Research, v. 89, p. 9980-9991.

Durling, P. W. and Marillier, F. J. Y.

1990: Structural trends and basement rock subdivisions in the western Gulf of St. Lawrence, northern Appalachians; Atlantic Geology, v. 26, p. 79-95.

Dyke, A. S. and Prest, V. K.

1987: Late Wisconsinan and Holocene history of the Laurentide ice sheet; Géographie Physique et Quaternaire, v. 41, p. 237-263.

Earth Physics Branch

1986: Integration of the Atlantic Geoscience Centre marine gravity data into the National Gravity Data Base; Earth Physics Branch, Open File 85-32, 54 p. (also Geological Survey of Canada, Open File 1232).

Ebinger, C. J. and Tucholke, B. E.

1988: Marine geology of Sohm Basin, Canadian Atlantic margin; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 72, p. 1450-1468.

Eliuk, L. S.

1978: The Abenaki Formation, Nova Scotia shelf, Canada - a depositional and diagenetic model for a Mesozoic carbonate platform; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 26, p. 424-514.

Ellis, P. M.

1984: Upper Jurassic carbonates from the Lusitanian basin, Portugal and their subsurface counterparts in the Nova Scotia Shelf; unpublished thesis, Open University, Milton Keynes, England.

Ellis, P. M., Crevello, P. D., and Eliuk, L. S.

1985: Upper Jurassic and Lower Cretaceous deep-water buildups, Abenaki Formation, Nova Scotia shelf; in Deep-water Carbonates: Buildups, Turbidites, Debris Flows and Chalk - A Core Workshop, (ed.) P. D. Crevello and P. M. Harris; Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Core Workshop No. 6, p. 212-248.

Emery, K. O. and Uchupi, E.

1965: Structure of Georges Bank; Marine Geology, v. 3, p. 349-358.

Emery, K. O., Uchupi, E., Phillips, J. D., Bowin, C. O., Bunce, E. T., and Knott, S. T.

1970: Continental rise off eastern North America; American Association of Petroleum Geologist Bulletin, v. 54, no. 1, p. 44-108.

Engelund, F. and Hansen, E.

1967: A monograph on sediment transport in alluvial streams; Teknisk Vorlag, Copenhagen, Denmark.

Ervine, W. B. and Bell, J. S.

1987: Subsurface in-situ stress magnitudes from oil well drilling records: an example from the Venture area, offshore Eastern Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, p. 1748-1759.

ETOPO5

1986: Relief map of the Earth's surface; Eos, Transactions of the American Geophysical Union, v. 67, p. 121.

Fader, G. B.

1984: A geological and geophysical study of the Northeast Channel, Georges Bank and Georges Basin area of the Gulf of Maine, by Geonautics Limited; Geological Survey of Canada, Open File 978, 3 volumes.

Fader, G. B., Cameron, G. D. M., and Best, M. A. (comp.)

1989: Geology of the continental margin of Eastern Canada; Geological Survey of Canada, Map 1705A, scale 1:5 000 000.

Fader, G. B. and Geonautics Limited

1984: A geophysical survey of Georges Bank, Georges Basin and Northeast Channel area of the Gulf of Maine; Geological Survey of Canada, Open File 978.

Fader, G. B. and King, L. H.

1981: A reconnaissance study of the surficial geology of the Grand Banks of Newfoundland; in Current Research, Part A; Geological Survey of Canada, Paper 81-1A, p. 45-56.

Fader, G. B., King, L. H., and Josenhans, H. W.

1982: Surficial geology of the Laurentian Channel and the western Grand Banks of Newfoundland; Canadian Hydrographic Service, Marine Sciences, Paper 21, 37 p. (also Geological Survey of Canada, Paper 81-22).

Fader, G. B., King, L. H., and MacLean, B.

1977: Surficial geology of the eastern Gulf of Maine and Bay of Fundy; Geological Survey of Canada, Paper 76-17, 23 p. (also Canadian Hydrographic Service, Marine Sciences, Paper 19).

Fader, G. B. J.

1989: A late Pleistocene low sea-level stand on the southeast Canadian Offshore; in Late Quaternary Sea-Level Correlation and Applications, (ed.) D. B. Scott et al., p. 71-103.

Fader, G. B. J., King, E., Gillespie, R., and King, L. H.

1988: Surficial geology of Georges Bank, Browns Bank and the Southeastern Gulf of Maine; Geological Survey of Canada, Open File 1692, 3 maps.

Fader, G. B. J. and Miller, R. O.

1986: A reconnaissance study of the surficial and shallow bedrock geology of the southeastern Grand Banks of Newfoundland; in Current Research, Part B; Geological Survey of Canada, Paper 86-1B, p. 591-604.

1988: Megaflutes on Placentia Bay, Grand Banks of Newfoundland; in Proceedings of the Geological Association of Canada - Minieralogical Association of Canada Annual Meeting, 1988, v. 13, p. A38-A39.

Farquharson, W. I.

1965: Tidal heights in Bay of Fundy; Bedford Institute of Oceanography, Report 65-7, Dartmouth, Nova Scotia, 7 p.

Ferguson, L. and Fyffe, L. R. et al.

1985: Geological highway map of New Brunswick and Prince Edward Island; Atlantic Geoscience Society, Special Publication No. 2, scale 1:640 000 (approx.).

Fertl, W. H.

1976: Abnormal Formation Pressures; Elsevier Scientific Publishing Company, New York, 382 p.

Foo, S. H. C. and Crouse, C. B.

1988: Evaluation of seismicity and earthquake loading at Hibernia; in Proceedings of the Third Canadian Conference on Marine Geotechnical Engineering, St. Johns, Newfoundland, June 1988, p. 55-96.

Forbes, D. L. and Boyd, R.

1987: Gravel ripples on the inner Scotian Shelf; Journal of Sedimentary Petrology, v. 57, p. 46-54.

1989: Submersible observations of surficial sediments and seafloor morphology on the inner Scotian Shelf; in Submersible Observations Off the East Coast of Canada, (ed.) D. J. W. Piper; Geological Survey of Canada, Paper 88-20, p. 71-81.

Forbes, D. L., Boyd, R., Shaw, J., Johnston, L., Heffler, D. E., and McLaren, S.

1988a: CSS *Dawson* operations on inner Scotian Shelf and Sable Island Bank [cruise report 87042]; Geological Survey of Canada, Open File 2063, 51 p.

Forbes, D. L. and Drapeau, G.

1989: Near-bottom currents and sediment transport on the inner Scotian Shelf: sea-floor response to winter storms during CASP; Atmosphere-Ocean, v. 27, p. 258-278.

Forbes, D. L., Judge, J. T., Boyd, R., Drapeau, G., and Shaw, J.

1988b: Seabed characteristics and sediment mobility at CASP study sites on the inner Scotian Shelf; Maritime Sediments and Atlantic Geology, v. 24, p. 194.

Forbes, D. L. and Taylor, R. B.

1987: Coarse-grained beach sedimentation under paraglacial conditions, Canadian Atlantic coast; in Glaciated Coasts, (ed.) D. M. FitzGerald and P. S. Rosen; Academic Press, San Diego, p. 51-86.

Forbes, D. L., Taylor, R. B., and Frobel, D.

1982: Barrier overwash and washover sedimentation, Aspy Bay, Cape Breton Island; Maritime Sediments, v. 18, p. 43.

Forbes, D. L., Taylor, R. B., Orford, J. D., Carter, R. W. G., and Shaw, J.

1991: Gravel-barrier migration and overstepping; Marine Geology, v. 97, p. 305-313.

Forbes, D. L., Taylor, R. B., and Shaw, J.

1989: Shorelines and rising sea levels in Eastern Canada; Episodes, v. 12, p. 23-28.

Freidenreich, O. R.

1987: A regional seismic reflection profile in the Scotian Basin, offshore Nova Scotia; in Sedimentary Basins and Basin-Forming Mechanisms, (ed.) C. Beaumont and A. J. Tankard; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 12, p. 71-73.

Fulton, R. J. (ed.)

1984: Quaternary stratigraphy of Canada - A Canadian contribution to IGCP Project 24; Geological Survey of Canada, Paper 84-10, 210 p.

Geological Survey of Canada

1987: Magnetic anomaly map of Canada (5th edition); Geological Survey of Canada, Map 1255A, scale 1:5 000 000.

1988: Magnetic anomaly map of the continental margin of Eastern Canada; Geological Survey of Canada, Map 1709A, scale 1:5 000 000.

Gipp, M. R.

1989: Late Wisconsinan deglaciation of Emerald Basin, Scotian Shelf; unpublished M.Sc. thesis, Memorial University of Newfoundland, 219 p.

Gipp, M. R. and Piper, D. J. W.

▷

southeastern Canada; Geological Survey of Canada, Bulletin 297, 19 p.

Bullard, E. C., Everett, J. E., et Smith, A. G.

1965: The fit of the continents around the Atlantic; in A Symposium on Continental Drift, Royal Society of London, Philosophical Transactions, Series A, v. 258, p. 41-51.

Cameron, G. D. M., Taylor, R. B., Forbes, D. L., et Best, M. (comp.)

1990: Coastal geology of Eastern Canada; in Geology of the Continental Margin of Eastern Canada, (ed.) M. J. Keen and G. L. Williams; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 2, Fig. 4, scale 1:2 000 000 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-1).

Canada - Nova Scotia Offshore Oil and Gas Board

1989: Petroleum opportunities offshore Nova Scotia, Canada; Canada - Nova Scotia Offshore Oil and Gas Board, Halifax, 83 p.

Canada Oil and Gas Lands Administration

1988: Frontier lands: released information; Energy, Mines and Resources, Canada, April 1988.

Canadian Tide and Current Tables

1989a: Volume 1: Atlantic Coast and Bay of Fundy; Department of Fisheries and Oceans, Ottawa, Canada, 53 p.

1989b: Volume 2: Gulf of St. Lawrence; Department of Fisheries and Oceans, Ottawa, Canada, 41 p.

Carey, S. W.

1958: A tectonic approach to continental drift; in Continental Drift, A Symposium, (ed.) S. W. Carey; University of Tasmania, Geology Department Symposium 5, Hobart, p. 177-355.

Carter, R. W. G., Forbes, D. L., Jennings, S. C., Orford, J. D., Shaw, J., et Taylor, R. B.

1989: Barrier and lagoon coast evolution under differing relative sea-level regimes: examples from Ireland and Nova Scotia; Marine Geology, v. 88, p. 221-242.

Cassou, A. M., Connan, J., et Ponhault, B.

1977: Relationships between maturation of organic matter and geothermal gradient, as exemplified in Canadian east coast offshore wells; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 25, p. 174-194.

CLIMAP Project Members

1976: The surface of the ice-age Earth; Science, v. 191, p. 1131-1137.

Cochran, J. R. et Talwani, M.

1978: Gravity anomalies, regional elevation and the deep structure of the North Atlantic; Journal of Geophysical Research, v. 83, p. 4907-4924.

Commission géologique du Canada

1987: Magnetic anomaly map of Canada (5th edition); Geological Survey of Canada, Map 1255A, scale 1:5 000 000.

1988: Magnetic anomaly map of the continental margin of Eastern Canada; Geological Survey of Canada, Map 1709A, scale 1:5 000 000.

Committee for the Gravity Anomaly Map of North America

1987: Gravity anomaly map of North America; Geological Society of America, Boulder, Colorado, U.S.A., scale 1:5 000 000, 5 sheets.

Committee for the Magnetic Anomaly Map of North America

1987: Magnetic anomaly map of North America; Geological Society of America, Boulder, Colorado, U.S.A., scale 1:5 000 000, 5 sheets.

Davies, E. H.

1985: The miospore and dinoflagellate cyst Oppel-zonation of the Lias of Portugal; Palynology, v. 9, p. 105-132.

Denton, G. H. et Hughes, T. J.

1981: The Last Great Ice Sheets; John Wiley and Sons, New York, 484 p.

Dickinson, G.

1953: Geological aspects of abnormal reservoir pressures in Gulf Coast Louisiana; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 37, p. 410-432.

Direction de la physique du globe

1986: Integration of the Atlantic Geoscience Centre marine gravity data into the National Gravity Data Base; Earth Physics Branch, Open File 85-32, 54 p. (also Geological Survey of Canada, Open File 1232).

Dods, S. D., Teskey, D. J., et Hood, P. J.

1985: The new series of 1:1 000 000-scale magnetic anomaly maps of the Geological Survey of Canada: compilation techniques and interpretation; in The Utility of Regional Gravity and Magnetic Anomaly Maps, (ed.) W. J. Hinze; Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, Oklahoma, U.S.A.

Doeven, P. H.

1983: Cretaceous nannofossil stratigraphy and paleoecology of the Canadian Atlantic Margin; Geological Survey of Canada, Bulletin 356, 70 p.

Donohoe, H. V., Jr. et Grantham, R. G.

1989: Geological highway map of Nova Scotia (2nd ed.); Atlantic Geoscience Society, Halifax, AGS Special Publication No. 1, scale 1:640 000 (approx.).

Dow, W. G.

1977: Kerogen studies and geological interpretations; Journal of Geochemical Exploration, no. 7, p. 77-99.

Drapeau, G. et King, L. H.

1972: Surficial geology of the Yarmouth - Browns Bank map area; Geological Survey of Canada, Paper 72-24, 6 p. (also Canadian Hydrographic Service, Marine Sciences, Paper 2.)

Driscoll, A. H., Moran, K., Piper, D. J. W., Vilks, G., et Mayer, L. A.

1989: An improved deep coring system; Offshore Technology Conference, OTC 5962, p. 72-80.

Dromart, G.

1986: Facies grumeleux, noduleux et crystoalgaires des marges Jurassiques de la Tethys nord-occidentale et de L'Atlantique central; unpublished thesis, Université Claude-Bernard, Lyon, France.

du Toit, A. B.

1937: Our Wandering Continents; Oliver and Boyd, Edinburgh, 366 p.

Duncan, R. A.

1984: Age progressive volcanism in the New England seamounts and the opening of the central Atlantic Ocean; Journal of Geophysical Research, v. 89, p. 9980-9991.

Durling, P. W. et Marillier, F. J. Y.

1990: Structural trends and basement rock subdivisions in the western Gulf of St. Lawrence, northern Appalachians; Atlantic Geology, v. 26, p. 79-95.

Dyke, A. S. et Prest, V. K.

1987: Late Wisconsinan and Holocene history of the Laurentide ice sheet; Géographie Physique et Quaternaire, v. 41, p. 237-263.

Ebinger, C. J. et Tucholke, B. E.

1988: Marine geology of Sohm Basin, Canadian Atlantic margin; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 72, p. 1450-1468.

Eliuk, L. S.

1978: The Abenaki Formation, Nova Scotia shelf, Canada - a depositional and diagenetic model for a Mesozoic carbonate platform; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 26, p. 424-514.

Ellis, P. M.

1984: Upper Jurassic carbonates from the Lusitanian basin, Portugal and their subsurface counterparts in the Nova Scotia Shelf; unpublished thesis, Open University, Milton Keynes, England.

Ellis, P. M., Crevello, P. D., et Eliuk, L. S.

1985: Upper Jurassic and Lower Cretaceous deep-water buildups, Abenaki Formation, Nova Scotia shelf; in Deep-water Carbonates: Buildups, Turbidites, Debris Flows and Chalk - A Core Workshop, (ed.) P. D. Crevello and P. M. Harris; Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Core Workshop No. 6, p. 212-248.

Emery, K. O. et Uchupi, E.

1965: Structure of Georges Bank; Marine Geology, v. 3, p. 349-358.

Emery, K. O., Uchupi, E., Phillips, J. D., Bowin, C. O., Bunce, E. T., et Knott, S. T.

1970: Continental rise off eastern North America; American Association of Petroleum Geologist Bulletin, v. 54, no. 1, p. 44-108.

Engelund, F. et Hansen, E.

1967: A monograph on sediment transport in alluvial streams; Teknisk Vorlag, Copenhagen, Denmark.

Ervine, W. B. et Bell, J. S.

1987: Subsurface in-situ stress magnitudes from oil well drilling records: an example from the Venture area, offshore Eastern Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, p. 1748-1759.

ETOPO5

1986: Relief map of the Earth's surface; Eos, Transactions of the American Geophysical Union, v. 67, p. 121.

Fader, G. B.

1984: A geological and geophysical study of the Northeast Channel, Georges Bank and Georges Basin area of the Gulf of Maine, by Geonautics Limited; Geological Survey of Canada, Open File 978, 3 volumes.

Fader, G. B., Cameron, G. D. M., et Best, M. A. (comp.)

1989: Geology of the continental margin of Eastern Canada; Geological Survey of Canada, Map 1705A, scale 1:5 000 000.

Fader, G. B. et Geonautics Limited

1984: A geophysical survey of Georges Bank, Georges Basin and Northeast Channel area of the Gulf of Maine; Geological Survey of Canada, Open File 978.

Fader, G. B. et King, L. H.

1981: A reconnaissance study of the surficial geology of the Grand Banks of Newfoundland; in Current Research, Part A; Geological Survey of Canada, Paper 81-1A, p. 45-56.

Fader, G. B., King, L. H., et Josenhans, H. W.

1982: Surficial geology of the Laurentian Channel and the western Grand Banks of Newfoundland; Canadian Hydrographic Service, Marine Sciences, Paper 21, 37 p. (also Geological Survey of Canada, Paper 81-22).

Fader, G. B., King, L. H., et MacLean, B.

1977: Surficial geology of the eastern Gulf of Maine and Bay of Fundy; Geological Survey of Canada, Paper 76-17, 23 p. (also Canadian Hydrographic Service, Marine Sciences, Paper 19).

Fader, G. B. J.

1989: A late Pleistocene low sea-level stand on the southeast Canadian Offshore; in Late Quaternary Sea-Level Correlation and Applications, (ed.) D. B. Scott et al., p. 71-103.

Fader, G. B. J., King, E., Gillespie, R., et King, L. H.

1988: Surficial geology of Georges Bank, Browns Bank and the Southeastern Gulf of Maine; Geological Survey of Canada, Open File 1692, 3 maps.

Fader, G. B. J. et Miller, R. O.

1986: A reconnaissance study of the surficial and shallow bedrock geology of the southeastern Grand Banks of Newfoundland; in Current Research, Part B; Geological Survey of Canada, Paper 86-1B, p. 591-604.

1988: Megaflutes on Placentia Bay, Grand Banks of Newfoundland; in Proceedings of the Geological Association of Canada - Minieralogical Association of Canada Annual Meeting, 1988, v. 13, p. A38-A39.

Farquharson, W. I.

1965: Tidal heights in Bay of Fundy; Bedford Institute of Oceanography, Report 65-7, Dartmouth, Nova Scotia, 7 p.

Ferguson, L. et Fyffe, L. R. et al.

1985: Geological highway map of New Brunswick and Prince Edward Island; Atlantic Geoscience Society, Special Publication No. 2, scale 1:640 000 (approx.).

Fertl, W. H.

1976: Abnormal Formation Pressures; Elsevier Scientific Publishing Company, New York, 382 p.

Foo, S. H. C. et Crouse, C. B.

1988: Evaluation of seismicity and earthquake loading at Hibernia; in Proceedings of the Third Canadian Conference on Marine Geotechnical Engineering, St. Johns, Newfoundland, June 1988, p. 55-96.

Forbes, D. L. et Boyd, R.

1987: Gravel ripples on the inner Scotian Shelf; Journal of Sedimentary Petrology, v. 57, p. 46-54.

1989: Submersible observations of surficial sediments and seafloor morphology on the inner Scotian Shelf; in Submersible Observations Off the East Coast of Canada, (ed.) D. J. W. Piper; Geological Survey of Canada, Paper 88-20, p. 71-81.

Forbes, D. L., Boyd, R., Shaw, J., Johnston, L., Heffler, D. E., et McLaren, S.

1988a: CSS *Dawson* operations on inner Scotian Shelf and Sable Island Bank [cruise report 87042]; Geological Survey of Canada, Open File 2063, 51 p.

Forbes, D. L. et Drapeau, G.

1989: Near-bottom currents and sediment transport on the inner Scotian Shelf: sea-floor response to winter storms during CASP; Atmosphere-Ocean, v. 27, p. 258-278.

Forbes, D. L., Judge, J. T., Boyd, R., Drapeau, G., et Shaw, J.

▷

1989: Chronology of Late Wisconsinan glaciation, Emerald Basin, Scotian Shelf; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 26, p. 333-335.

Given, M. M.

1977: Mesozoic and early Cenozoic geology of offshore Nova Scotia; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 25, p. 63-91.

Gradstein, F. M. and Agterberg, F. P.

1982: Models of Cenozoic foraminiferal stratigraphy - northwestern Atlantic Margin; in Quantitative Stratigraphic Correlation, (ed.) J. M. Cubitt and R. A. Reyment; John Wiley and Sons, Limited, Chichester, England, p. 119-173.

Grant, A. C. (comp.)

1990: Depth to basement of the Continental Margin of Eastern Canada; in Geology of the Continental Margin of Eastern Canada, (ed.) M. J. Keen and G. L. Williams; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 2, Map 1707A, scale 1:5 000 000 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. 1-I).

Grant, A. C. and McAlpine, K. D.

1990: The continental margin around Newfoundland; Chapter 6 in Geology of the Continental Margin of Eastern Canada, (ed.) M. J. Keen and G. L. Williams; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 2, p. 239-292 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-1).

Grant, D. R.

1989: Quaternary geology of the Atlantic Appalachian region of Canada; Chapter 5 in Quaternary Geology of Canada and Greenland, (ed.) R. J. Fulton; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1, p. 393-440 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).

Grant, D. R.

1980: Quaternary sea-level change in Atlantic Canada as an indicator of crustal delevelling; in Earth Rheology, Isostasy and Eustasy, (ed.) N.-A. Mörner; John Wiley and Sons, Chichester, p. 201-214.

Grant, W. D. and Madsen, O. S.

1979: Combined wave and current interaction with a rough bottom; Journal Geophysical Research, v. 84, no. 4, p. 1797-1808.

Gregory, D. N.

1988: Tidal current variability on the Scotian Shelf and Slope; Canadian Technical Report of Hydrography and Ocean Sciences, v. 109, 38 p.

Gregory, D. N. and Smith, P. C.

1988: Current statistics of the Scotian Shelf and Slope; Canadian Technical Report of Hydrography and Ocean Sciences, v. 106, 197 p.

Gussow, W. C.

1953: Carboniferous stratigraphy and structural geology of New Brunswick, Canada; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 37, no. 7, p. 1713-1816.

Hacquebard, P. A.

1972: The Carboniferous of eastern Canada; Compte Rendu, Septième Congrès International de Stratigraphie et de Geologie du Carbonifère, Krefeld, p. 69-90.

Hall, R. K.

1985: Inner shelf acoustic facies and surficial sediment distribution of the Eastern Shore, Nova Scotia; Technical Report 8, Centre for Marine Geology, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, 197 p.

Haq, B. U., Hardenbol, J., and Vail, P. R.

1987: Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic; Science, v. 235, p. 1156-1157.

Hardy, I. A.

1975: Lithostratigraphy of the Banquereau Formation on the Scotian Shelf; in Offshore Geology of Eastern Canada, Volume 2, Regional Geology, (ed.) W. J. M. Van der Linden and J. A. Wade; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, v. 2, p. 163-174.

Harland, W. B., Cox, A. V., Llewellyn, P. G., Pickton, C. A. G., Smith, A. B., and Walters, R.

1982: A Geologic Time Scale; Cambridge University Press, Cambridge, England, 131 p.

Haxby, W. F.

1986: A portrayal of gridded geophysical data derived from SEASAT radar altimeter measurements of the shape of the ocean surface; National Geophysical Data Centre, Boulder, Colorado, Report GG-3, 1 sheet.

Heezen, B. C.

1974: Atlantic type continental margins; in The Geology of Continental Margins, (ed.) C. A. Burke and C. L. Drake; Springer-Verlag, New York, p. 13-24.

Hildebrand, L. P.

1984: Oceanographic setting; in Health of the Northwest Atlantic, (ed.) R. C. H. Wilson and R. F. Addison; Environment Canada and Department of Fisheries and Oceans, p. 8-30.

Hill, P. R.

1984: Facies and sequence analysis of Nova Scotia Slope muds: turbidite vs. 'hemipelagite' deposition; in Fine-Grained Sediments: Processes and Products, (ed.) D. A. V. Stow and D. J. W. Piper; Blackwell Publishing, London, p. 311-318.

Hillaire-Marcel, C.

1987: Composition isotopique du carbonne organique des carottes du forage 85-036-016 dans le lac Bras d'Or, île du Cap-Breton, Nouvelle-Écosse; Geological Survey of Canada, Paper 87-1A, p. 859-864.

Hinz, K.

1981: A hypothesis of terrestrial catastrophes: wedges of oceanward dipping subacoustic basement reflections: their origin and paleoenvironmental consequences; Geologische Jahrbuch, Reihe E, Geophysik, v. 22, p. 3-28.

Honig, C.

1988a: Estuarine sedimentation on a glaciated coast: Lawrencetown Lake, Eastern Shore, Nova Scotia; Technical Report 9, Centre for Marine Geology, Dalhousie University, Halifax, 132 p.

1988b: Identification and interpretation of foraminiferal assemblages from the Eastern Shore of Nova Scotia: vibracores 010, 030, 033, 039, *Dawson* cruise no. 98042; Technical Report 10, Centre for Marine Geology, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, 22 p.

Hoogendoorn, E. L. and Dalrymple, R. W.

1986: Morphology, lateral migration and internal structures of shoreface-connected ridges, Sable Island Bank, Nova Scotia, Canada; Geology, v. 14, p. 400-403.

Howie, R. D.

1968: The Albert Formation, New Brunswick - deltas and oil shale; Geological Survey of Canada, Open File 671, 20 p.

Hughes Clarke, J. E.

1988: The geological record of the 1929 Grand Banks earthquake and its relevance to deep-sea clastic sedimentation; unpublished Ph.D. thesis, Dalhousie University, 171 p.

Hughes Clarke, J. E., O'Leary, D., and Piper, D. J. W.

in press: The relative importance of mass wasting and deep boundary current activity on the continental rise off western Nova Scotia; in Evolution of Atlantic Continental Rises, (ed.) C. W. Poag.

Hutchinson, D. R., Klitgord, K. D., Lee, M. W., and Trehu, A. M.

1988: U.S. Geological Survey deep seismic reflection profile across the Gulf of Maine; Geological Society of America Bulletin, v. 100, p. 172-184.

IAGA Division I, Working Group 1

1986: International Geomagnetic Reference Field Revision 1985; Eos, Transactions of the American Geophysical Union, v. 67, p. 523-524.

Irving Chevron et al.

1984: Cape Spencer No. 1, well history report; Canada Oil and Gas Administration Report, Department of Energy, Mines and Resources, Ottawa, Canada, 24 p.

Jacques, Whitford and Associates

1985: Sable Island borehole project No. G042; report submitted to the Centre for Marine Geology, Dalhousie University, Halifax and the Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, Dartmouth, Nova Scotia, 14 p.

Jansa, L. F.

1981: Mesozoic carbonate platforms and banks of the eastern North American margin; Marine Geology, v. 44, p. 97-117.

Jansa, L. F. and Noguera Urrea, V. H.

1990: Geology and diagenetic history of overpressured sandstone reservoirs, Venture gas field, offshore Nova Scotia, Canada; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 74, p. 1640-1658.

Jansa, L. F. and Pe-Piper, G.

1985: Early Cretaceous volcanism on the northeastern American margin and implications for plate tectonics; Geological Society of America Bulletin, v. 96, p. 83-91.

1988: Middle Jurassic to Early Cretaceous igneous rocks along eastern North American margin; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 72, p. 347-366.

Jansa, L. F., Pratt, B. R., and Dromart, G.

1989: Deep water trombolite mounds from the upper Jurassic of offshore Nova Scotia; in Reefs: Canada and Adjacent Areas, (ed.) H. H. J. Geldsetzer, N. P. James, and G. E. Tebbutt; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 13, p. 725-735.

Jansa, L. F., Remane, J., and Ascoli, P.

1980: Calpionellid and foraminiferal-ostracod biostratigraphy at the Jurassic-Cretaceous boundary, offshore eastern Canada; Revista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, v. 86, n. 1, p. 67-126.

Jansa, L. F., Termier, G., and Termier, H.

1982: Les biohermes à algues, spongiaires et coraux des séries carbonatées de la flexure bordière du "paléoshelf" au large du Canada oriental; Revue de Micropaléontologie, v. 25, p. 181-219.

Jansa, L. F. and Wade, J. A.

1974: Geology of the continental margin off Nova Scotia and Newfoundland; in Offshore Geology of Eastern Canada, Volume 2, Regional Geology, (ed.) W. J. M. van der Linden and J. A. Wade; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, v. 2, p. 51-105.

Johnson, D. W.

1925: The New England - Acadian shoreline; John Wiley and Sons, New York, 608 p.

Josenhans, H. W., King, L. H., and Fader, G. B.

1978: A sidescan sonar mosaic of pockmarks on the Scotian Shelf; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, no. 5, p. 831-840.

Judge, J. T.

1989: Estimation of storm induced sediment transport rates for the Scotian Shelf; report submitted by Martec Limited to Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, Dartmouth, Nova Scotia, 35 p. and appendices.

Judge, J. T. and Forbes, D. L.

1987: Measurements of currents, bottom sediments, and seafloor disturbance during CASP; in Proceedings, Oceans '87 (Halifax); Marine Technology Society and IEEE Ocean Engineering Society, v. 3, p. 975-980.

Judge, J. T., Watanabe, R. K., and Warner, J. L.

1987: Seafloor stability study, inner Scotian Shelf; Environmental Studies Revolving Funds, Report 61, Ottawa, 80 p.

Karner G. D. and Watts, A. B.

1982: On isostasy at Atlantic-type continental margins; Journal of Geophysical Research, v. 87, no. B4, p. 2923-2948.

Keen, C. E. and Cordsen, A.

1981: Crustal structure, seismic stratigraphy, and rift processes of the continental margin off eastern Canada: ocean bottom seismic refraction results off Nova Scotia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 1523-1538.

Keen, C. E. and Haworth, R. T.

1985a: D-3: Rifted continental margin off Nova Scotia: offshore eastern Canada, (co-ordinator) R. C. Speed; Geological Society of America, Centennial Continent/Ocean Transect #3.

1985b: D-2: Transform margin south of Grand Banks: offshore eastern Canada, (co-ordinator) R. C. Speed; Geological Society of America, Centennial Continent/Ocean Transect #3.

Keen, C. E. and Hyndman, R. D.

1979: Geophysical review of the continental margins of eastern and western Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 712-747.

Keen, C. E., Kay, W. A., and Roest, W. R.

1990: Crustal anatomy of a transform continental margin; Tectonophysics, v. 173, p. 527-544.

Keen, C. E., Keen, M. J., Barrett, D. L., and

1988b: Seabed characteristics and sediment mobility at CASP study sites on the inner Scotian Shelf; Maritime Sediments and Atlantic Geology, v. 24, p. 194.

Forbes, D. L. et Taylor, R. B.

1987: Coarse-grained beach sedimentation under paraglacial conditions, Canadian Atlantic coast; in Glaciated Coasts, (ed.) D. M. FitzGerald and P. S. Rosen; Academic Press, San Diego, p. 51-86.

Forbes, D. L., Taylor, R. B., et Frobel, D.

1982: Barrier overwash and washover sedimentation, Aspy Bay, Cape Breton Island; Maritime Sediments, v. 18, p. 43.

Forbes, D. L., Taylor, R. B., Orford, J. D., Carter, R. W. G., et Shaw, J.

1991: Gravel-barrier migration and overstepping; Marine Geology, v. 97, p. 305-313.

Forbes, D. L., Taylor, R. B., et Shaw, J.

1989: Shorelines and rising sea levels in Eastern Canada; Episodes, v. 12, p. 23-28.

Freidenreich, O. R.

1987: A regional seismic reflection profile in the Scotian Basin, offshore Nova Scotia; in Sedimentary Basins and Basin-Forming Mechanisms, (ed.) C. Beaumont and A. J. Tankard; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 12, p. 71-73.

Fulton, R. J. (ed.)

1984: Quaternary stratigraphy of Canada - A Canadian contribution to IGCP Project 24; Geological Survey of Canada, Paper 84-10, 210 p.

Gipp, M. R.

1989: Late Wisconsinan deglaciation of Emerald Basin, Scotian Shelf; unpublished M.Sc. thesis, Memorial University of Newfoundland, 219 p.

Gipp, M. R. et Piper, D. J. W.

1989: Chronology of Late Wisconsinan glaciation, Emerald Basin, Scotian Shelf; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 26, p. 333-335.

Given, M. M.

1977: Mesozoic and early Cenozoic geology of offshore Nova Scotia; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 25, p. 63-91.

Gradstein, F. M. et Agterberg, F. P.

1982: Models of Cenozoic foraminiferal stratigraphy - northwestern Atlantic Margin; in Quantitative Stratigraphic Correlation, (ed.) J. M. Cubitt and R. A. Reyment; John Wiley and Sons, Limited, Chichester, England, p. 119-173.

Grant, A. C. (comp.)

1990: Depth to basement of the Continental Margin of Eastern Canada; in Geology of the Continental Margin of Eastern Canada, (ed.) M. J. Keen and G. L. Williams; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 2, Map 1707A, scale 1:5 000 000 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. 1-I).

Grant, A. C. et McAlpine, K. D.

1990: The continental margin around Newfoundland; Chapter 6 in Geology of the Continental Margin of Eastern Canada, (ed.) M. J. Keen and G. L. Williams; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 2, p. 239-292 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-1).

Grant, D. R.

1989: Quaternary geology of the Atlantic Appalachian region of Canada; Chapter 5 in Quaternary Geology of Canada and Greenland, (ed.) R. J. Fulton; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1, p. 393-440 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).

Grant, D. R.

1980: Quaternary sea-level change in Atlantic Canada as an indicator of crustal delevelling; in Earth Rheology, Isostasy and Eustasy, (ed.) N.-A. Mörner; John Wiley and Sons, Chichester, p. 201-214.

Grant, W. D. et Madsen, O. S.

1979: Combined wave and current interaction with a rough bottom; Journal Geophysical Research, v. 84, no. 4, p. 1797-1808.

Gregory, D. N.

1988: Tidal current variability on the Scotian Shelf and Slope; Canadian Technical Report of Hydrography and Ocean Sciences, v. 109, 38 p.

Gregory, D. N. et Smith, P. C.

1988: Current statistics of the Scotian Shelf and Slope; Canadian Technical Report of Hydrography and Ocean Sciences, v. 106, 197 p.

Gussow, W. C.

1953: Carboniferous stratigraphy and structural geology of New Brunswick, Canada; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 37, no. 7, p. 1713-1816.

Hacquebard, P. A.

1972: The Carboniferous of eastern Canada; Compte Rendu, Septième Congrès International de Stratigraphie et de Geologie du Carbonifère, Krefeld, p. 69-90.

Hall, R. K.

1985: Inner shelf acoustic facies and surficial sediment distribution of the Eastern Shore, Nova Scotia; Technical Report 8, Centre for Marine Geology, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, 197 p.

Haq, B. U., Hardenbol, J., et Vail, P. R.

1987: Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic; Science, v. 235, p. 1156-1157.

Hardy, I. A.

1975: Lithostratigraphy of the Banquereau Formation on the Scotian Shelf; in Offshore Geology of Eastern Canada, Volume 2, Regional Geology, (ed.) W. J. M. Van der Linden and J. A. Wade; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, v. 2, p. 163-174.

Harland, W. B., Cox, A. V., Llewellyn, P. G., Pickton, C. A. G., Smith, A. B., et Walters, R.

1982: A Geologic Time Scale; Cambridge University Press, Cambridge, England, 131 p.

Haxby, W. F.

1986: A portrayal of gridded geophysical data derived from SEASAT radar altimeter measurements of the shape of the ocean surface; National Geophysical Data Centre, Boulder, Colorado, Report GG-3, 1 sheet.

Heezen, B. C.

1974: Atlantic type continental margins; in The Geology of Continental Margins, (ed.) C. A. Burke and C. L. Drake; Springer-Verlag, New York, p. 13-24.

Hildebrand, L. P.

1984: Oceanographic setting; in Health of the Northwest Atlantic, (ed.) R. C. H. Wilson and R. F. Addison; Environment Canada and Department of Fisheries and Oceans, p. 8-30.

Hill, P. R.

1984: Facies and sequence analysis of Nova Scotia Slope muds: turbidite vs. 'hemipelagite' deposition; in Fine-Grained Sediments: Processes and Products, (ed.) D. A. V. Stow and D. J. W. Piper; Blackwell Publishing, London, p. 311-318.

Hillaire-Marcel, C.

1987: Composition isotopique du carbonne organique des carottes du forage 85-036-016 dans le lac Bras d'Or, île du Cap-Breton, Nouvelle-Écosse; Geological Survey of Canada, Paper 87-1A, p. 859-864.

Hinz, K.

1981: A hypothesis of terrestrial catastrophes: wedges of oceanward dipping subacoustic basement reflections: their origin and paleoenvironmental consequences; Geologische Jahrbuch, Reihe E, Geophysik, v. 22, p. 3-28.

Honig, C.

1988a: Estuarine sedimentation on a glaciated coast: Lawrencetown Lake, Eastern Shore, Nova Scotia; Technical Report 9, Centre for Marine Geology, Dalhousie University, Halifax, 132 p.

1988b: Identification and interpretation of foraminiferal assemblages from the Eastern Shore of Nova Scotia: vibracores 010, 030, 033, 039, *Dawson* cruise no. 98042; Technical Report 10, Centre for Marine Geology, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, 22 p.

Hoogendoorn, E. L. et Dalrymple, R. W.

1986: Morphology, lateral migration and internal structures of shoreface-connected ridges, Sable Island Bank, Nova Scotia, Canada; Geology, v. 14, p. 400-403.

Howie, R. D.

1968: The Albert Formation, New Brunswick - deltas and oil shale; Geological Survey of Canada, Open File 671, 20 p.

Hughes Clarke, J. E.

1988: The geological record of the 1929 Grand Banks earthquake and its relevance to deep-sea clastic sedimentation; unpublished Ph.D. thesis, Dalhousie University, 171 p.

Hughes Clarke, J. E., O'Leary, D., et Piper, D. J. W.

sous presse: The relative importance of mass wasting and deep boundary current activity on the continental rise off western Nova Scotia; in Evolution of Atlantic Continental Rises, (ed.) C. W. Poag.

Hutchinson, D. R., Klitgord, K. D., Lee, M. W., et Trehu, A. M.

1988: U.S. Geological Survey deep seismic reflection profile across the Gulf of Maine; Geological Society of America Bulletin, v. 100, p. 172-184.

IAGA Division I, Working Group 1

1986: International Geomagnetic Reference Field Revision 1985; Eos, Transactions of the American Geophysical Union, v. 67, p. 523-524.

Irving Chevron et al.

1984: Cape Spencer No. 1, well history report; Canada Oil and Gas Administration Report, Department of Energy, Mines and Resources, Ottawa, Canada, 24 p.

Jacques, Whitford and Associates

1985: Sable Island borehole project No. G042; report submitted to the Centre for Marine Geology, Dalhousie University, Halifax and the Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, Dartmouth, Nova Scotia, 14 p.

Jansa, L. F.

1981: Mesozoic carbonate platforms and banks of the eastern North American margin; Marine Geology, v. 44, p. 97-117.

Jansa, L. F. et Noguera Urrea, V. H.

1990: Geology and diagenetic history of overpressured sandstone reservoirs, Venture gas field, offshore Nova Scotia, Canada; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 74, p. 1640-1658.

Jansa, L. F. et Pe-Piper, G.

1985: Early Cretaceous volcanism on the northeastern American margin and implications for plate tectonics; Geological Society of America Bulletin, v. 96, p. 83-91.

1988: Middle Jurassic to Early Cretaceous igneous rocks along eastern North American margin; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 72, p. 347-366.

Jansa, L. F., Pratt, B. R., et Dromart, G.

1989: Deep water trombolite mounds from the upper Jurassic of offshore Nova Scotia; in Reefs: Canada and Adjacent Areas, (ed.) H. H. J. Geldsetzer, N. P. James, and G. E. Tebbutt; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 13, p. 725-735.

Jansa, L. F., Remane, J., et Ascoli, P.

1980: Calpionellid and foraminiferal-ostracod biostratigraphy at the Jurassic-Cretaceous boundary, offshore eastern Canada; Revista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, v. 86, n. 1, p. 67-126.

Jansa, L. F., Termier, G., et Termier, H.

1982: Les biohermes à algues, spongiaires et coraux des séries carbonatées de la flexure bordière du "paléoshelf" au large du Canada oriental; Revue de Micropaléontologie, v. 25, p. 181-219.

Jansa, L. F. et Wade, J. A.

1974: Geology of the continental margin off Nova Scotia and Newfoundland; in Offshore Geology of Eastern Canada, Volume 2, Regional Geology, (ed.) W. J. M. van der Linden and J. A. Wade; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, v. 2, p. 51-105.

Johnson, D. W.

1925: The New England - Acadian shoreline; John Wiley and Sons, New York, 608 p.

Josenhans, H. W., King, L. H., et Fader, G. B.

1978: A sidescan sonar mosaic of pockmarks on the Scotian Shelf; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, no. 5, p. 831-840.

Judge, J. T.

1989: Estimation of storm induced sediment transport rates for the Scotian Shelf; report submitted by Martec Limited to Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, Dartmouth, Nova Scotia, 35 p. and appendices.

Judge, J. T. et Forbes, D. L.

1987: Measurements of currents, bottom sediments, and seafloor disturbance during CASP; in Proceedings, Oceans '87 (Halifax); Marine Technology Society and IEEE Ocean Engineering Society, v. 3, p. 975-980.

Judge, J. T., Watanabe, R. K., et Warner, J. L.

1987: Seafloor stability study, inner Scotian Shelf; Environmental Studies Revolving Funds, Report 61, Ottawa, 80 p.

Karner G. D. et Watts, A. B.

1982: On isostasy at Atlantic-type continental margins; Journal of Geophysical Research,

▷

(ed.) D. A. Ardus; Graham and Trotman Limited, London, 291 p.

King, L. H. and Fader, G. B. J.
1986: Wisconsinan glaciation of the Atlantic continental shelf of southeast Canada; Geological Survey of Canada, Bulletin 363, 72 p.
1988: Late Wisconsinan ice on the Scotian Shelf; Geological Survey of Canada, Open File 1972, 15 p.

King, L. H. and MacLean, B.
1970: Pockmarks on the Scotian Shelf; Geological Society of America Bulletin, v. 81, p. 3141-3148.
1974: Geology of Scotian Shelf and adjacent areas; Geological Survey of Canada, Map 812 H, scale 1:1 000 000.
1976: Geology of the Scotian Shelf; Canadian Hydrographic Service, Marine Sciences, Paper 7, 31 p. (also Geological Survey of Canada, Paper 74-31).

Klitgord, K. and Behrendt, J. C.
1979: Basin structure of the U.S. Atlantic margin; in Geological and Geophysical Investigations of Continental Margins, (ed.) J. S. Watkins, L. Montadert and P. Dickenson; American Association of Petroleum Geology, Memoir 29, p. 85-112.

Klitgord, K. D., Hutchinson, D. R., and Schouten, H.
1988: U.S. Atlantic continental margin; structural and tectonic framework; in The Geology of North America, Volume I-2, The Atlantic Continental Margin: U.S., (ed.) R. E. Sheridan and J. A. Grow; Geological Society of America, p. 19-55.

Klitgord, K. D. and Shouten, H.
1986: Plate kinematics of the central Atlantic; in The Geology of North America, Volume M, The Western North Atlantic Region, (ed.) P. R. Vogt and B. E. Tucholke; Geological Society of America, p. 351-378.

Knight, I.
1979: Geology of the Carboniferous Bay St. George Basin; Department of Mines and Energy (Government of Newfoundland and Labrador) and, Department of Energy, Mines and Resources and Department of Regional Economic Expansion (Government of Canada), Map 82-1, scale 1:125 000.

Lawrence, P., Strong, K., Pocklington, P., Stewart, P., and Fader, G. B. J.
1989: A photographic atlas of the eastern Canadian continental shelf (Scotian Shelf and Grand Banks); Geological Survey of Canada, Open File 2054, 187 p.

Lazier, J. R. N.
1982: Seasonal variability of temperature and salinity in the Labrador Current; Journal of Marine Research, v. 40, p. 341-356.

Le Pichon, X. and Fox, P. J.
1971: Marginal offsets, fracture zones and the early opening of the North Atlantic; Journal of Geophysical Research, v. 76, p. 6294-6308.

Le Pichon, X., Sibuet, J. C., and Francheteau, J.
1977: The fit of the continents around the North Atlantic Ocean; Tectonophysics, v. 12, p. 169-209.

Lentin International Biostratigraphic Limited
1988: Biostratigraphy and maturation studies of the Scotian Shelf: parts 1-5; Geological Survey of Canada, Open Files 1852 to 1856.

Lewis, C. F. M. and Anderson, T. W.
1989: Oscillations of levels and cool phases of the Laurentian Great Lakes caused by inflows from glacial lakes Agassiz and Barlow-Ojibway; Journal of Paleolimnology, v. 2, p. 99-146.

Lewis, P. J. and Moran, M. D.
1984: Severe storms off Canada's east coast: a catalogue summary for the period 1957 to 1983; Canadian Climate Centre, Report 84-13, Downsview, Ontario.

MacKinnon, K. and Scott, D. B.
1984: An evaluation of salt marshes in Atlantic Canada; Technical Report 1, Centre for Marine Geology, Dalhousie University, 37 p.

MacLean, B., Fader, G. B., and King, L. H.
1977: Surficial geology of Canso Bank and adjacent areas; Geological Survey of Canada, Paper 76-15, 11 p. (also Canadian Hydrographic Service, Marine Sciences, Paper 20).

MacLean, B. and King. L. H.
1971: Surficial geology of the Banquereau and Misaine Bank map area; Canadian Hydrographic Service, Marine Sciences, Paper 3, 19 p. and map (also Geological Survey of Canada, Paper 71-52).

Macnab, R. Shih, K. G., Bothner, W. A., Brooks, J., Delorey, C., and Klitgord, K.
1990: Magnetic data over Gulf of Maine and adjacent land areas; preparation of a data base for construction of a 1:500 000 magnetic anomaly map; Geological Survey of Canada, Open File 2295, 17 p.

Macpherson, J. B.
1988: Comments on "Late Wisconsinan and Holocene history of the Laurentide ice sheet" by A. S. Dyke and V. K. Prest; Géographie Physique et Quaternaire, v. 42, p. 101-102.

Marillier, F., Keen, C. E., Stockmal, G. S., Quinlan, G., Williams, H., Colman-Sadd, S. P., and O'Brien, S. J.
1989: Crustal structure and surface zonation of the Canadian Appalachians: implications of deep seismic reflection data; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 26, p. 305-321.

Marine Environmental Data Service
1989: Canadian marine data inventory report - historical wave measuring stations; Department of Fisheries and Oceans, Ottawa, Canada, 11 p.

Markam, W. E.
1980: Ice Atlas Eastern Canadian Seaboard; Atmospheric Environment Service, Environment Canada, Toronto, 96 p.

Martec Limited
1989a: Upgrade of the AGC sediment transport model 'SEDTRAN'; report submitted to Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, Dartmouth, Nova Scotia, 5 p. and appendices.

Martini, E.
1971: Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation; in Proceedings of the II Planktonic Conference, (ed.) A. Farinacci; Roma, 1970, v. 2, p. 738-785.

Masson, D. G., Gardner, J. V., Parson, L. M. and Field, M. E.
1985: Morphology of upper Laurentian Fan using GLORIA long-range side-scan sonar; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 69, p. 950-959.

Mayer, L., Moran, K., Piper, D. J. W., Courtney, R. C., and Miller, A. A.
1987: Long cores from Emerald Basin, Nova Scotia: physical and acoustic properties; poster presented at American Geophysical Union, December 1987, San Fransisco.

McElhanney Services Limited
1983: Wellsite survey report, Chevron et al., Cape Spencer O-79; report submitted to Chevron Canada Resources Limited, 13 p.

McIver, N. L.
1972: Mesozoic and Cenozoic stratigraphy of the Nova Scotia shelf; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 9, p. 54-70.

McKenzie, D. P. and Parker, R. L.
1967: The North Pacific: an example of tectonics on a sphere; Nature, v. 216, p. 1276-1280.

McLaren, S. A.
1988: Quaternary seismic stratigraphy and sedimentation of the Sable Island sand body, Sable Island Bank, outer Scotian Shelf; Technical Report 11, Centre for Marine Geology, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, 95 p.

Meloche, J.
1985: Diagenetic evolution of overpressured sandstones - Scotian Shelf (abstract); Geological Association of Canada - Mineralogical Association of Canada Joint Annual Meeting, Program with Abstracts, p. A39.

Meneley, R. A.
1986: Oil and gas fields in the east coast and Arctic basins of Canada; in Future Petroleum Provinces of the World, (ed.) M. T. Halibouty; American Association of Petroleum Geologists, Memoir 40, p. 143-176.

Meyer, F. O.
1989: Siliciclastic influence on Mesozoic platform development: Baltimore Canyon trough, western Atlantic; in Controls on Carbonate Platform and Basin Development, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, no. 44, p. 213-232.

Miller, R. L. and Fader, G. B. J.
1990: Cruise report 89-009, phase C. Sand wave field, Scots Bay, FRV *Navicula*; Geological Survey of Canada, Open File 2298, 23 p.

Mobil Oil Canada Limited
1972: Mobil TETCO Sable Island E-48: well history report; Canada Oil and Gas Lands Administration, Department of Energy, Mines and Resources, Canada.

Moran, K., Piper, D. J. W., Mayer, L. A., Courtney, R. C., Driscoll, A. H., and Hall, F. R.
1989: Scientific results of long coring on the eastern Canadian continental margin; Offshore Technology Conference, OTC 5963, p. 65-71.

Morgan, W. J.
1971: Convection plumes in the lower mantle; Nature, v. 230, p. 42.
1983: Hotspot tracks and the early rifting of the Atlantic; Tectonophysics, v. 94, p. 123-129.

Mosher, D. C., Piper, D. J. W., Vilks, G. V., Aksu, A. E., and Fader, G. B.
1989: The Late Quaternary stratigraphy of the Verrill Canyon area, Scotian Slope; Quaternary Research, v. 31, p. 27-40.

Mosher, D. C., Piper, D. J. W., Vilks, G., Aksu, A. E., and Fader, G. B.
1989: The Late Quaternary stratigraphy of the Verrill Canyon area, Scotian Slope; Quaternary Research, v. 31, p. 27-40.

Mott, R. J., Grant, D. R., Stea, R. R., and Ochietti, S.
1986: Late glacial climatic oscillation in Atlantic Canada equivalent to the Allerød/Younger Dryas event; Nature, v. 323, p. 247-250.

Mudford, B. S. and Best, M. E.
1989: Venture gas field offshore Nova Scotia: case study of overpressuring in region of low sedimentation rate; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 73, p. 1383-1386.

Mudie, P. J.
1990: Oceanographic and climatic setting of Quaternary glaciation on the eastern Canadian margin; in Geology of the Continental Margin of Eastern Canada, (ed.) M. J. Keen and G. L. Williams; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 2, p. 489-494 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-1).

Mudie, P. J. and Guilbault, J. -P.
1982: Ecostratigraphic and paleomagnetic studies of late Quaternary sediments on the Northeast Newfoundland Shelf; in Current Research, Part B; Geological Survey of Canada, Paper 82-1B, p. 107-116.

Mukhopadhyay, P. K. and Birk, D.
1989: Organic facies in the Sable Subbasin, Scotian Shelf; Geological Survey of Canada, Open File 2027, 47 p.
1990: Organic facies and maturation of sediments from three Scotian Shelf wells; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 38, no. 4, p. 407-425.

Munroe, H. D.
1982: Regional variability, physical shoreline types and morphodynamic units of the Atlantic coast of mainland Nova Scotia; (ed.) R. B. Taylor, D. J. W. Piper, and C. F. M. Lewis; Geological Survey of Canada, Open File 725, 26 p.

Mutter, J. C.
1985: Seaward dipping reflectors and the continent-ocean boundary at passive continental margins; Tectonophysics, v. 114, p. 117-131.

Nantais, P. T.
1983: A reappraisal of the regional hydrocarbon potential of the Scotian Shelf; Geological Survey of Canada, Open File 1175, 83 p.

Neu, H.
1982: 11-year deep water wave climate of Canadian Atlantic waters; Canadian Technical Report Hydrography and Ocean Sciences, v. 13, 41 p.

Normark, W. R., Piper, D. J. W., and Stow, D. A. V.
1983: Quaternary development of the middle Laurentian Fan; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 67, p. 1400-1409.

Officer, C. B. and Ewing, M.
1954: Geophysical investigations in the emerged and submerged Atlantic Coastal Plain, Part VII. Continental shelf, continental slope and continental rise south of Nova Scotia; Geological Society of America Bulletin, v. 65, p. 653-670.

Olivet, J. L., Bonnin, J., Beuzart, P., and Auzende, J. M.
1984: Cinematique de l'Atlantique nord et central; Centre National pour l'Exploration des Oceans, Rapports Scientifiques et Techniques, no. 54, 108 p.

Owens, E. H.
1977: Coastal environments of Canada: the impact and cleanup of oil spills; Economic and Technical Review Report EPS-3-EC-7-13, Fisheries and Environment Canada, Environmental Protection Service, Ottawa, 413 p.

Owens, E. H. and Bowen, A. J.
1977: Coastal environments of the Maritime Provinces; Maritime Sediments, v. 13, p. 1-31.

Palmer, A. R.
1983: The Decade of North American Geology 1983 Geologic Time Scale; Geology, v. 11, no. 9, p. 503-504.

Parsons, M. G.
1975: The geology of the Laurentian Fan and the Scotian Rise; in Canada's Continental Margins and Offshore Petroleum Exploration, (ed.) C. J. Yorath, E. R. Parker, and D. J. Glass; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 4, p. 155-167.

Pecore, S. and Fader, G. B. J
1990: Surficial geology, pockmarks and associated neotectonic features of Passamaquoddy Bay, New Brunswick, Canada; Geological Survey of Canada, Open File, 45 p.

Peltier, W. R.

▷

v. 87, no. B4, p. 2923-2948.

Keen, C. E. et Cordsen, A.
1981: Crustal structure, seismic stratigraphy, and rift processes of the continental margin off eastern Canada: ocean bottom seismic refraction results off Nova Scotia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 1523-1538.

Keen, C. E. et Haworth, R. T.
1985a: D-3: Rifted continental margin off Nova Scotia: offshore eastern Canada, (co-ordinator) R. C. Speed; Geological Society of America, Centennial Continent/Ocean Transect #3.
1985b: D-2: Transform margin south of Grand Banks: offshore eastern Canada, (co-ordinator) R. C. Speed; Geological Society of America, Centennial Continent/Ocean Transect #3.

Keen, C. E. et Hyndman, R. D.
1979: Geophysical review of the continental margins of eastern and western Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 712-747.

Keen, C. E., Kay, W. A., et Roest, W. R.
1990: Crustal anatomy of a transform continental margin; Tectonophysics, v. 173, p. 527-544.

Keen, C. E., Keen, M. J., Barrett, D. L., et Heffler, D. E.
1975: Some aspects of the ocean-continent transition at the continental margin of eastern North America; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, p. 189-197.

Keen, C. E. et Loncarevic, B. D.
1965: Crustal studies on the eastern seaboard of Canada: studies on the continental margin; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 3, p. 65-76.

Kent, D. V. et Gradstein, F. M.
1985: A Cretaceous and Jurassic geochronology; Geological Society of America Bulletin, v. 96, p. 1419-1427.
1986: A Jurassic to recent chronology; in The Geology of North America, Volume M, The Western North Atlantic Region, (ed.) P. R. Vogt and B. E. Tucholke; Geological Society of America, p. 45-50.

Kepple, J. D.
1979: Geological map of the Province of Nova Scotia; Nova Scotia Department of Mines and Energy, scale 1:500 000.
1989: Northern Appalachians terranes and their accretionary history; in Terranes in the Circum-Atlantic Paleozoic Orogens, (ed.) R. D. Dallmeyer; Geological Society of America, Special Paper 230, p. 159-192.

King, L. H.
1970: Surficial geology of the Halifax - Sable Island map area; Canadian Hydrographic Service, Marine Sciences, Paper 1, 16 p. and map, scale 1:300 000.
1980: Aspects of regional surficial geology related to site investigation requirements - Eastern Canadian Shelf; in Offshore Site Investigation, (ed.) D. A. Ardus; Graham and Trotman Limited, London, 291 p.

King, L. H. et Fader, G. B. J.
1986: Wisconsinan glaciation of the Atlantic continental shelf of southeast Canada; Geological Survey of Canada, Bulletin 363, 72 p.
1988: Late Wisconsinan ice on the Scotian Shelf; Geological Survey of Canada, Open File 1972, 15 p.

King, L. H. et MacLean, B.
1970: Pockmarks on the Scotian Shelf; Geological Society of America Bulletin, v. 81, p. 3141-3148.
1974: Geology of Scotian Shelf and adjacent areas; Geological Survey of Canada, Map 812 H, scale 1:1 000 000.
1976: Geology of the Scotian Shelf; Canadian Hydrographic Service, Marine Sciences, Paper 7, 31 p. (also Geological Survey of Canada, Paper 74-31).

Klitgord, K. et Behrendt, J. C.
1979: Basin structure of the U.S. Atlantic margin; in Geological and Geophysical Investigations of Continental Margins, (ed.) J. S. Watkins, L. Montadert and P. Dickenson; American Association of Petroleum Geology, Memoir 29, p. 85-112.

Klitgord, K. D., Hutchinson, D. R., et Schouten, H.
1988: U.S. Atlantic continental margin; structural and tectonic framework; in The Geology of North America, Volume I-2, The Atlantic Continental Margin: U.S., (ed.) R. E. Sheridan and J. A. Grow; Geological Society of America, p. 19-55.

Klitgord, K. D. et Shouten, H.
1986: Plate kinematics of the central Atlantic; in The Geology of North America, Volume M, The Western North Atlantic Region, (ed.) P. R. Vogt and B. E. Tucholke; Geological Society of America, p. 351-378.

Knight, I.
1979: Geology of the Carboniferous Bay St. George Basin; Department of Mines and Energy (Government of Newfoundland and Labrador) and, Department of Energy, Mines and Resources and Department of Regional Economic Expansion (Government of Canada), Map 82-1, scale 1:125 000.

Lawrence, P., Strong, K., Pocklington, P., Stewart, P., et Fader, G. B. J.
1989: A photographic atlas of the eastern Canadian continental shelf (Scotian Shelf and Grand Banks); Geological Survey of Canada, Open File 2054, 187 p.

Lazier, J. R. N.
1982: Seasonal variability of temperature and salinity in the Labrador Current; Journal of Marine Research, v. 40, p. 341-356.

Le Pichon, X. et Fox, P. J.
1971: Marginal offsets, fracture zones and the early opening of the North Atlantic; Journal of Geophysical Research, v. 76, p. 6294-6308.

Le Pichon, X., Sibuet, J. C., et Francheteau, J.
1977: The fit of the continents around the North Atlantic Ocean; Tectonophysics, v. 12, p. 169-209.

Lentin International Biostratigraphic Limited
1988: Biostratigraphy and maturation studies of the Scotian Shelf: parts 1-5; Geological Survey of Canada, Open Files 1852 to 1856.

Lewis, C. F. M. et Anderson, T. W.
1989: Oscillations of levels and cool phases of the Laurentian Great Lakes caused by inflows from glacial lakes Agassiz and Barlow-Ojibway; Journal of Paleolimnology, v. 2, p. 99-146.

Lewis, P. J. et Moran, M. D.
1984: Severe storms off Canada's east coast: a catalogue summary for the period 1957 to 1983; Canadian Climate Centre, Report 84-13, Downsview, Ontario.

MacKinnon, K. et Scott, D. B.
1984: An evaluation of salt marshes in Atlantic Canada; Technical Report 1, Centre for Marine Geology, Dalhousie University, 37 p.

MacLean, B., Fader, G. B., et King, L. H.
1977: Surficial geology of Canso Bank and adjacent areas; Geological Survey of Canada, Paper 76-15, 11 p. (also Canadian Hydrographic Service, Marine Sciences, Paper 20).

MacLean, B. et King. L. H.
1971: Surficial geology of the Banquereau and Misaine Bank map area; Canadian Hydrographic Service, Marine Sciences, Paper 3, 19 p. and map (also Geological Survey of Canada, Paper 71-52).

Macnab, R. Shih, K. G., Bothner, W. A., Brooks, J., Delorey, C., et Klitgord, K.
1990: Magnetic data over Gulf of Maine and adjacent land areas; preparation of a data base for construction of a 1:500 000 magnetic anomaly map; Geological Survey of Canada, Open File 2295, 17 p.

Macpherson, J. B.
1988: Comments on "Late Wisconsinan and Holocene history of the Laurentide ice sheet" by A. S. Dyke and V. K. Prest; Géographie Physique et Quaternaire, v. 42, p. 101-102.

Marillier, F., Keen, C. E., Stockmal, G. S., Quinlan, G., Williams, H., Colman-Sadd, S. P., et O'Brien, S. J.
1989: Crustal structure and surface zonation of the Canadian Appalachians: implications of deep seismic reflection data; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 26, p. 305-321.

Marine Environmental Data Service
1989: Canadian marine data inventory report - historical wave measuring stations; Department of Fisheries and Oceans, Ottawa, Canada, 11 p.

Markam, W. E.
1980: Ice Atlas Eastern Canadian Seaboard; Atmospheric Environment Service, Environment Canada, Toronto, 96 p.

Martec Limited
1989a: Upgrade of the AGC sediment transport model 'SEDTRAN'; report submitted to Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, Dartmouth, Nova Scotia, 5 p. and appendices.

Martini, E.
1971: Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation; in Proceedings of the II Planktonic Conference, (ed.) A. Farinacci; Roma, 1970, v. 2, p. 738-785.

Masson, D. G., Gardner, J. V., Parson, L. M. et Field, M. E.
1985: Morphology of upper Laurentian Fan using GLORIA long-range side-scan sonar; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 69, p. 950-959.

Mayer, L., Moran, K., Piper, D. J. W., Courtney, R. C., et Miller, A. A.
1987: Long cores from Emerald Basin, Nova Scotia: physical and acoustic properties; poster presented at American Geophysical Union, December 1987, San Fransisco.

McElhanney Services Limited
1983: Wellsite survey report, Chevron et al., Cape Spencer O-79; report submitted to Chevron Canada Resources Limited, 13 p.

McIver, N. L.
1972: Mesozoic and Cenozoic stratigraphy of the Nova Scotia shelf; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 9, p. 54-70.

McKenzie, D. P. et Parker, R. L.
1967: The North Pacific: an example of tectonics on a sphere; Nature, v. 216, p. 1276-1280.

McLaren, S. A.
1988: Quaternary seismic stratigraphy and sedimentation of the Sable Island sand body, Sable Island Bank, outer Scotian Shelf; Technical Report 11, Centre for Marine Geology, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, 95 p.

Meloche, J.
1985: Diagenetic evolution of overpressured sandstones - Scotian Shelf (abstract); Geological Association of Canada - Mineralogical Association of Canada Joint Annual Meeting, Program with Abstracts, p. A39.

Meneley, R. A.
1986: Oil and gas fields in the east coast and Arctic basins of Canada; in Future Petroleum Provinces of the World, (ed.) M. T. Halibouty; American Association of Petroleum Geologists, Memoir 40, p. 143-176.

Meyer, F. O.
1989: Siliciclastic influence on Mesozoic platform development: Baltimore Canyon trough, western Atlantic; in Controls on Carbonate Platform and Basin Development, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, no. 44, p. 213-232.

Miller, R. L. et Fader, G. B. J.
1990: Cruise report 89-009, phase C. Sand wave field, Scots Bay, FRV *Navicula*; Geological Survey of Canada, Open File 2298, 23 p.

Mobil Oil Canada Limited
1972: Mobil TETCO Sable Island E-48: well history report; Canada Oil and Gas Lands Administration, Department of Energy, Mines and Resources, Canada.

Moran, K., Piper, D. J. W., Mayer, L. A., Courtney, R. C., Driscoll, A. H., et Hall, F. R.
1989: Scientific results of long coring on the eastern Canadian continental margin; Offshore Technology Conference, OTC 5963, p. 65-71.

Morgan, W. J.
1971: Convection plumes in the lower mantle; Nature, v. 230, p. 42.
1983: Hotspot tracks and the early rifting of the Atlantic; Tectonophysics, v. 94, p. 123-129.

Mosher, D. C., Piper, D. J. W., Vilks, G. V., Aksu, A. E., et Fader, G. B.
1989: The Late Quaternary stratigraphy of the Verrill Canyon area, Scotian Slope; Quaternary Research, v. 31, p. 27-40.

Mosher, D. C., Piper, D. J. W., Vilks, G., Aksu, A. E., et Fader, G. B.
1989: The Late Quaternary stratigraphy of the Verrill Canyon area, Scotian Slope; Quaternary Research, v. 31, p. 27-40.

Mott, R. J., Grant, D. R., Stea, R. R., et Ochietti, S.
1986: Late glacial climatic oscillation in Atlantic Canada equivalent to the Allerød/Younger Dryas event; Nature, v. 323, p. 247-250.

Mudford, B. S. et Best, M. E.
1989: Venture gas field offshore Nova Scotia: case study of overpressuring in region of low sedimentation rate; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 73, p. 1383-1386.

Mudie, P. J.

▷

1988: Lithospheric thickness, Antarctic deglaciation history and ocean basin discretization effects in a global model of postglacial sealevel change: a summary of some sources of nonuniqueness; Quaternary Research, v. 29, p. 93-112.

Pe-Piper, G. and Jansa, L. F.

1986: Triassic olivine-normative diabase from Northumberland Strait, Eastern Canada: implications for continental drifting; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, p. 1013-1021.

Pe-Piper, G. and Loncarevic, B. D.

1989: Offshore continuation of Meguma Terrane, southwestern Nova Scotia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 26, p. 176-191.

Petrie, B. D.

1983: Current response at the shelf break to transient wind forcing; Journal of Geophysical Research, v. 88, p. 9567-9578.

Piper, D. J. W.

1988: Glaciomarine sedimentation on the continental slope off eastern Canada; Geoscience Canada, v. 15, p. 23-28.

Piper, D. J. W. and Aksu, A. E.

1987: Distribution of turbidite resulting from the 1929 "Grand Banks" earthquake; Geomarine Letters, v. 7, p. 177-182.

Piper, D. J. W., Farre, J. A., and Shor, A. N.

1985: Late Quaternary slumps and debris flows on the Scotian Slope; Geological Society of America Bulletin, v. 96, p. 1508-1517.

Piper, D. J. W., Gipp, M. R., and Moran, K.

1990: Radiocarbon dating evidence for the age of deglaciation of LaHave Basin, Scotian Shelf; in Current Research, Part B; Geological Survey of Canada, Paper 90-1B, p. 29-32.

Piper, D. J. W., Mudie, P. J., Letson, J. R. J., Barnes, N. E., and Iuliucci, R. J.

1986: The marine geology of the inner Scotian Shelf off the South Shore, Nova Scotia; Geological Survey of Canada, Paper 85-19, 65 p.

Piper, D. J. W. and Normark, W. R.

1982: Acoustic interpretation of Quaternary sedimentation and erosion on the channelled upper Laurentian Fan, Atlantic margin of Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 1974-1984.

Piper, D. J. W., Shor, A. N., Farre, J. A., O'Connell, S., and Jacobi, R.

1985: Sediment slides and turbidity currents on the Laurentian Fan: sidescan sonar observations near the epicentre of the 1929 Grand Banks earthquake; Geology, v. 13, p. 538-541.

Piper, D. J. W. et Sparkes, R.

1987: Proglacial sediment instability features on the Scotian Slope at 63°W; Marine Geology, v. 76, p. 15-31.

1989: Surficial features map, central Scotian Slope; Geological Survey of Canada, Open File 2233, 12 maps.

Podrouzek, A. J. et Bell, J. S.

1985: Stress orientations from wellbore breakouts on the Scotian Shelf; in Current Research, Part B; Geological Survey of Canada, Paper 85-1B, p. 59-62.

Poole, W. H., Sanford, B. V., Williams, H., et Kelley, D. G.

1970: Geology of southeastern Canada; in Geology and Economic Minerals of Canada (5th ed), (ed.) R. J. W. Douglas; Department of Energy, Mines and Resources, Ottawa, p. 228-304.

Potter, R. R., Jackson, E. V., et Davies J. L.

1968: Geological map of New Brunswick; New Brunswick Department of Natural Resources, Map No. N.R.-1; scale 1:50 000.

Pratt, B. R. et Jansa, L. F.

1989: Upper Jurassic shallow water reefs of offshore Nova Scotia; in Reefs: Canada and Adjacent Area, (ed.) H. H. J. Geldsetzer, N. P. James, and G. E. Tebbutt; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 13, p. 741-747.

Purcell, L. P., Rashid, M. A., et Hardy, I. A.

1978: Hydrocarbon geochemistry of the Scotian Shelf; Proceedings of the Offshore Technology Conference, Houston, Texas, May 8-11, 1978, p. 87-95.

1979: Geochemical characteristics of sedimentary rocks in Scotian Basin; Bulletin of American Association of Petroleum Geologists, v. 63, p. 87-105.

Quinlan, G. et Beaumont, C.

1981: A comparison of observed and theoretical postglacial relative sea level in Atlantic Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 1146-1163.

1982: The deglaciation of Atlantic Canada as reconstructed from the post-glacial relative sea-level record; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 2232-2246.

Rabinowitz, P. D. et LaBrecque, J.

1979: The Mesozoic South Atlantic Ocean and evolution of its continental margins; Journal of Geophysical Research, v. 84, p. 5973-6002.

Rampton, V. N., Gauthier, R. C., Thibault, J., et Seamar, A. A.

1984: Quaternary geology of New Brunswick; Geological Survey of Canada, Memoir 416, 77 p.

Reid, I.

1987: Crustal structure of the Nova Scotian margin in the Laurentian Channel region; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, p. 1859-1868.

1989: Effects of lithospheric flow on the formation and evolution of a transform margin; Earth and Planetary Science Letters, v. 95, p. 38-52.

Reynolds, P. H., Zentilli, M., et Muecke, G. K.

1981: K-Ar and $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology of granitoid rocks from southern Nova Scotia: its bearing on the geological evolution of the Meguma Zone of the Appalachians; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 386-394.

Robbins, E. I. et Rhodehamel, E. C.

1976: Geothermal gradients help predict petroleum potential of Scotian Shelf; The Oil and Gas Journal, v. 74, no. 9, p. 143-145.

Robertson, P. K. et Campanella, R. G.

1984: Guidelines for Use and Interpretation of the Electric Cone Penetration Test; Hogentogler and Company, Gaithersburg, U.S.A., 152 p.

Robertson, P. K., Campanella, R. G., et Wightman, A.

1983: SPT-CPT correlations; Journal of the Geotechnical Division, ASCE, v. 109, p. 1449-1459.

Roeser, H. A.

1982: Magnetic anomalies in the magnetic quiet zone off Morocco; in Geology of the Northwest African Continental Margin, (ed.) U. Von Rad, K. Hinz, M. Sarnthein, and E. Seibold; Springer-Verlag, Berlin, p. 60-68.

Roest, W. R.

1987: Seafloor spreading pattern of the North Atlantic between 10° and 40° N; Geologica Ultraiectina, v. 48, p. 1-121.

Royden, L. et Keen, C. E.

1980: Rifting process and thermal evolution of the continental margin of eastern Canada determined from subsidence curves; Earth and Planetary Science Letters, v. 51, p. 343-361.

Ruddiman, W. F. et McIntyre, A.

1981: The North Atlantic Ocean during the last deglaciation; Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 35, p. 145-214.

Schlee, J.

1973: Atlantic continental shelf and slope of the United States - sediment texture of the northeastern part; United States Geological Survey, Professional Paper 529-L, 64 p.

Schlee, J. S. et Grow, J. A.

1980: Buried carbonate shelf edge beneath the Atlantic continental slope; Oil and Gas Journal, v. 78, p. 148-156.

Schnitker, D.

1989: Younger Dryas events in the Gulf of Maine; Eos, Transactions of the American Geophysical Union, v. 70, p. 372.

Scott, D. B.

1980: Morphological changes in an estuary: historical and stratigraphic comparison; in The Coastline of Canada, (ed.) S. B. McCann; Geological Survey of Canada, Paper 80-1, p. 199-205.

Scott, D. B., Boyd, R., Douma, M., Medioli, F. S., Yuill, S., Leavitt, E., et Lewis, C. F. M.

1989: Holocene relative sea-level changes and Quaternary glacial events on a continental shelf edge: Sable Island Bank; in Late Quaternary Sea Level Correlation and Applications, (ed.) D. B. Scott, P. A. Pirazzoli, and C. A. Honig, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, p. 105-120.

Scott, D. B., Boyd, R., et Medioli, F. S.

1988: Relative sea level changes in Atlantic Canada, observed level and sedimentological changes vs. theoretical models; in Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication No. 41, (ed.) D. Numendal, O. Pilkey, and D. Howard, p. 87-96.

Scott, D. B. et Greenberg, D. A.

1983: Relative sea level rise and tidal development in the Fundy tidal system; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 1554-1564.

Scott, D. B., Medioli, F. S., et Miller, A. A. L.

1987: Holocene sea levels, paleoceanography, and late glacial ice configuration near the Northumberland Strait, Maritime Provinces; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, p. 668-675.

Scott, D. B., Mudie, P. J., Vilks, G., and Younger, D. C.

1984: Latest Pleistocene-Holocene paleoceanographic trends on the continental margin of eastern Canada: foraminifera, dinoflagellate and pollen evidence; Marine Micropaleontology, v. 9, p. 181-218.

Shell Canada Limited

1971: Shell Cree E-35: well history report; Canada Oil and Gas Lands Administration, Department of Energy, Mines and Resources, Canada.

Shih, K. G., Klitgord, K. D., Macnab, R., and Bothner, W. A.

1988: New tectonic and magnetic maps for the Gulf of Maine; Eos, Transactions of the American Geophysical Union, v. 69, p. 479.

Shor, A. N. and Piper, D. J. W.

1990: A large Late Pleistocene blocky debris flow on the central Scotian Slope; Geomarine Letters, v. 9, p. 153-160.

Silva, A. J. and Hollister, C. D.

1973: Geotechnical properties of ocean sediments recovered with giant piston corer 1, Gulf of Maine; Journal of Geophysical Research, v. 78, no. 18, p. 3597-3616.

St. Peter, C.

1989a: Horton Group lithofacies and generalized geology of the western part of the Moncton Subbasin (a compilation); New Brunswick Department of Natural Resources and Energy, Mines and Energy Division, plate 89-101, scale 1:63 360.

1989b: Horton Group lithofacies and generalized geology of the eastern part of the Moncton Subbasin (a compilation); New Brunswick Department of Natural Resources and Energy, Mines and Energy Division, plate 89-102, scale 1:63 360.

Staplin, F. L.

1969: Sedimentary organic matter, organic metamorphism and oil and gas occurrence; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 17, p. 47-66.

Stea, R. R. (co-ordinator)

1987: Quaternary glaciations, geomorphology, and sea-level changes: Bay of Fundy region; NATO Advanced Study Institutes Programme, International Advanced Course on Late Quaternary Sea-level Correlations and Applications, Halifax, Nova Scotia, 79 p.

Stea, R. R. and Mott, R. J.

1989: Deglaciation environments and evidence for glaciers of Younger Dryas age in Nova Scotia, Canada; Boreas, v. 18, p. 169-187.

Stea, R. R. and Wightman, D. M.

1987: Age of the Five Islands Formation, Nova Scotia, and deglaciation of the Bay of Fundy; Quaternary Research, v. 27, p. 211-219.

Stockmal, G. S., Colman-Sadd, S. P., Keen, C. E., Marillier, F., O'Brien, S. J., and Quinlan, G. M.

1990: Deep seismic structure and plate tectonic evolution of the Canadian Appalachians; Tectonics, v. 9, p. 45-62.

Stow, D. A. V.

1981: Laurentian Fan: morphology, sediments, processes and growth pattern; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 65, no. 3, p. 375-393.

Sverdrup, H. V., Johnson, M. W., and Fleming, R. H.

1942: The Oceans: Their Physics, Chemistry and General Biology; Prentice-Hall, New York, 1087 p.

Swift, S. A.

1985a: Cenozoic geology of the continental slope and rise off western Nova Scotia; Ph.D. thesis, Massachusetts Institute of Technology, Paper 85-34, 188 p.

1985b: Late Pleistocene sedimentation on the continental slope and rise off western Nova Scotia; Geological Society of America Bulletin, v. 96, p. 832-841.

Tankard, A. J. and Welsink, H. J.

1987: Mesozoic extension and stratigraphy of Hibernia oil field, Grand Banks, Newfoundland; Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, v. 71, p. 1210-1232.

Taylor, F. C.

1967: Reconnaissance geology of Shelburne map area, Queens, Shelburne and Yarmouth counties, Nova Scotia; Geological Survey of Canada, Memoir 349, 83 p.

1969: Geology of the Annapolis - St. Marys Bay map area, Nova Scotia; Geological Survey of Canada, Memoir 358, 65 p.

Taylor, R. B.

1988a: Beach mobility and nearshore characteristics; in Terrain Management Activities on Sable Island, 1982 to 1985, (ed.) R. B. Taylor; Geological Survey of Canada, Open File 1973, p. 96-125.

1988b: Morphological changes at the dune restoration sites; in Terrain Management Activities, Sable Island, (ed.) R. B. Taylor; Geological Survey of Canada, Open File 1973, p. 33-95.

Taylor, R. B., Wittmann, S. L., Milne, M. J., and Kober, S. M.

1985: Beach morphology and coastal changes at selected sites, mainland Nova Scotia; Geological Survey of Canada, Paper 85-12, 95 p.

Tee, K. T., Smith, P. C., and Lefaivre, D.

1987: Modelling and observations of the residual

▷

1990: Oceanographic and climatic setting of Quaternary glaciation on the eastern Canadian margin; in Geology of the Continental Margin of Eastern Canada, (ed.) M. J. Keen and G. L. Williams; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 2, p. 489-494 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-1).

Mudie, P. J. et Guilbault, J. -P.

1982: Ecostratigraphic and paleomagnetic studies of late Quaternary sediments on the Northeast Newfoundland Shelf; in Current Research, Part B; Geological Survey of Canada, Paper 82-1B, p. 107-116.

Mukhopadhyay, P. K. et Birk, D.

1989: Organic facies in the Sable Subbasin, Scotian Shelf; Geological Survey of Canada, Open File 2027, 47 p.

1990: Organic facies and maturation of sediments from three Scotian Shelf wells; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 38, no. 4, p. 407-425.

Munroe, H. D.

1982: Regional variability, physical shoreline types and morphodynamic units of the Atlantic coast of mainland Nova Scotia; (ed.) R. B. Taylor, D. J. W. Piper, and C. F. M. Lewis; Geological Survey of Canada, Open File 725, 26 p.

Mutter, J. C.

1985: Seaward dipping reflectors and the continent-ocean boundary at passive continental margins; Tectonophysics, v. 114, p. 117-131.

Nantais, P. T.

1983: A reappraisal of the regional hydrocarbon potential of the Scotian Shelf; Geological Survey of Canada, Open File 1175, 83 p.

Neu, H.

1982: 11-year deep water wave climate of Canadian Atlantic waters; Canadian Technical Report Hydrography and Ocean Sciences, v. 13, 41 p.

Normark, W. R., Piper, D. J. W., et Stow, D. A. V.

1983: Quaternary development of the middle Laurentian Fan; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 67, p. 1400-1409.

Officer, C. B. et Ewing, M.

1954: Geophysical investigations in the emerged and submerged Atlantic Coastal Plain, Part VII. Continental shelf, continental slope and continental rise south of Nova Scotia; Geological Society of America Bulletin, v. 65, p. 653-670.

Olivet, J. L., Bonnin, J., Beuzart, P., et Auzende, J. M.

1984: Cinematique de l'Atlantique nord et central; Centre National pour l'Exploration des Oceans, Rapports Scientifiques et Techniques, no. 54, 108 p.

Owens, E. H.

1977: Coastal environments of Canada: the impact and cleanup of oil spills; Economic and Technical Review Report EPS-3-EC-7-13, Fisheries and Environment Canada, Environmental Protection Service, Ottawa, 413 p.

Owens, E. H. et Bowen, A. J.

1977: Coastal environments of the Maritime Provinces; Maritime Sediments, v. 13, p. 1-31.

Palmer, A. R.

1983: The Decade of North American Geology 1983 Geologic Time Scale; Geology, v. 11, no. 9, p. 503-504.

Parsons, M. G.

1975: The geology of the Laurentian Fan and the Scotian Rise; in Canada's Continental Margins and Offshore Petroleum Exploration, (ed.) C. J. Yorath, E. R. Parker, and D. J. Glass; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 4, p. 155-167.

Pecore, S. et Fader, G. B. J

1990: Surficial geology, pockmarks and associated neotectonic features of Passamaquoddy Bay, New Brunswick, Canada; Geological Survey of Canada, Open File, 45 p.

Peltier, W. R.

1988: Lithospheric thickness, Antarctic deglaciation history and ocean basin discretization effects in a global model of postglacial sealevel change: a summary of some sources of nonuniqueness; Quaternary Research, v. 29, p. 93-112.

Pe-Piper, G. et Jansa, L. F.

1986: Triassic olivine-normative diabase from Northumberland Strait, Eastern Canada: implications for continental drifting; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, p. 1013-1021.

Pe-Piper, G. et Loncarevic, B. D.

1989: Offshore continuation of Meguma Terrane, southwestern Nova Scotia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 26, p. 176-191.

Petrie, B. D.

1983: Current response at the shelf break to transient wind forcing; Journal of Geophysical Research, v. 88, p. 9567-9578.

Piper, D. J. W.

1988: Glaciomarine sedimentation on the continental slope off eastern Canada; Geoscience Canada, v. 15, p. 23-28.

Piper, D. J. W. et Aksu, A. E.

1987: Distribution of turbidite resulting from the 1929 "Grand Banks" earthquake; Geomarine Letters, v. 7, p. 177-182.

Piper, D. J. W., Farre, J. A., et Shor, A. N.

1985: Late Quaternary slumps and debris flows on the Scotian Slope; Geological Society of America Bulletin, v. 96, p. 1508-1517.

Piper, D. J. W., Gipp, M. R., et Moran, K.

1990: Radiocarbon dating evidence for the age of deglaciation of LaHave Basin, Scotian Shelf; in Current Research, Part B; Geological Survey of Canada, Paper 90-1B, p. 29-32.

Piper, D. J. W., Mudie, P. J., Letson, J. R. J., Barnes, N. E., et Iuliucci, R. J.

1986: The marine geology of the inner Scotian Shelf off the South Shore, Nova Scotia; Geological Survey of Canada, Paper 85-19, 65 p.

Piper, D. J. W. et Normark, W. R.

1982: Acoustic interpretation of Quaternary sedimentation and erosion on the channelled upper Laurentian Fan, Atlantic margin of Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 1974-1984.

Piper, D. J. W., Shor, A. N., Farre, J. A., O'Connell, S., et Jacobi, R.

1985: Sediment slides and turbidity currents on the Laurentian Fan: sidescan sonar observations near the epicentre of the 1929 Grand Banks earthquake; Geology, v. 13, p. 538-541.

Piper, D. J. W. et Sparkes, R.

1987: Proglacial sediment instability features on the Scotian Slope at 63°W; Marine Geology, v. 76, p. 15-31.

1989: Surficial features map, central Scotian Slope; Geological Survey of Canada, Open File 2233, 12 maps.

Podrouzek, A. J. et Bell, J. S.

1985: Stress orientations from wellbore breakouts on the Scotian Shelf; in Current Research, Part B; Geological Survey of Canada, Paper 85-1B, p. 59-62.

Poole, W. H., Sanford, B. V., Williams, H., et Kelley, D. G.

1970: Geology of southeastern Canada; in Geology and Economic Minerals of Canada (5th ed), (ed.) R. J. W. Douglas; Department of Energy, Mines and Resources, Ottawa, p. 228-304.

Potter, R. R., Jackson, E. V., et Davies J. L.

1968: Geological map of New Brunswick; New Brunswick Department of Natural Resources, Map No. N.R.-1; scale 1:50 000.

Pratt, B. R. et Jansa, L. F.

1989: Upper Jurassic shallow water reefs of offshore Nova Scotia; in Reefs: Canada and Adjacent Area, (ed.) H. H. J. Geldsetzer, N. P. James, and G. E. Tebbutt; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 13, p. 741-747.

Purcell, L. P., Rashid, M. A., et Hardy, I. A.

1978: Hydrocarbon geochemistry of the Scotian Shelf; Proceedings of the Offshore Technology Conference, Houston, Texas, May 8-11, 1978, p. 87-95.

1979: Geochemical characteristics of sedimentary rocks in Scotian Basin; Bulletin of American Association of Petroleum Geologists, v. 63, p. 87-105.

Quinlan, G. et Beaumont, C.

1981: A comparison of observed and theoretical postglacial relative sea level in Atlantic Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 1146-1163.

1982: The deglaciation of Atlantic Canada as reconstructed from the post-glacial relative sea-level record; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 2232-2246.

Rabinowitz, P. D. et LaBrecque, J.

1979: The Mesozoic South Atlantic Ocean and evolution of its continental margins; Journal of Geophysical Research, v. 84, p. 5973-6002.

Rampton, V. N., Gauthier, R. C., Thibault, J., et Seamar, A. A.

1984: Quaternary geology of New Brunswick; Geological Survey of Canada, Memoir 416, 77 p.

Reid, I.

1987: Crustal structure of the Nova Scotian margin in the Laurentian Channel region; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, p. 1859-1868.

1989: Effects of lithospheric flow on the formation and evolution of a transform margin; Earth and Planetary Science Letters, v. 95, p. 38-52.

Reynolds, P. H., Zentilli, M., et Muecke, G. K.

1981: K-Ar and $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology of granitoid rocks from southern Nova Scotia: its bearing on the geological evolution of the Meguma Zone of the Appalachians; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 386-394.

Robbins, E. I. et Rhodehamel, E. C.

1976: Geothermal gradients help predict petroleum potential of Scotian Shelf; The Oil and Gas Journal, v. 74, no. 9, p. 143-145.

Robertson, P. K. et Campanella, R. G.

1984: Guidelines for Use and Interpretation of the Electric Cone Penetration Test; Hogentogler and Company, Gaithersburg, U.S.A., 152 p.

Robertson, P. K., Campanella, R. G., et Wightman, A.

1983: SPT-CPT correlations; Journal of the Geotechnical Division, ASCE, v. 109, p. 1449-1459.

Roeser, H. A.

1982: Magnetic anomalies in the magnetic quiet zone off Morocco; in Geology of the Northwest African Continental Margin, (ed.) U. Von Rad, K. Hinz, M. Sarnthein, and E. Seibold; Springer-Verlag, Berlin, p. 60-68.

Roest, W. R.

1987: Seafloor spreading pattern of the North Atlantic between 10° and 40° N; Geologica Ultraiectina, v. 48, p. 1-121.

Royden, L. et Keen, C. E.

1980: Rifting process and thermal evolution of the continental margin of eastern Canada determined from subsidence curves; Earth and Planetary Science Letters, v. 51, p. 343-361.

Ruddiman, W. F. et McIntyre, A.

1981: The North Atlantic Ocean during the last deglaciation; Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 35, p. 145-214.

Schlee, J.

1973: Atlantic continental shelf and slope of the United States - sediment texture of the northeastern part; United States Geological Survey, Professional Paper 529-L, 64 p.

Schlee, J. S. et Grow, J. A.

1980: Buried carbonate shelf edge beneath the Atlantic continental slope; Oil and Gas Journal, v. 78, p. 148-156.

Schnitker, D.

1989: Younger Dryas events in the Gulf of Maine; Eos, Transactions of the American Geophysical Union, v. 70, p. 372.

Scott, D. B.

1980: Morphological changes in an estuary: historical and stratigraphic comparison; in The Coastline of Canada, (ed.) S. B. McCann; Geological Survey of Canada, Paper 80-1, p. 199-205.

Scott, D. B., Boyd, R., Douma, M., Medioli, F. S., Yuill, S., Leavitt, E., et Lewis, C. F. M.

1989: Holocene relative sea-level changes and Quaternary glacial events on a continental shelf edge: Sable Island Bank; in Late Quaternary Sea Level Correlation and Applications, (ed.) D. B. Scott, P. A. Pirazzoli, and C. A. Honig, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, p. 105-120.

Scott, D. B., Boyd, R., et Medioli, F. S.

1988: Relative sea level changes in Atlantic Canada, observed level and sedimentological changes vs. theoretical models; in Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication No. 41, (ed.) D. Numendal, O. Pilkey, and D. Howard, p. 87-96.

Scott, D. B. et Greenberg, D. A.

1983: Relative sea level rise and tidal development in the Fundy tidal system; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 1554-1564.

Scott, D. B., Medioli, F. S., et Miller, A. A. L.

1987: Holocene sea levels, paleoceanography, and late glacial ice configuration near the

▷

current off southwest Nova Scotia; in Three-Dimensional Models of Marine and Estuarine Dynamics, (ed.) J. C. J. Nihoul and B. M. Jamart; Elsevier, Amsterdam, p. 455-470.

Todd, B. J., Reid, I., and Keen, C. E.
1988: Crustal structure across the southeast Newfoundland transform margin; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 4, p. 744-759.

Uchupi, E., Phillips, J. D., and Prada, K. E.
1970: Origin and structure of the New England Seamount Chain; Deep Sea Research, v. 17, p. 483-494.

United States Department of the Navy
1954: Feasibility report on Texas Towers, part 1; report submitted by Anderson-Nichols and Company, and Moran, Proctor, Mueser and Rutledge; United States Department of the Navy, Bureau of Yards and Docks, Washington, D.C., 62 p.

Utting, J.
1980: Palynology of the Windsor Group (Mississippian) in a borehole at Stewiacke, Shubenacadie Basin, Nova Scotia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 17, p. 1031-1045.

Verhoef, J.
1984: A geophysical study of the Atlantis-Meteor Seamount complex; Geologica Ultraiectina, v. 38, p. 1-153.

Verhoef, J., Collette, B. J., Danobeitia, J. J., Roeser, H. A., and Roest, W. R.
in press: Magnetic anomalies off west Africa (20-38°N); Marine Geophysical Research.

Verhoef, J., Collette, B. J., Miles, P. R., Searle, R. C., Sibuet, J. C., and Williams, C. A.
1986: Magnetic anomalies in the northeast Atlantic Ocean (35-50° N); Marine Geophysical Research, v. 8, p. 1-25.

Verhoef, J. and Macnab, R.
1988: Magnetic data over the continental margin of Eastern Canada: preparation of a data base and construction of a 1:5 million magnetic anomaly map; Geological Survey of Canada, Open File 1504, 95 p.

Verhoef, J., Roest, W. R., and Srivastava, S. P.
1989: Plate reconstructions and gridded data: a new tool in deciphering correlations across oceans; Eos, Transactions of the American Geophysical Union, v. 70, p. 609-618.

Wade, J. A.
1981: Geology of the Canadian Atlantic margin from Georges Bank to the Grand Banks; in Geology of the North Atlantic Borderlands, (ed.) J. W. Kerr and A. J. Fergusson; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 7, p. 447-460.

Wade, J. A. and MacLean B. C.
1990: The geology of the southeastern margin of Canada; Chapter 5 in Geology of the Continental Margin of Eastern Canada, (ed.) M. J. Keen and G. L. Williams; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 2, p. 167-238 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-1).

Wade, J. A., Campbell, G. R., Procter, R. M., and Taylor, G. C.
1989: Petroleum resources of the Scotian Shelf; Geological Survey of Canada, Paper 88-19, 26 p.

Wade, J. A., Grant, A. C., Sanford, B. V., and Barss, M. S. (comp.)
1977: Basement structure, Eastern Canada and adjacent areas; Geological Survey of Canada, Map 1400A, scale 1:2 000 000.

Weeks, L. J.
1965: Geological map of Nova Scotia; Nova Scotia Department of Mines.

Wegener, A.
1924: Origin of Continents and Oceans; London, Methuen Dutton and Company, 212 p. (original German edition: Die Entstehung der Kontinente und Ozeane, 1915)

Welsted, J. E.
1974: Morphological maps of the Fundy coast; Maritime Sediments, v. 10, p. 46-51.

Williams, G. L.
1975: Dinoflagellate and spore stratigraphy of the Mesozoic-Cenozoic, offshore Eastern Canada; in Offshore Geology of Eastern Canada, Volume 2, Regional Geology, (ed.) W. J. M. van der Linden and J. A. Wade; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, v. 2, p. 107-161.

Williams, G. L., Ascoli, P., Barss, M. S., Bujak, J. P., Davies, E. H., Fensome, R. A., and Williamson, M. A.
1990: Biostratigraphy and related studies; Chapter 3 in Geology of the Continental Margin of Eastern Canada, (ed.) M. J. Keen and G. L. Williams; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 2, p. 87-137 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-1).

Williams, G. L. and Bujak, J. P.
1977: Cenozoic palynostratigraphy of offshore eastern Canada; in Contributions of Stratigraphic Palynology (with emphasis on North America), Volume 1, Cenozoic Palynology, (ed.) W. C. Elsik; American Association of Stratigraphic Palynologists, Contributions Series, No. 5A, p. 14-47.

Williams, G. L., Jansa, L. F., Clark, D. F., and Ascoli, P.
1974: Stratigraphy of the Shell Naskapi N-3O well, Scotian Shelf, Eastern Canada; Geological Survey of Canada, Paper 74-50, 12 p.

Williams, H. (comp.)
1966: Island of Newfoundland; Geological Survey of Canada, Map 1231A, scale 1:1 000 000.

Williams, H.
1978: Tectonic lithofacies map of the Appalachian orogen, Map 1; Memorial University of Newfoundland, St. Johns, Newfoundland.

Williams, H. and Hutcher, R. D., Jr.
1983: Appalachian suspect terranes; in Contributions to the Tectonics and Geophysics of Mountain Chains; Geological Society of America, Memoir 158, p. 33-53.

Wright, D. B., Greenberg, D. A., Loder, J. W., and Smith, P. C.
1986: The steady-state barotropic response of the Gulf of Maine and adjacent regions to surface wind stress; Journal of Physical Oceanography, v. 16, no. 5, p. 947-966.

□

Northumberland Strait, Maritime Provinces; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, p. 668-675.

Scott, D. B., Mudie, P. J., Vilks, G., et Younger, D. C.
1984: Latest Pleistocene-Holocene paleoceanographic trends on the continental margin of eastern Canada: foraminifera, dinoflagellate and pollen evidence; Marine Micropaleontology, v. 9, p. 181-218.

Service hydrographique du Canada
1981: Atlas of tidal currents, Bay of Fundy and Gulf of Maine; Publications Department of Fisheries and Oceans, Ottawa, 36 p.

Shell Canada Limited
1971: Shell Cree E-35: well history report; Canada Oil and Gas Lands Administration, Department of Energy, Mines and Resources, Canada.

Shih, K. G., Klitgord, K. D., Macnab, R., et Bothner, W. A.
1988: New tectonic and magnetic maps for the Gulf of Maine; Eos, Transactions of the American Geophysical Union, v. 69, p. 479.

Shor, A. N. et Piper, D. J. W.
1990: A large Late Pleistocene blocky debris flow on the central Scotian Slope; Geomarine Letters, v. 9, p. 153-160.

Silva, A. J. et Hollister, C. D.
1973: Geotechnical properties of ocean sediments recovered with giant piston corer 1, Gulf of Maine; Journal of Geophysical Research, v. 78, no. 18, p. 3597-3616.

St. Peter, C.
1989a: Horton Group lithofacies and generalized geology of the western part of the Moncton Subbasin (a compilation); New Brunswick Department of Natural Resources and Energy, Mines and Energy Division, plate 89-101, scale 1:63 360.
1989b: Horton Group lithofacies and generalized geology of the eastern part of the Moncton Subbasin (a compilation); New Brunswick Department of Natural Resources and Energy, Mines and Energy Division, plate 89-102, scale 1:63 360.

Staplin, F. L.
1969: Sedimentary organic matter, organic metamorphism and oil and gas occurrence; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 17, p. 47-66.

Stea, R. R. (coordonnateur)
1987: Quaternary glaciations, geomorphology, and sea-level changes: Bay of Fundy region; NATO Advanced Study Institutes Programme, International Advanced Course on Late Quaternary Sea-level Correlations and Applications, Halifax, Nova Scotia, 79 p.

Stea, R. R. et Mott, R. J.
1989: Deglaciation environments and evidence for glaciers of Younger Dryas age in Nova Scotia, Canada; Boreas, v. 18, p. 169-187.

Stea, R. R. et Wightman, D. M.
1987: Age of the Five Islands Formation, Nova Scotia, and deglaciation of the Bay of Fundy; Quaternary Research, v. 27, p. 211-219.

Stockmal, G. S., Colman-Sadd, S. P., Keen, C. E., Marillier, F., O'Brien, S. J., et Quinlan, G. M.
1990: Deep seismic structure and plate tectonic evolution of the Canadian Appalachians; Tectonics, v. 9, p. 45-62.

Stow, D. A. V.
1981: Laurentian Fan: morphology, sediments, processes and growth pattern; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 65, no. 3, p. 375-393.

Sverdrup, H. V., Johnson, M. W., et Fleming, R. H.
1942: The Oceans: Their Physics, Chemistry and General Biology; Prentice-Hall, New York, 1087 p.

Swift, S. A.
1985a: Cenozoic geology of the continental slope and rise off western Nova Scotia; Ph.D. thesis, Massachusetts Institute of Technology, Paper 85-34, 188 p.
1985b: Late Pleistocene sedimentation on the continental slope and rise off western Nova Scotia; Geological Society of America Bulletin, v. 96, p. 832-841.

Tankard, A. J. et Welsink, H. J.
1987: Mesozoic extension and stratigraphy of Hibernia oil field, Grand Banks, Newfoundland; Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, v. 71, p. 1210-1232.

Taylor, F. C.
1967: Reconnaissance geology of Shelburne map area, Queens, Shelburne and Yarmouth counties, Nova Scotia; Geological Survey of Canada, Memoir 349, 83 p.
1969: Geology of the Annapolis - St. Marys Bay map area, Nova Scotia; Geological Survey of Canada, Memoir 358, 65 p.

Taylor, R. B.
1988a: Beach mobility and nearshore characteristics; in Terrain Management Activities on Sable Island, 1982 to 1985, (ed.) R. B. Taylor; Geological Survey of Canada, Open File 1973, p. 96-125.
1988b: Morphological changes at the dune restoration sites; in Terrain Management Activities, Sable Island, (ed.) R. B. Taylor; Geological Survey of Canada, Open File 1973, p. 33-95.

Taylor, R. B., Wittmann, S. L., Milne, M. J., et Kober, S. M.
1985: Beach morphology and coastal changes at selected sites, mainland Nova Scotia; Geological Survey of Canada, Paper 85-12, 95 p.

Tee, K. T., Smith, P. C., et Lefaivre, D.
1987: Modelling and observations of the residual current off southwest Nova Scotia; in Three-Dimensional Models of Marine and Estuarine Dynamics, (ed.) J. C. J. Nihoul and B. M. Jamart; Elsevier, Amsterdam, p. 455-470.

Todd, B. J., Reid, I., et Keen, C. E.
1988: Crustal structure across the southeast Newfoundland transform margin; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 4, p. 744-759.

Uchupi, E., Phillips, J. D., et Prada, K. E.
1970: Origin and structure of the New England Seamount Chain; Deep Sea Research, v. 17, p. 483-494.

United States Department of the Navy
1954: Feasibility report on Texas Towers, part 1; report submitted by Anderson-Nichols and Company, and Moran, Proctor, Mueser and Rutledge; United States Department of the Navy, Bureau of Yards and Docks, Washington, D.C., 62 p.

Utting, J.
1980: Palynology of the Windsor Group (Mississippian) in a borehole at Stewiacke, Shubenacadie Basin, Nova Scotia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 17, p. 1031-1045.

Verhoef, J.
1984: A geophysical study of the Atlantis-Meteor Seamount complex; Geologica Ultraiectina, v. 38, p. 1-153.

Verhoef, J., Collette, B. J., Danobeitia, J. J., Roeser, H. A., et Roest, W. R.
sous presse: Magnetic anomalies off west Africa (20-38°N); Marine Geophysical Research.

Verhoef, J., Collette, B. J., Miles, P. R., Searle, R. C., Sibuet, J. C., et Williams, C. A.
1986: Magnetic anomalies in the northeast Atlantic Ocean (35-50° N); Marine Geophysical Research, v. 8, p. 1-25.

Verhoef, J. et Macnab, R.
1988: Magnetic data over the continental margin of Eastern Canada: preparation of a data base and construction of a 1:5 million magnetic anomaly map; Geological Survey of Canada, Open File 1504, 95 p.

Verhoef, J., Roest, W. R., et Srivastava, S. P.
1989: Plate reconstructions and gridded data: a new tool in deciphering correlations across oceans; Eos, Transactions of the American Geophysical Union, v. 70, p. 609-618.

Wade, J. A.
1981: Geology of the Canadian Atlantic margin from Georges Bank to the Grand Banks; in Geology of the North Atlantic Borderlands, (ed.) J. W. Kerr and A. J. Fergusson; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 7, p. 447-460.

Wade, J. A. et MacLean B. C.*
1990: The geology of the southeastern margin of Canada; Chapter 5 in Geology of the Continental Margin of Eastern Canada, (ed.) M. J. Keen and G. L. Williams; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 2, p. 167-238 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-1).

Wade, J. A., Campbell, G. R., Procter, R. M., et Taylor, G. C.
1989: Petroleum resources of the Scotian Shelf; Geological Survey of Canada, Paper 88-19, 26 p.

Wade, J. A., Grant, A. C., Sanford, B. V., et Barss, M. S. (comp.)
1977: Basement structure, Eastern Canada and adjacent areas; Geological Survey of Canada, Map 1400A, scale 1:2 000 000.

Weeks, L. J.
1965: Geological map of Nova Scotia; Nova Scotia Department of Mines.

Wegener, A.
1924: Origin of Continents and Oceans; London, Methuen Dutton and Company, 212 p. (original German edition: Die Entstehung der Kontinente und Ozeane, 1915)

Welsted, J. E.
1974: Morphological maps of the Fundy coast; Maritime Sediments, v. 10, p. 46-51.

Williams, G. L.
1975: Dinoflagellate and spore stratigraphy of the Mesozoic-Cenozoic, offshore Eastern Canada; in Offshore Geology of Eastern Canada, Volume 2, Regional Geology, (ed.) W. J. M. van der Linden and J. A. Wade; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, v. 2, p. 107-161.

Williams, G. L., Ascoli, P., Barss, M. S., Bujak, J. P., Davies, E. H., Fensome, R. A., et Williamson, M. A.*
1990: Biostratigraphy and related studies; Chapter 3 in Geology of the Continental Margin of Eastern Canada, (ed.) M. J. Keen, and G. L. Williams; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 2, p. 87-137 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-1).

Williams, G. L. et Bujak, J. P.
1977: Cenozoic palynostratigraphy of offshore eastern Canada; in Contributions of Stratigraphic Palynology (with emphasis on North America), Volume 1, Cenozoic Palynology, (ed.) W. C. Elsik; American Association of Stratigraphic Palynologists, Contributions Series, No. 5A, p. 14-47.

Williams, G. L., Jansa, L. F., Clark, D. F., et Ascoli, P.
1974: Stratigraphy of the Shell Naskapi N-3O well, Scotian Shelf, Eastern Canada; Geological Survey of Canada, Paper 74-50, 12 p.

Williams, H. (comp.)
1966: Island of Newfoundland; Geological Survey of Canada, Map 1231A, scale 1:1 000 000.

Williams, H.
1978: Tectonic lithofacies map of the Appalachian orogen, Map 1; Memorial University of Newfoundland, St. Johns, Newfoundland.

Williams, H. et Hutcher, R. D., Jr.
1983: Appalachian suspect terranes; in Contributions to the Tectonics and Geophysics of Mountain Chains; Geological Society of America, Memoir 158, p. 33-53.

Wright, D. B., Greenberg, D. A., Loder, J. W., et Smith, P. C.
1986: The steady-state barotropic response of the Gulf of Maine and adjacent regions to surface wind stress; Journal of Physical Oceanography, v. 16, no. 5, p. 947-966.

*Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français

□