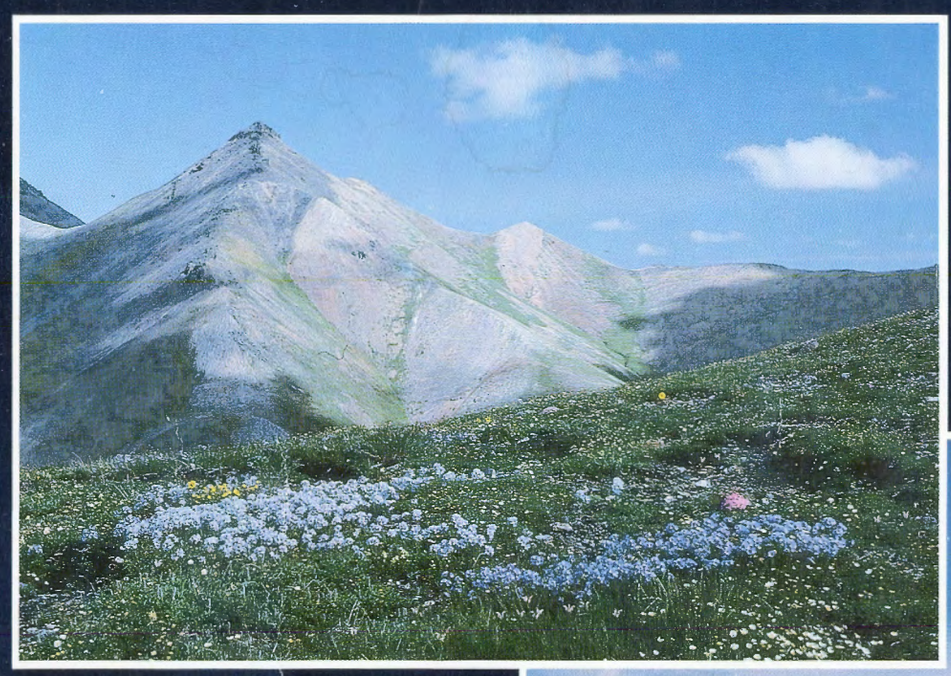
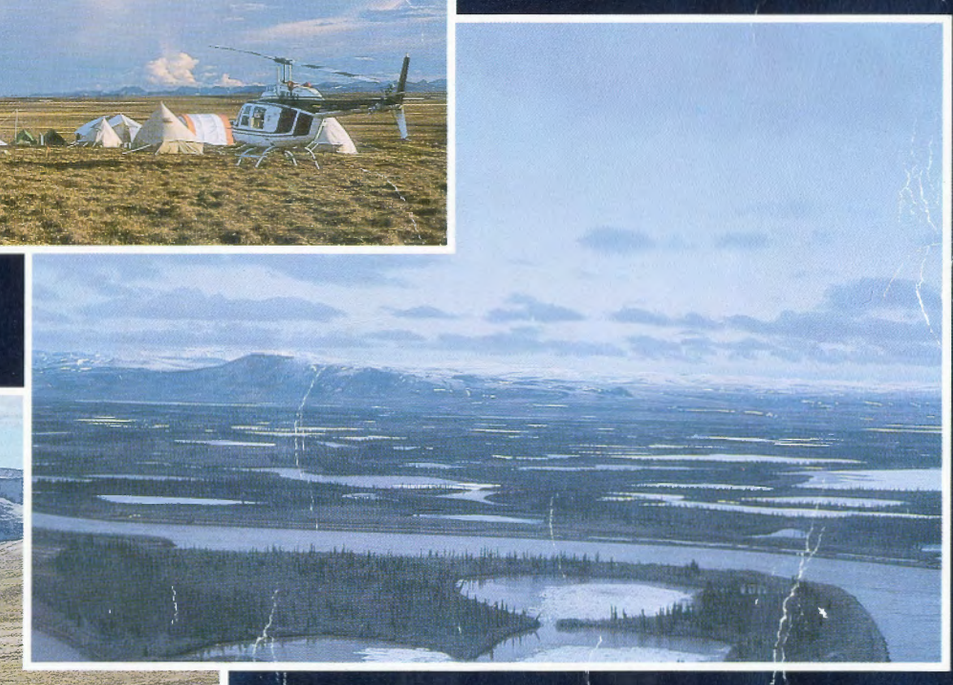
GEOLOGICAL ATLAS OF THE BEAUFORT-MACKENZIE AREA

ATLAS GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION DE BEAUFORT-MACKENZIE

This document was produced by scanning the original publication.

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





MC82
.8C21rs
no. 59
Copy 2
occs f

Natural Resources Canada
Ressources naturelles Canada

Canada

GEOLOGICAL ATLAS OF THE BEAUFORT-MACKENZIE AREA

ATLAS GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION DE BEAUFORT-MACKENZIE

Edited by/Rédacteur:
J. Dixon

Geological Survey of Canada
Miscellaneous Report 59

Commission géologique du Canada
Rapport divers 59

©Minister of Natural Resources Canada 1996

Available in Canada through authorized bookstore agents and other bookstores

or by mail from

Canada Communication Group–Publishing
Ottawa, Ontario, Canada K1A 0S9

and from

Geological Survey of Canada offices:

601 Booth Street
Ottawa, Ontario K1A 0E8

3303 – 33rd Street N.W.
Calgary, Alberta T2L 2A7

100 West Pender Street
Vancouver, B.C. V6B 1R8

A deposit copy of this publication is also available for reference in public libraries across Canada

Cat. No. M41-8/59
ISBN 0-660-59871-X

Price subject to change without notice

©Ministre de Ressources naturelles Canada 1996

En vente au Canada par l'entremise de nos agents libraires agréés et autres libraires

ou par la poste aux adresses suivantes :

Groupe Communication Canada (Édition)
Ottawa (Ontario) Canada K1A 0S9

Bureaux de la Commission géologique du Canada

601, rue Booth
Ottawa (Ontario) K1A 0E8

3303 – 33rd Street N.W.
Calgary, Alberta T2L 2A7

100 West Pender Street
Vancouver, B.C. V6B 1R8

Des exemplaires de cette publication sont également déposés dans diverses bibliothèques publiques du Canada

Nº de catalogue M41-8/59
ISBN 0-660-59871-X

Prix sujet à changement sans préavis

ACKNOWLEDGMENTS REMERCIEMENTS

Translation Traduction

M-F. Dufour
L. Guay

Document Composition
Composition typographique

P.L. Greener
M.L. Varalta

Copy Editor Éditeur technique

J. Monro

Cartographic Planning and Design
Conception et planification cartographique

B.H. Ortman
J.H. Waddell

Technical Assistance Aide technique

B. Chiang
J. Drysdale
G.N. Edwards
S.D. Orzeck
J. Rupert
B. Rutley
W. Sharman
L.J. Wardle

Cartography Cartographie

A. Flood
M. Lazorko
E. Macey
D. McGeachie
R. Poitras
J.W. Thomson
D.H.Y. Valiquette
M.D. Wallace
G. Whitman
P. Wolter

The Geological Survey of Canada would like to thank the companies and government agencies listed below for their support in the production of the Beaufort–Mackenzie atlas

La Commission géologique du Canada désire remercier les sociétés et les organismes gouvernementaux énumérés ci-dessous pour l'appui qu'ils ont fourni à la production de l'Atlas géologique de la région de Beaufort–Mackenzie

AMOCO
Shell
Chevron
Inuvialuit Petroleum Corporation
Imperial Oil
Esso
Indian and Northern Affairs Canada
Affaires indiennes et du Nord Canada
Northwest Territories
Government of the N.W.T.
Energy, Mines and Petroleum Resources

Manuscript submitted: 93.02.10
Approved for publication: 95.10.17

Soumission du manuscript le : 93.02.10
Approbation de publication : 95.10.17

PREFACE

In recent years the Geological Survey of Canada has embarked upon the task of producing a series of geological atlases for the main sedimentary basins in the frontier regions. These atlases aim to present much of the data about these basins in a graphical form and at a map scale that is useful to potential clients. The Beaufort–Mackenzie atlas deals with an area of proven significant oil and gas reserves, and with the potential for a considerably greater number of discoveries to be found. Although exploration activity during the 1980s and 1990s was minimal, the expected decline in reserves from Canada's traditional producing region (western Canada) will make the frontier basins, of which the Beaufort–Mackenzie Basin will be a prime area of future activity, more prospective in the not too distant future.

The atlas provides basic geological and geophysical data needed to understand the overall geological framework of the basin, with more detailed data on the basin-fill. These data will help in the planning of exploration and production programs, and form the basis for evaluating the impact on the physical environment of such programs. Twenty-three contributors provided the data for this atlas, with contributions ranging from gravity data to studies of microfossils.

E.A. Babcock
Assistant Deputy Minister
Geological Survey of Canada

PRÉFACE

Au cours des dernières années, la Commission géologique du Canada s'est lancée dans la production d'une série d'atlas géologiques sur les principaux bassins sédimentaires des régions pionnières. Ces atlas se veulent un résumé des données recueillies sur ces bassins, lesquelles sont représentées graphiquement et à une échelle utile pour les clients potentiels. L'atlas du bassin de Beaufort–Mackenzie traite d'une région où il est prouvé qu'il existe d'importantes réserves de pétrole et de gaz et où il y a place à de nombreuses autres découvertes. Bien que l'exploration ait été à son minimum dans les années quatre-vingt et quatre-vingt-dix, le déclin attendu des réserves existant dans les régions canadiennes où l'extraction se fait habituellement, soit dans l'Ouest du Canada, fera en sorte que les bassins en régions pionnières gagneront en potentiel dans un avenir assez prochain; ainsi, le bassin de Beaufort–Mackenzie sera une cible de choix des travaux futurs.

L'atlas fournit des données géologiques et géophysiques fondamentales à la compréhension du contexte général du bassin, tout en mettant l'accent sur ses matériaux de remplissage. Ces données seront utilisées dans la planification des programmes d'exploration et de production; de plus, elles constituent la base de l'évaluation des répercussions de ces programmes sur le milieu physique. Vingt-trois personnes ont rédigé une partie ou l'autre du présent atlas, qui traite de sujets allant des données gravimétriques aux résultats de travaux sur les microfossiles.

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

CONTENTS

Introduction 1
Geographic setting 3
Physiographic elements 4
Well locations 7
Regional geological and geophysical setting 9
Geological map 11
Tectonic elements 14
Aeromagnetics 16
Gravity 20
Seismic activity 1920-1988 24
Crustal structure 26
Crustal stress 28
Geothermics 33
Stratigraphy and structure 39
Stratigraphic chart 41
Selected photographs of the surface geology 42
Reflection seismic profiles 48
Log correlations 58
Isopach maps 66
Time-structure map of the sub-Iperk unconformity 85
Sandstone percent maps 87
Depositional facies 89
Selected core descriptions 90
Cross-sections 93
Areal distribution of depositional facies 94
Biostratigraphy 99
Foraminifers
Upper Jurassic 100
Berriasian to Aptian 102
Albian to Maastrichtian 104
Cenozoic agglutinated benthic foraminifers 106
Cenozoic calcareous benthic foraminifers 108
Palynomorphs and dinoflagellates
Lower Cretaceous dinoflagellates 110
Upper Cretaceous pollens and spores 111
Upper Cretaceous dinoflagellates 112
Cenozoic dinoflagellates 113
Cenozoic pollens and spores 114
Organic geochemistry 115
Rock-Eval profiles 117
Rock-Eval values 119
Reindeer Supersequence
Richards Sequence
Kugmallit Sequence
Tmax values cross-sections 120
Gas chromatograms 124
Organic maturation 127
Well profiles 129
Cross-sections 130
Photomicrographs of organic matter types 133
Compaction and subsidence 135
Compaction zones 136
Data tables 137
Subsidence profiles 143
Photomicrographs of selected Tertiary sandstones 144
Oil and gas discoveries 145
Location of oil and gas discoveries 146
Drilling statistics 148
Atkinson Point oil discovery 150
Parsons gas discovery 152
Tuk oil and gas discovery 154
Taglu gas discovery 156
Tarsiut oil discovery 158
Amauligak oil and gas discovery 160
Adlartok oil discovery 162
Kopanoar oil and gas discovery 164
Contributors 166
References and selected bibliography 167

TABLE DES MATIÈRES

Introduction 1
Cadre géographique 3
Éléments physiographiques 4
Emplacement des puits 7
Contexte géologique et cadre géophysique à l'échelle régionale 9
Carte géologique 11
Cadre tectonique 14
Anomalies aéromagnétiques 16
Anomalies gravimétriques 20
Activité séismique de 1920 à 1988 24
Structure de la croûte 26
Contraintes tectoniques actuelles 28
Géothermie 33
Stratigraphie et style structural 39
Tableau stratigraphique 41
Photographies sélectionnées de la géologie de surface 42
Profils de séismique-réflexion 48
Corrélations diagraphiques 58
Cartes d'isopaques 66
Carte structurale dérivée des temps de propagation, au niveau de la discordance délimitant la base de la séquence d'Iperk 85
Carte des pourcentages de grès 87
Faciès de dépôt 89
Descriptions de forages sélectionnés 90
Coupes 93
Répartition géographique des faciès de dépôt 94
Biostratigraphie 99
Foraminifères
Jurassique supérieur 100
Berriasien–Aptien 102
Albien–Maastrichtien 104
Foraminifères benthiques à test aggluiné du Cénozoïque 106
Foraminifères benthiques à test calcaire du Cénozoïque 108
Palynomorphes et dinoflagellés
Dinoflagellés du Crétacé inférieur 110
Pollens et spores du Crétacé supérieur 111
Dinoflagellés du Crétacé supérieur 112
Dinoflagellés du Cénozoïque 113
Pollens et spores du Cénozoïque 114
Géochimie organique 115
Profils d'analyse Rock-Eval 117
Valeurs d'analyse Rock-Eval 119
Superséquence de Reindeer
Séquence de Richards
Séquence de Kugmallit
Valeurs de maturité thermique : coupes 120
Chromatogrammes en phase gazeuse 124
Maturation organique 127
Profils de puits 129
Coupes 130
Photomicrographies des types de matière organique 133
Compaction et subsidence 135
Domaines de compaction 136
Tableaux de données 137
Profils de subsidence 143
Photomicrographies de grès sélectionnés du Tertiaire 144
Découvertes de pétrole et de gaz 145
Emplacement des découvertes de pétrole et de gaz 146
Statistiques de forage 148
Découverte de pétrole Atkinson Point 150
Découverte de gaz Parsons 152
Découverte de pétrole et de gaz Tuk 154
Découverte de gaz Taglu 156
Découverte de pétrole Tarsiut 158
Découverte de pétrole et de gaz Amauligak 160
Découverte de pétrole Adlartok 162
Découverte de pétrole et de gaz Kopanoar 164
Collaborateurs 166
Références et bibliographie sélectionnée 167

INTRODUCTION

Canada's future energy requirements may have to rely increasingly upon frontier basins, of which the Beaufort–Mackenzie area is a proven hydrocarbon province with the potential for significant additional reserves (Dixon et al., 1988). As part of any future exploration or development strategy for these known and potential resources we need to understand the geology and geophysics of the area in order to plan exploration and production strategies. Also, the Beaufort Sea is a hazardous and environmentally sensitive area in which to operate; consequently, a comprehensive knowledge of the potential geological and environmental risks will help in planning and decision making. The Geological Atlas of the Beaufort-Mackenzie Area presents the basic geological and geophysical framework upon which more detailed interpretations can be built. The format of the atlas is principally visual with minimal text, and more factual than interpretive.

The Beaufort–Mackenzie area and the adjacent northern Yukon also is intriguing because it may hold the key to help us understand the origin of the least understood oceanic basin in the world, Canada Basin. The data presented in this atlas will be a valuable source of primary information for those interested in attempting to solve the plate tectonic history of the area.

Two previous geological atlases have been published on the Beaufort–Mackenzie area (Pelletier, 1984, 1987). In the first, surficial sediments were documented and in the second, geology and geophysics. Rather than duplicate the content of these previous atlases the present atlas will deal only with pre-Quaternary geology and present a more comprehensive data-set. Although the atlas contains data on topics ranging from crustal studies to Pliocene strata, the bulk of the material concentrates on Jurassic to Pliocene strata. This reflects the greater amount of information available for these stratigraphic intervals in the Beaufort–Mackenzie area, most of which comes from reflection seismic surveys and exploratory drilling for hydrocarbons.

Although basic geological studies on the adjacent land areas have been conducted for many decades, principally by the Geological Survey of Canada, it was the commercial exploration for hydrocarbons on Mackenzie Delta, and later under the Beaufort Sea, that created the wealth of geological data needed to understand the geology of the Beaufort–Mackenzie area. This vast database consists of about 250 wells and many tens of thousands of kilometres of reflection seismic data. Industry-derived data offer insights into the upper crustal levels, usually to about 4 to 6 seconds two-way travel time on a reflection seismic record. The stratigraphic level to which the industry data provide us with information varies according to basin position: along the southeast landward margin of the Beaufort Sea, Proterozoic strata are imaged but in the offshore areas only Lower Tertiary or Upper Cretaceous strata generally are imaged. In order to interpret deeper crustal levels, potential field data and deep-reflection seismic have been acquired, principally by the Geological Survey of Canada.

Well data, cuttings samples and cores are available for viewing at the Geological Survey of Canada, Institute of Sedimentary and Petroleum Geology, in Calgary, Alberta. Copies of the well history reports can be obtained from commercial outlets in Calgary and copies of reflection seismic data are available from the National Energy Board in Calgary.

Topics vary from the regionally significant potential field data to the minutiae of microfossils. The atlas is organized into a number of sections, dealing with specific topics. There is a brief section on the geographic setting, followed by the regional geological and geophysical setting. The remaining sections of the atlas deal with more specific geological topics: stratigraphy and structure, depositional facies, biostratigraphy, organic geochemistry and organic maturity, compaction and subsidence, and finally a section presenting data on some of the more important oil and gas discoveries. The lack of geological and geophysical data in the adjacent oceanic area of Canada Basin remains a major hurdle to the development of a consistent and testable plate tectonic model, so this aspect of the geological history was omitted.

James Dixon
Editor

INTRODUCTION

Dans l'avenir, le Canada devra peut-être, pour répondre à ses besoins énergétiques, compter davantage sur les bassins des régions pionnières; parmi eux, on compte le bassin de Beaufort–Mackenzie, une province d'hydrocarbures où il existe des ressources prouvées et où il pourrait se trouver d'importantes réserves additionnelles (Dixon et al., 1988). Toute stratégie future d'exploration ou de mise en valeur de ces ressources connues et potentielles nécessitera au préalable une bonne connaissance de la géologie et de la géophysique de la région. De plus, comme la mer de Beaufort est une zone où tout ce qui est entrepris est confronté à de nombreuses difficultés et à un environnement fragile, le fait de posséder une connaissance approfondie des risques géologiques et environnementaux facilitera la planification et la prise de décisions. L'atlas géologique de la région de Beaufort–Mackenzie présente des connaissances géologiques et géophysiques fondamentales à partir desquelles il est possible de formuler des interprétations plus détaillées. La présentation de l'atlas est principalement visuelle, limitant les textes au minimum; y sont davantage cités des faits qu'élaborées des interprétations.

La région de Beaufort–Mackenzie et du Yukon septentrional adjacent exerce en outre une certaine fascination parce qu'elle peut détenir la clé de l'origine du bassin océanique le moins connu dans le monde, le bassin Canada. Les données présentées dans cet atlas constitueront une source valable d'information fondamentale pour les personnes cherchant à reconstituer le mouvement des plaques dans cette région.

Deux atlas géologiques avaient été publiés dans le passé sur la région de Beaufort–Mackenzie (Pelletier, 1984, 1987). Dans le premier, étaient documentés les sédiments superficiels; dans le second, la géologie et la géophysique. Plutôt que de reproduire le contenu de ces deux atlas, la présente publication se limite à traiter de la géologie pré-quaternaire et constitue un ensemble de données plus complet. Bien que l'atlas contienne des données sur plusieurs ensembles géologiques, allant de la croûte aux couches pliocènes, ce sont surtout les strates du Jurassique au Pliocène qui retiennent l'attention, témoignant de la grande quantité d'information recueillie sur ces intervalles stratigraphiques dans la région de Beaufort–Mackenzie, en grande partie dans le cadre de levés de sismique-réflexion et de forages d'exploration des hydrocarbures.

Des études géologiques de base ont été réalisées pendant de nombreuses décennies dans les zones continentales adjacentes; nous les devons pour la plupart à la Commission géologique du Canada. Ce sont néanmoins les travaux des compagnies en vue de découvrir des hydrocarbures dans la région du delta du Mackenzie et plus tard dans celle de la mer de Beaufort qui ont permis de recueillir les innombrables données nécessaires pour comprendre la géologie de la région de Beaufort–Mackenzie. Cette vaste base de données contient de l'information provenant de 250 puits et de plusieurs dizaines de milliers de kilomètres de levés de sismique-réflexion. Les données de l'industrie sondent la partie supérieure de la croûte jusqu'à une profondeur correspondant à une durée de trajet aller-retour de 4 à 6 secondes environ sur un enregistrement de sismique-réflexion. Le niveau stratigraphique jusqu'où les données de l'industrie nous renseignent varie selon la position dans le bassin; ainsi, le long de la marge sud-est de la mer de Beaufort (partie continentale), la base de données s'étend jusqu'aux couches protérozoïques tandis que dans les zones extracôtières, généralement seules les strates du Tertiaire inférieur ou du Crétacé supérieur ont fourni des données. Pour reconstituer la structure de la croûte à de plus grandes profondeurs, des données de champs de potentiel et de sismique-réflexion profonde ont été acquises; ces levés sont principalement l'oeuvre de la Commission géologique du Canada.

Les données de puits sont disponibles pour consultation tout comme les déblais de forage et les carottes le sont pour observation à l'Institut de géologie sédimentaire et pétrolière de la Commission géologique du Canada, à Calgary, Alberta. On peut se procurer des exemplaires des rapports de puits à certains comptoirs commerciaux de Calgary et des copies des données de sismique-réflexion à l'Office national de l'énergie à Calgary.

Les sujets traités vont des données de champs de potentiel d'importance régionale à des détails sur les microfossiles. L'atlas est divisé en sections consacrées à des thèmes précis. Il contient une brève section sur le cadre géographique, suivie d'une description des contextes géologique et géophysique régionaux. Les autres sections de l'atlas portent sur des aspects géologiques plus spécifiques, notamment sur la stratigraphie et la structure, les faciès de dépôt, la biostratigraphie, la géochimie organique et la maturité organique, de même que la compaction et la subsidence; une dernière section présente de l'information sur certaines des découvertes de pétrole et de gaz les plus importantes. Le manque de données géologiques et géophysiques sur la zone océanique adjacente du bassin Canada demeure un obstacle de taille à l'élaboration d'un modèle cohérent et vérifiable de la tectonique des plaques dans cette région; par conséquent, cet aspect de l'histoire géologique a été omis.

James Dixon
Rédacteur

GEOGRAPHIC SETTING

CADRE GÉOGRAPHIQUE

Photo: J. Dixon

PHYSIOGRAPHIC ELEMENTS AND GEOGRAPHIC LOCATIONS
(Fig. 1)

J. Dixon

Mackenzie Delta separates two large-scale physiographic areas: to the east the terrain is generally low-lying and to the west mountains and plateaux are interspersed. To the east, Anderson Plain is a low-lying, plateau-like terrain dissected by numerous rivers that flow northward into the Beaufort Sea and Amundsen Gulf. Elevations rarely exceed 300 m. A northeast-trending chain of lakes, of which the Eskimo Lakes are the most prominent, separates Anderson Plain from Tuktoyaktuk Peninsula. The peninsula has very little elevation (generally less than 30 m) and relief, although there is a general increase to the southwest, toward Storm and Caribou hills, where elevations attain about 210 m.

Mackenzie Delta is a very low-gradient area dissected by numerous distributary channels of varying dimensions and covered by innumerable ponds and small lakes. Vegetation on the southern half of the delta is characterized by a significant proportion of trees and shrubs, whereas in the north, grasses and stunted shrubs become dominant. The landward margins of the delta illustrate abrupt topographic changes. On the east margin, the Caribou Hills rise abruptly from the delta-plain. On the west margin there is an initial gradual rise in elevation, but the change into the Richardson Mountains terrain is marked by a scarp-like slope change.

The northern Richardson Mountains attain elevations of 1500 m, although most of the mountains are between 900 and 1100 m. Rugged topography characterizes the western and eastern flank areas, where ridges of Jurassic–Cretaceous sandstone are prominent, whereas in the central areas, where Permian strata crop out, the hills are more subdued and rounded. Toward the northern and northeastern end the mountains grade into a plateau-like area flanking Mackenzie Delta.

Porcupine Plateau is an area of rolling hills in the Blow River valley, between the Richardson and British mountains. Elevations gradually increase from the coastal plain, southward to the headwaters of Blow River, where the pass into Old Crow Basin is about 600 m elevation. Old Crow Plain is an intermontane, lowland basin that is generally below 300 m elevation and has little relief, although local hills rise above the plain. In the summer months the Old Crow Plain is a vast wetland.

The British Mountains are the eastern extremity of a mountain chain that extends through northern Alaska. Elevations rise to about 1100 m and the topography ranges from rugged to rounded mountains. The Babbage and Firth rivers are the two main drainage sytems in the Yukon part of the British Mountains, draining into the Beaufort Sea.

The Yukon coastal plain is a low-lying area between the mountains and Beaufort Sea, with an elevation of about 30 m, rising to 150 m at the base of the foothills. It is covered by Quaternary deposits which form readily eroded sea-cliffs. Numerous small lakes and large areas of frost polygons cover the coastal plain.

The Beaufort Sea shelf is divided into two areas by Mackenzie Trough, a northwest-oriented deep-water channel east and northeast of Herschel Island. West of Mackenzie Trough the shelf is 10 to 60 km wide and the shelf break occurs at the 60 m isobath. The continental slope is 20 to 50 km wide and in the west Beaufort has an outer steep slope. In Alaskan waters the region between the shelf edge and the outer slope has been called the Beaufort Ramp (Grantz et al., 1981). Mackenzie Trough attains depths in excess of 400 m and is a young erosional feature, probably formed during the Pleistocene glaciations. The 100 m isobath approaches within 10 km of the coastline at the landward end of the trough.

East of Mackenzie Trough, the shelf is much broader than to the west, and is up to 130 km wide. The shelf edge occurs at about the 60 m isobath, although the slope change tends to occur at gradually increasing depths to the northeast. Amundsen Channel separates the mainland from Banks Island and water depths vary from 100 to 400 m within the channel. North of the continental slope, the continental rise begins in water depths of between 1100 and 1800 m and extends into Canada Basin for several hundred kilometres.

The Beaufort Sea is completely ice-bound in winter and in the summer and fall months there are large areas of open water, although the permanent ice-pack tends to move to and fro across the outer continental slope and inner continental rise. The Beaufort Sea is a microtidal area (<2 m). There is a strong northeast directed flow of shelf waters but on the slope and rise the flow is toward the west, as part of the Arctic gyre.

The Mackenzie Delta and environs contain an unusually high density of settlement for an Arctic region. Within the map area there are three permanent communities, Inuvik, Aklavik and Tuktoyaktuk, of which Inuvik is the largest with about 3000 people. Inuvik acts as a regional centre, containing many federal and territorial agencies. Tuktoyaktuk has been the site of oil company marine operations, with up to three large storage and logistics bases operating during the peak of offshore drilling activity in the late 1970s and early 1980s. At the head of Mackenzie Delta are two additional settlements, at Fort McPherson and Arctic Red River. In addition to the permanent communities there are three isolated radar stations, at Komakuk Beach, Shingle Point and Nicholson Point. A fourth radar station is present at Tuktoyaktuk.

ÉLÉMENTS PHYSIOGRAPHIQUES ET LOCALISATIONS GÉOGRAPHIQUES
(fig. 1)

J. Dixon

Le delta du Mackenzie constitue la limite entre deux grandes régions physiographiques : l'une dominée par un relief faible à l'est et l'autre parsemée de montagnes et de plateaux à l'ouest. Dans la région à l'est, la plaine d'Anderson consiste en une étendue de basse altitude semblable à un plateau, découpée par de nombreuses rivières à écoulement vers le nord qui se jettent dans la mer de Beaufort et le golfe Amundsen. Il est rare que la hauteur du relief dépasse 300 m. Une série de lacs alignés selon une orientation nord-est, dont les plus importants sont les lacs Eskimo, sépare la plaine d'Anderson de la péninsule Tuktoyaktuk. Cette dernière est caractérisée par une altitude très faible (généralement inférieure à 30 m) et un relief proportionnel, bien qu'une augmentation générale d'altitude soit notée vers le sud-ouest, en direction des collines Storm et Caribou, où cette mesure atteint environ 210 m.

Quant au delta du Mackenzie, il est considéré comme une région au relief très peu sculpté, entaillée de nombreux défluents de différentes grosseurs et parsemée d'un grand nombre d'étangs et petits lacs. Dans la moitié méridionale du delta, la végétation se compose d'une bonne proportion d'arbres et d'arbrisseaux tandis que dans la moitié septentrionale, ce sont les herbes et les arbrisseaux nains qui prennent progressivement le dessus. La limite côté terre du delta est marquée par des changements topographiques brusques. Sur la partie est, les collines Caribou s'élèvent rapidement à partir de la plaine deltaïque, tandis que sur celle située à l'ouest, il y a d'abord une augmentation progressive de l'altitude; cependant, le passage aux monts Richardson est ponctué d'une variation de pente de type escarpement.

Les monts Richardson septentrionaux atteignent 1 500 m d'altitude, bien que la plupart des sommets culminent à une élévation verticale comprise entre 900 et 1 100 m. Un relief accidenté caractérise les flancs occidentaux et orientaux des montagnes, dominés par des crêtes de grès du Jurassique–Crétacé; dans les zones centrales cependant, lieu d'observation d'affleurements de strates permiennes, le relief positif est plus modéré et arrondi. En se dirigeant vers les extrémités nord et nord-est, on passe des montagnes à une région ressemblant à un plateau en bordure du delta du Mackenzie.

Le plateau de Porcupine se décrit comme une région au relief vallonné à l'intérieur de la vallée de la rivière Blow et sépare les monts Richardson et British. Les montagnes sont de plus en plus élevées à partir de la plaine côtière, en allant vers le sud jusqu'au cours supérieur de la rivière Blow, où la transition au bassin d'Old Crow se fait sur une dénivelé d'à peu près 600 m. La plaine d'Old Crow consiste en un bassin intermontagneux de basses terres d'altitude moyenne inférieure à 300 m et à relief faible; des collines locales s'élèvent tout de même au-dessus de la plaine. Au cours de la saison estivale, la plaine d'Old Crow devient une vaste étendue de terres humides.

Les monts British forment l'extrémité est d'une chaîne de montagnes qui traverse l'Alaska septentrionale. L'altitude maximale est de l'ordre de 1 100 m et le relief varie d'accidenté à arrondi. Les rivières Babbage et Firth, les deux principaux systèmes de drainage de la partie des monts British qui se trouve au Yukon, se jettent dans la mer de Beaufort.

La plaine côtière du Yukon est une région à relief faible, flanquée de montagnes d'un côté et de la mer de Beaufort de l'autre; son altitude varie de 30 à 150 m (à la base des contreforts). Elle est recouverte de matériaux quaternaires, formant des falaises à érosion rapide en bordure de la mer. De nombreux petits lacs et de grandes zones de sols polygonaux parsèment la plaine côtière.

La plate-forme continentale de la mer de Beaufort est scindée en deux par la cuvette de Mackenzie, constituée d'un chenal d'eau profonde d'orientation nord-ouest observé à l'est et au nord-est de l'île Herschel. À l'ouest de la cuvette de Mackenzie, la plate-forme mesure entre 10 et 60 km de largeur et l'accore se situe au niveau de l'isobathe de 60 m. La lar geur du talus continental varie de 20 à 50 km et dans la partie ouest de la mer de Beaufort, la portion externe du talus est fortement inclinée. Dans les eaux de l'Alaska, la zone entre l'accore et le talus externe a été identifiée comme la rampe de Beaufort (Grantz et al., 1981). La cuvette de Mackenzie peut mesurer 400 m de profondeur et plus; elle consiste en une structure d'érosion récente dont la formation remonte probablement aux glaciations pléistocènes. L'isobathe de 100 m se trouve à près de 10 km du littoral à l'extrémité du côté terre de la cuvette.

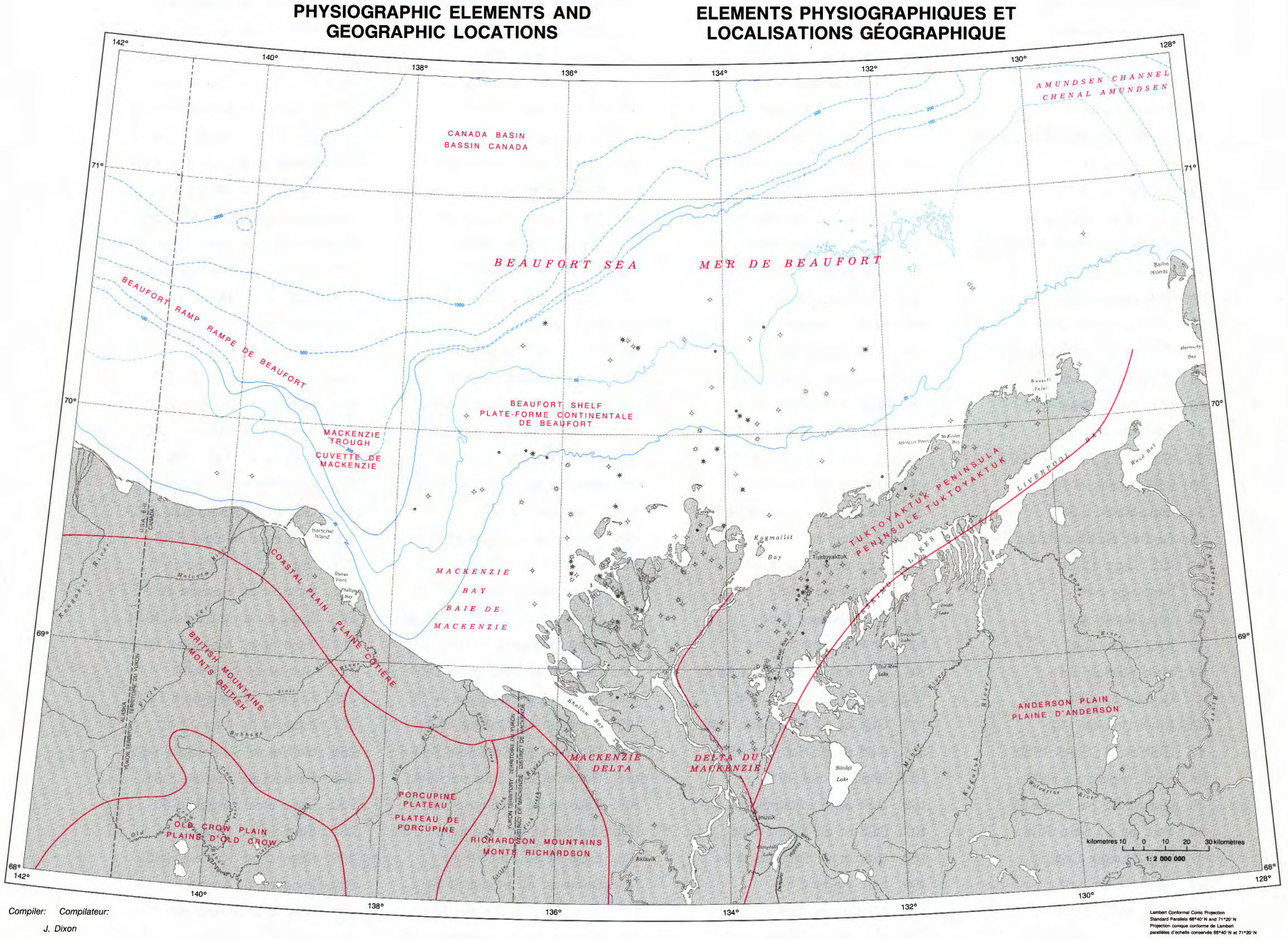
À l'est de la cuvette de Mackenzie, la plate-forme continentale est beaucoup plus étendue qu'à l'ouest et atteint 130 km de largeur. L'accore se situe aux environs de l'isobathe de 60 m, bien que la rupture de pente semble s'observer à une profondeur de plus en plus grande vers le nord-est. Le golfe Amundsen sépare la masse continentale et l'île Banks, les profondeurs d'eau oscillant entre 100 et 400 m dans ce chenal. Au nord du talus, le glacis continental s'amorce entre les profondeurs 1 100 et 1 800 m et se poursuit dans le bassin Canada sur plusieurs kilomètres.

La mer de Beaufort est entièrement englacée au cours de l'hiver, mais pendant les mois d'été et d'automne, de grandes étendues sont libres; il faut cependant noter que le pack glaciel permanent semble être animé d'un mouvement de va-et-vient sur le talus continental externe et le glacis continental interne. Les marées sont à leur minimum dans le mer de Beaufort et la région est dite microtidale (<2 m). Un fort courant nord-est est présent sur la plate-forme continentale, mais sur le talus et le glacis, le courant se dirige vers l'ouest et fait partie de la circulation arctique.

Le delta du Mackenzie et ses environs présentent un peuplement particulièrement dense pour une contrée arctique. La région cartographique compte trois communautés permanentes, soit Inuvik, Aklavik et Tuktoyaktuk, la première étant la plus importante avec sa population d'environ 3 000 habitants. L'agglomération d'Inuvik agit en tant que centre régional puisque de nombreux organismes fédéraux et territoriaux s'y sont établis. Tuktoyaktuk a pour sa part constitué le lieu de rassemblement des compagnies pétrolières menant des projets en mer; trois grands sites d'entreposage et de logistique y ont été actifs pendant la période de forage extracôtier (à la fin des années 70 et au début de la décennie suivante). Deux autres agglomérations se trouvent à la tête du delta du Mackenzie; il s'agit de Fort McPherson et d'Arctic Red River. S'ajoutent à ces communautés permanentes trois postes de radar isolés, dont l'un à la plage Komakuk, l'autre à la pointe Shingle et le dernier à la pointe Nicholson. Une quatrième station radar est centrée à Tuktoyaktuk.

PHYSIOGRAPHIC ELEMENTS AND GEOGRAPHIC LOCATIONS

ELEMENTS PHYSIOGRAPHIQUES ET LOCALISATIONS GÉOGRAPHIQUE



Compiler: Compilateur:

J. Dixon

FIGURE 1

WELL REFERENCE NUMBERS

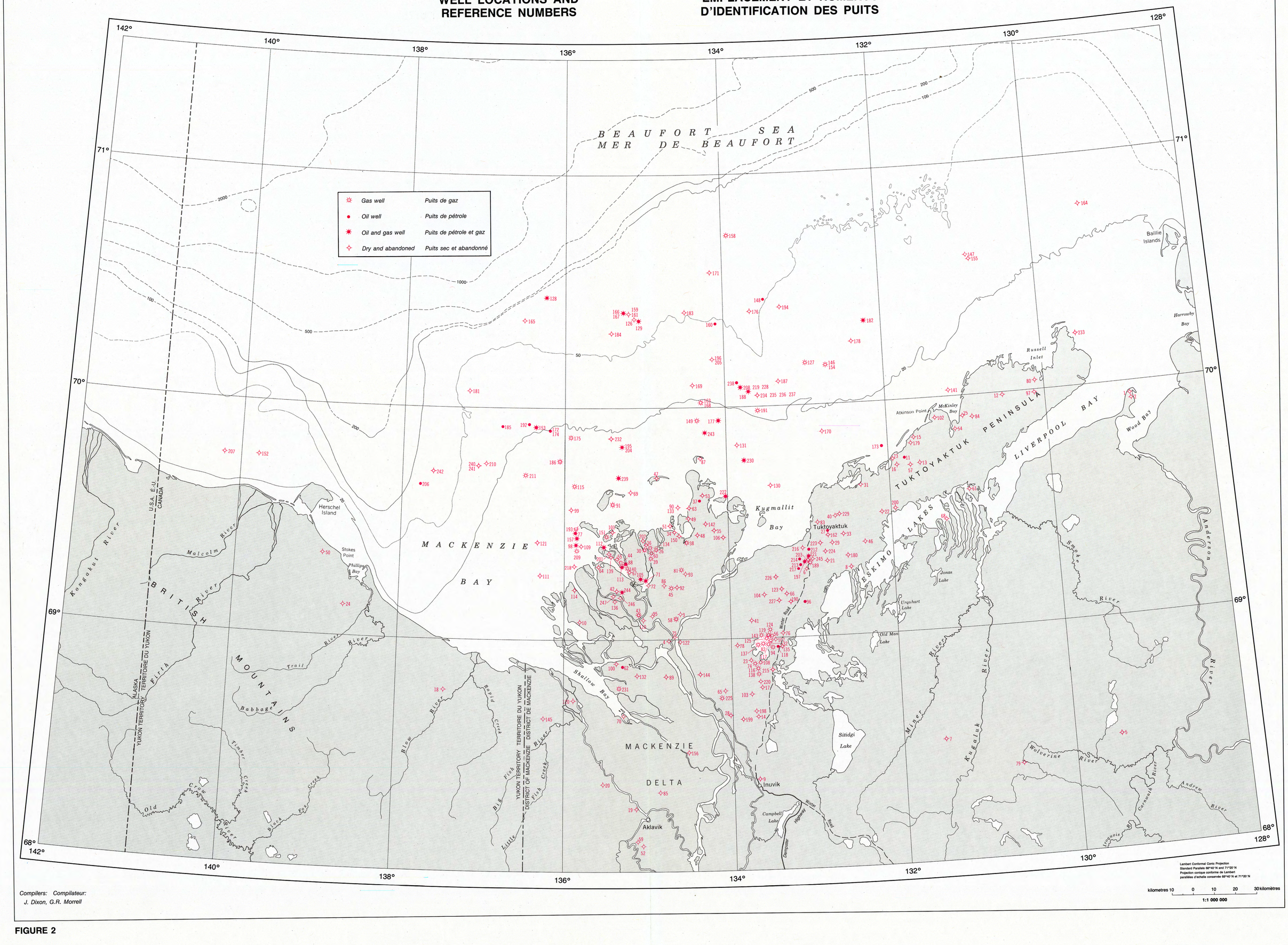
1. Texcan et al. Nicholson G-56
2. Texcan et al. Nicholson N-45
3. B.A. et al. Reindeer D-27
4. IOE et al. Tununuk K-10
5. CPOG Crossley Lake S. K-60
6. IOE Tuk F-18
7. CPOG Kugaluk N-02
8. IOE Eskimo J-07
9. Amoco et al. Inuvik D-54
10. IOE Ellice O-14
11. IOE Atkinson H-25
12. IOE Nuvorak O-09
13. IOE Natagnak K-23
14. Gulf Sholokpaoqak P-60
15. IOE Natagnak H-50
16. IOE Atkinson M-33
17. Gulf Onigat C-38
18. IOE Blow River YT E-47
19. Shell Aklavik A-37
20. Shell Beaverhouse Creek H-13
21. IOE Tuktu O-19
22. IOE Magak A-32
23. Gulf et al. Atigi G-04
24. IOE Spring River YT N-58
25. IOE Kanguk I-24
26. IOE Taglu G-33
27. IOE Mayogiak J-17
28. Gulf et al. Ikhil A-01
29. IOE Pikiolik E-54
30. Imp. Taglu West P-03
31. Imp. Kimik D-29
32. Gulf et al. Parsons F-09
33. IOE Pikiolik M-26
34. Imp. Mallik L-38
35. Gulf et al. Kilagmiotak F-48
36. IOE Taglu D-55
37. Imp. Ivik J-26
38. Imp. Mallik A-06
39. IOE Taglu C-42
40. Imp. Atertak E-41
41. Gulf et al. Siku C-55
42. Shell Unipkat I-22
43. Gulf et al. Titalik K-26
44. Shell Niglintgak H-30
45. Gulf et al. Ya Ya P-53
46. Imp. et al. Akku F-14
47. Imp. Nuktak C-22
48. Imp. Umiak J-37
49. Imp. Ivik C-52
50. Pac. et al. Roland Bay YT L-41
51. Imp. Mallik P-59
52. Union Aklavik F-17
53. Imp. Ivik N-17
54. Imp. et al. Kanguk F-42
55. Chevron et al. Upluk C-21
56. Gulf et al. Parsons N-10
57. Imp. et al. Natagnak K-53
58. Gulf et al. Reindeer F-36
59. Union Aklavik F-38
60. IOE Taglu D-43
61. Elf et al. Amaguk H-16
62. Shell Kugpik O-13
63. Imp. Ivik K-54
64. Imp. Langley E-29
65. Gulf et al. Ikhil I-37
66. Imp. Wagnark G-12
67. Shell Kumak C-58
68. Elf et al. Kiligvak I-29
69. Imp. Immerk B-48
70. Shell Unak B-11
71. Shell Kumak J-06
72. Gulf et al. Toapolok O-54
73. Imp. et al. Atkinson A-55
74. Gulf et al. Parsons P-53
75. Gulf et al. Reindeer A-41
76. Imp. Nuna A-32
77. Imp. Adgo F-28
78. Gulf et al. Atigi O-48
79. Union Wolverine H-34
80. Imp. et al. Russell H-23
81. Gulf et al. Ya Ya A-28
82. Gulf et al. Parsons O-27
83. Imp. Mayogiak L-39
84. Imp. et al. Amarok N-44
85. Shell Napoiak F-31
86. Gulf et al. Toapolok H-24
87. Imp. Pullen E-17
88. Shell Niglintgak M-19
89. Shell Kipnik O-20
90. Sun et al. Unark L-24
91. Sun et al. Pelly B-35
92. Gulf et al. Ya Ya M-33
93. Gulf et al. Ya Ya I-17
94. Gulf et al. Kamik D-58
95. Gulf et al. Kikoralok N-46
96. Dome et al. Imnak J-29
97. Imp. et al. Kapik J-39
98. Imp. Adgo P-25
99. Imp. Netserk B-44
100. Shell Kugpik L-24
101. Chevron et al. Upluk M-38
102. Imp. et al. Louth K-45
103. Gulf et al. Ogeoqeoq J-06
104. Gulf et al. Red Fox P-21
105. Shell Kumak K-16
106. Gulf et al. Kilagmiotak M-16
107. Gulf et al. Kamik L-60
108. Gulf et al. Parsons A-44
109. Imp. Adgo C-15
110. Shell et al. Titalik O-15
111. Imp. et al. Ikattok J-17
112. Sun et al. Garry P-04
113. Shell Niglintgak B-19
114. SOBC North Ellice J-23
115. Imp. Netserk F-40
116. Gulf et al. Parsons L-43
117. Gulf et al. Parsons N-17
118. Gulf et al. Kamik D-48
119. Gulf et al. Siku C-11
120. Shell Ulu A-35
121. Imp. Sarpik B-35
122. Gulf et al. Tununuk F-30
123. Imp. et al. Wagnark C-23

NUMÉROS D'IDENTIFICATION DES PUITS

124. Gulf et al. Siku A-12
125. Gulf et al. Parsons D-20
126. Hunt et al. Kopanoar D-14
127. Dome et al. Tingmiark K-91
128. Dome et al. Nektoralik K-59
129. Hunt et al. Kopanoar M-13
130. Imp. Kugmallit H-59
131. Imp. Arnak L-30
132. Shell Tullugak K-31
133. Sun et al. Unark L-24A
134. Imp. Taglu H-54
135. Gulf et al. Kamik F-38
136. Imp. et al. Kurk M-39
137. Gulf et al. Parsons L-37
138. Gulf et al. Parsons P-41
139. Chevron et al. Upluk A-42
140. Shell Kumak F-58
141. Imp. Kannerk G-42
142. Imp. Umiak N-10
143. Gulf et al. Siku E-21
144. Gulf et al. Ogruknang M-31
145. Chevron et al. Fish River B-60
146. Dome et al. Ukalerk C-50
147. Dome Kaglulik A-75
148. Dome Nerlerk M-98
149. Imp. Isserk E-27
150. Imp. Mallik J-37
151. Sun et al. Garry G-07
152. Dome Natsek E-56
153. Dome et al. Tarsiut A-25
154. Dome et al. Ukalerk 2C-50
155. Dome Kaglulik M-64
156. Esso et al. Napartok M-01
157. Esso Adgo J-27
158. Dome Kenalooak J-94
159. Dome et al. Kopanoar L-34
160. Dome et al. Koakoak O-22
161. Dome et al. Kopanoar 2L-34
162. Esso Mayogiak M-16
163. Esso et al. Issungnak O-61
164. Dome et al. Kilannak A-77
165. Dome et al. Orvilruk O-03
166. Dome et al. Kopanoar I-44
167. Dome et al. Kopanoar 2I-44
168. Esso et al. Issungnak 2O-61
169. Gulf et al. N. Issungnak L-86
170. Esso et al. Alerk P-23
171. Dome et al. Irkaluk B-35
172. Gulf et al. E. Tarsiut N-44
173. Esso et al. W. Atkinson L-17
174. Gulf et al. E. Tarsiut N-44A
175. Gulf et al. Kiggavik A-43
176. Dome et al. Aiverk 2I-45
177. Esso et al. Itiyok I-27
178. Dome et al. Uviluk P-66
179. Esso et al. Natagnak O-59
180. Esso et al. Pikiolik G-21
181. Dome et al. Natiak O-44
182. Dome et al. Havik B-41
183. Dome et al. Siulik I-05
184. Dome et al. Arluk E-90
185. Gulf et al. Pitsiulak A-05
186. Esso et al. Kadluk O-07
187. Gulf et al. Kogyuk N-67
188. Gulf et al. Amauligak J-44
189. Esso et al. Tuk L-09
190. Esso et al. Nuna A-10
191. Esso et al. Amerk O-09
192. Gulf et al. Tarsiut P-45
193. Esso et al. Adgo H-29
194. Dome et al. Nerlerk J-67
195. Esso et al. Nipterk L-19
196. Gulf et al. Akpak P-35
197. Esso et al. Tuk J-29
198. Gulf et al. Onigat D-52
199. Gulf et al. Shakgatlatachig D-50
200. Esso et al. Itkrilek B-52
201. Chevron et al. Upluk L-42
202. Esso et al. Taglu West H-06
203. Esso et al. Tuk H-30
204. Esso et al. Nipterk L-19A
205. Gulf et al. Akpak 2P-35
206. Dome et al. Adlartok P-09
207. Dome et al. Edlok N-56
208. Gulf et al. Amauligak I-65
209. Esso et al. Adgo G-24
210. Gulf et al. Aagnerk E-56
211. Esso et al. Minuk I-53
212. Esso et al. Tuktuk A-12
213. Esso et al. Tuk G-39
214. Esso et al. Tuk B-40
215. Gulf et al. Parsons F-02
216. Esso et al. Tuktuk H-22
217. Esso et al. Tuk G-48
218. Chevron et al. N. Ellice L-39
219. Gulf et al. Amauligak I-65A
220. Gulf et al. Onigat K-49
221. Esso et al. Tuktuk D-11
222. Esso et al. Hansen G-07
223. Esso et al. Mayogiak N-34
224. Esso et al. Mayogiak G-12
225. Gulf et al. Ikhil K-35
226. Esso et al. Wagnark L-36
227. Esso et al. Nuna E-40
228. Gulf et al. Amauligak I-65B
229. Esso et al. Atertak K-31
230. Esso et al. Arnak K-06
231. Shell et al. Unak L-28
232. Esso et al. Kaubvik I-43
233. Esso et al. Angasak L-03
234. Gulf et al. Amauligak F-24
235. Gulf et al. Amauligak 2F-24
236. Gulf et al. Amauligak 2F-24A
237. Gulf et al. Amauligak 2F-24B
238. Gulf et al. Amauligak O-86
239. Esso Chevron et al. Nipterk P-32
240. Gulf et al. Immiugak N-05
241. Gulf et al. Immiugak A-06
242. Amoco Kingark J-54
243. Esso Chevron et al. Isserk I-15
244. Shell Unipkat N-12
245. Esso PCI Home et al. Tuk E-20
246. Shell Unipkat B-12
247. Shell Shavilig J-21

WELL LOCATIONS AND REFERENCE NUMBERS

EMPLACEMENT ET NUMÉROS D'IDENTIFICATION DES PUITS



Compilers: Compilateur:
J. Dixon, G.R. Morrell

Lambert Conformal Conic Projection
Standard Parallels 68°40' N and 71°20' N
Projection conique conforme de Lambert
parallèles d'echelle conservée 68°40' N et 71°20' N

kilometres 10 0 10 20 30 kilomètres
1:1 000 000

FIGURE 2

REGIONAL GEOLOGICAL AND GEOPHYSICAL SETTING

CONTEXTE GÉOLOGIQUE ET CADRE GÉOPHYSIQUE À L'ÉCHELLE RÉGIONALE

Photo: L. Lane

STRUCTURAL TRENDS AND BEDROCK GEOLOGY IN THE BEAUFORT–MACKENZIE REGION
(Fig. 3)

L.S. Lane and J.R. Dietrich

A regional compilation map (Fig. 3) of surface geology and subsurface structural features in the Beaufort–Mackenzie region outlines a number of major tectonic elements and trends within Proterozoic to Tertiary strata (see Lane and Dietrich, 1991, and Dietrich and Lane, 1991, for a more detailed account of the structures and their interpretation). The onshore bedrock geology is compiled largely from published sources (Norris, 1981a to d; Yorath and Cook, 1981). Some units were consolidated and many of the structures have been omitted for the sake of clarity in the reduction to 1:1 million scale. Significant new data have been incorporated into the compilation from the British Mountains, Barn Mountains and the Blow River area, as well as less extensive updates for other areas, all based on recent detailed work. Structures within the Tertiary fill of the Beaufort–Mackenzie Basin have been mapped from seismic data in the outer Mackenzie Delta (Richards Island) and central and western Beaufort Sea areas and are mostly pre-Pliocene in age.

The subsurface structures in the offshore Mackenzie Bay area extend onshore into the Yukon and NWT coastal plain where erosional remnants of Tertiary strata occur locally in outcrop and in the subsurface. The most areally extensive Tertiary structures are large amplitude, linear to curvilinear folds, many of which occur within a regional arcuate belt extending from the outer Mackenzie Delta area to the Beaufort shelf offshore northeast Alaska. The folds are aligned in N-S to NW-SE trends in the southeastern part of the foldbelt and in SW-NE trends in the western part of the foldbelt beneath the Beaufort shelf in the Canada–USA border area. Many of the folds are asymmetrical in cross-section and are cored by basinward-verging or, more rarely, landward-verging thrust faults. In many parts of the basin the Tertiary folds appear to be structurally detached above one or more décollements within lowermost Tertiary or Cretaceous strata. Detached, thrust-cored folds have been mapped as far north as the shelf edge beneath the north-central Beaufort Sea. The northern edge of the foldbelt occurs some 200 km offshore, beyond which Tertiary strata are relatively undeformed. The foldbelt developed through multiple phases of regional mid-Tertiary tectonism and compression. Unconformities and syntectonic depositional patterns within the Tertiary basin-fill indicate that compressional folding occurred episodically from Early Eocene to Late Miocene time, with a major phase of folding occurring in the Middle Eocene. The Eocene folds were locally deformed and uplifted during a Late Miocene phase of tectonism, producing complex structural zones such as the Blow River and Herschel highs. The development of the Herschel High was also accompanied by Late Eocene to Miocene subsidence and sedimentation within the adjacent Demarcation sub-basin (Dietrich and Lane, 1992). Structures in the northern part of the foldbelt have WNW-ESE trends and a noticeable divergence in structural trends occurs across the Beaufort ramp edge (a seafloor escarpment and underlying fault zone) beneath the slope region of the western Beaufort Sea. The divergence in fold trends and differential timing of fold growth across the Beaufort Ramp edge indicate a complex tectonic history in this part of the basin, including northwest-directed Middle Eocene compression and north-directed Late Miocene compression.

The arcuate trend of the offshore fold and thrust belt is apparent onshore, in the eastward to southeastward strike of structures in Alaska and northwestern Yukon, whereas farther east, in the Blow River area and Richardson Mountains, the structures strike north-south. The structural geometry of the region is due principally to Eocene Brookian deformation. These structures locally overprint Paleozoic compressional structures, as well as Jurassic–Cretaceous extensional structures, resulting in locally complex kinematic histories.

Tertiary extensional faults are also common in the Beaufort–Mackenzie Basin, with two areas in particular containing abundant growth faults (the Taglu and Tarsiut–Amauligak fault zones). The Taglu Fault Zone consists of E-W and SW-NE normal faults, most of which are downthrown basinward (to the north or northwest). Fault growth in the Taglu zone occurred principally during Paleocene-Eocene deposition, with later fault reactivation in the Miocene. Although most of the Tertiary faults are listric and detached at depth, the development of the Taglu zone appears to have been partly controlled by pre-existing basement structure along the northwest margin of the Cretaceous Kugmallit Trough. Southwest-northeast oriented faults in the western Beaufort Sea area (near Herschel Island) are Eocene normal faults with younger reactivation. The Tarsiut–Amauligak Fault Zone consists of E-W to SW-NE trending, detached normal faults with both north-side- (basinward) and south-side-down offsets. Fault growth in the Tarsiut–Amauligak zone occurred during Oligocene and Miocene deposition. Within both the Tarsiut–Amauligak and Taglu fault zones, rotation of Tertiary strata between adjacent faults produced footwall structural traps for major hydrocarbon accumulations (e.g. the Taglu gas field and the Amauligak oil field). Other, more structurally complex hydrocarbon traps occur where normal faults crosscut segments of the Tertiary foldbelt (e.g. Tarsiut oil field).

The southeastern portion of the Tertiary Beaufort–Mackenzie Basin is underlain by the SW-NE trending Aklavik Arch Complex, consisting of the Eskimo Lakes Arch, Eskimo Lakes Fault Zone, and Cache Creek High. The Eskimo Lakes Fault Zone consists of numerous down-to-northwest faults that developed during the Cretaceous rifting that produced the oceanic Canada Basin. The faults extend into and offset pre-Mesozoic rocks. Outboard of the Aklavik Arch Complex there is another fault zone or basement ramp, the Outer Platform Hingeline, that marks a major crustal boundary below the Beaufort–Mackenzie basin-fill. Southeast of the Aklavik Arch Complex, the Arctic Platform consists of a thick succession of northwest-dipping, moderately deformed Paleozoic and Proterozoic strata.

The Blow River area has been a focal point for hypotheses of the origin of Canada Basin (southern Arctic Ocean). Recent detailed mapping (Lane, 1988) has shown that at least 5 km and possibly as much as 10 km of Albian flysch were deposited in the Albian Blow Trough. Although it is probable that a rift setting accommodated these deposits, present structures do not preserve significant extension or transcurrent faulting in the Albian and younger succession. In fact, the structures present are chevron folds and local thrust faults, probably contiguous with Eocene Brookian structures imaged seismically offshore (Lane, 1988).

ORIENTATIONS STRUCTURALES ET GÉOLOGIE DU SOCLE DANS LA RÉGION DE BEAUFORT–MACKENZIE
(fig. 3)

L.S. Lane et J.R. Dietrich

Une carte de compilation à l'échelle régionale de la région de Beaufort–Mackenzie (fig. 3), visualisant d'une part le contexte géologique des unités de surface et d'autre part les entités structurales de subsurface, met en évidence un certain nombre d'éléments tectoniques et d'orientations d'importance dans des strates du Protérozoïque au Tertiaire; un résumé plus détaillé des éléments structuraux et de leur interprétation est donné dans Lane et Dietrich (1991) et Dietrich et Lane (1991). La géologie continentale du socle a été essentiellement établie à partir de documents publiés (Norris, 1981a à d; Yorath et Cook, 1981). Quelques unités ont été groupées et plusieurs éléments structuraux omis par souci de clarté dans la réduction à l'échelle de 1/1 000 000. La carte de compilation englobe de nouvelles données significatives sur les monts British et Barn ainsi que sur le secteur de la rivière Blow, mais aussi des mises à jour de moindre étendue concernant d'autres portions de territoire; ces informations relèvent toutes de travaux de détail récents. Les entités structurales associées au matériel de remplissage tertiaire du bassin de Beaufort–Mackenzie ont été cartographiées à partir de levés sismiques effectués dans les régions du delta du Mackenzie externe (île Richards) et de la mer de Beaufort centre et ouest; elles sont principalement antérieures au Pliocène.

Les éléments structuraux de subsurface observés au large des côtes de la baie Mackenzie se poursuivent sur le continent, dans la zone de plaine côtière du Yukon et des T.N.-O., où des lambeaux d'érosion de strates tertiaires sont signalés par endroits en affleurement et en subsurface. Les entités structurales les plus importantes en surface consistent en des plis de grande amplitude à trace axiale linéaire à curviligne, dont plusieurs sont compris dans une zone arquée locale qui s'étend du delta du Mackenzie externe à la région extracôtière de la portion nord-est de l'Alaska, soit la plate-forme continentale de la mer de Beaufort. Les plis s'alignent selon diverses orientations : N-S à NO-SE dans la partie sud-est de la zone de plissement et SO-NE dans sa partie ouest, sous la plate-forme continentale de la mer Beaufort (région frontière entre le Canada et les É.-U.). Les coupes montrent que de nombreux plis sont asymétriques et présentent en leur coeur des failles de chevauchement à vergence vers le bassin ou moins fréquemment vers le continent. Dans bien des portions du bassin, les plis tertiaires semblent avoir subi un décollement structural au-dessus d'une ou plusieurs surfaces de décollement que l'on observe dans les strates basales du Tertiaire ou du Crétacé. Sur la carte, les plis de décollement au coeur desquels logent des structures de chevauchement sont identifiés aussi loin qu'au niveau de l'accore dans le centre nord de la mer de Beaufort. La limite septentrionale de la zone de plissement se situe à quelque 200 km au large des côtes, frontière au-delà de laquelle les strates tertiaires sont relativement peu déformées. La zone de plissement s'est formée au Tertiaire moyen, en plusieurs phases régionales d'activité tectonique et de compression. Les discordances et les faciès sédimentaires syntectoniques associés aux matériaux de remplissage du Tertiaire permettent de déduire que les plis de compression se sont formés par étapes entre l'Éocène inférieur et le Miocène supérieur, une phase majeure de plissement étant assignée à l'Éocène moyen. Un épisode d'activité tectonique au Miocène supérieur a localement déformé et soulevé les plis éocènes, ce qui est à l'origine de zones structurales complexes comme les hauteurs de Blow River et de Herschel. La formation de l'entité de Herschel relève en plus de la subsidence de l'Éocène supérieur au Miocène et de la sédimentation dans le sous-bassin adjacent de Demarcation (Dietrich et Lane, 1992). Les éléments structuraux de la zone de plissement septentrionale présentent une orientation ONO-ESE; en outre, une divergence notable des orientations structurales est notée de part et d'autre de la bordure de la rampe de Beaufort, constituée d'une falaise marine ainsi que d'une zone de failles sous-jacente et située sous la zone de talus de la mer de Beaufort occidentale. La divergence susmentionnée et le non-synchronisme de formation des plis au niveau de la bordure de la rampe de Beaufort témoignent d'une suite d'événements tectoniques complexes dans cette portion du bassin, dont notamment deux phases de compression : l'une à vergence nord-ouest à l'Éocène moyen et l'autre à vergence nord au Miocène supérieur.

La forme arquée de la zone extracôtière de plissement et de chevauchement est également observable sur le continent; en effet, les éléments structuraux de l'Alaska et de la partie nord-ouest du Yukon s'orientent vers l'est et le sud-est, tandis que plus à l'est, dans la région de la rivière Blow et des monts Richardson, ils sont disposés selon un axe nord-sud. La géométrie structurale de la région a été principalement façonnée par la déformation brookienne de l'Éocène. Par endroits, ces entités structurales se superposent aux éléments de compression du Paléozoïque de même qu'à ceux d'extension du Jurassique-Crétacé, donnant lieu par endroits à une cinématique complexe.

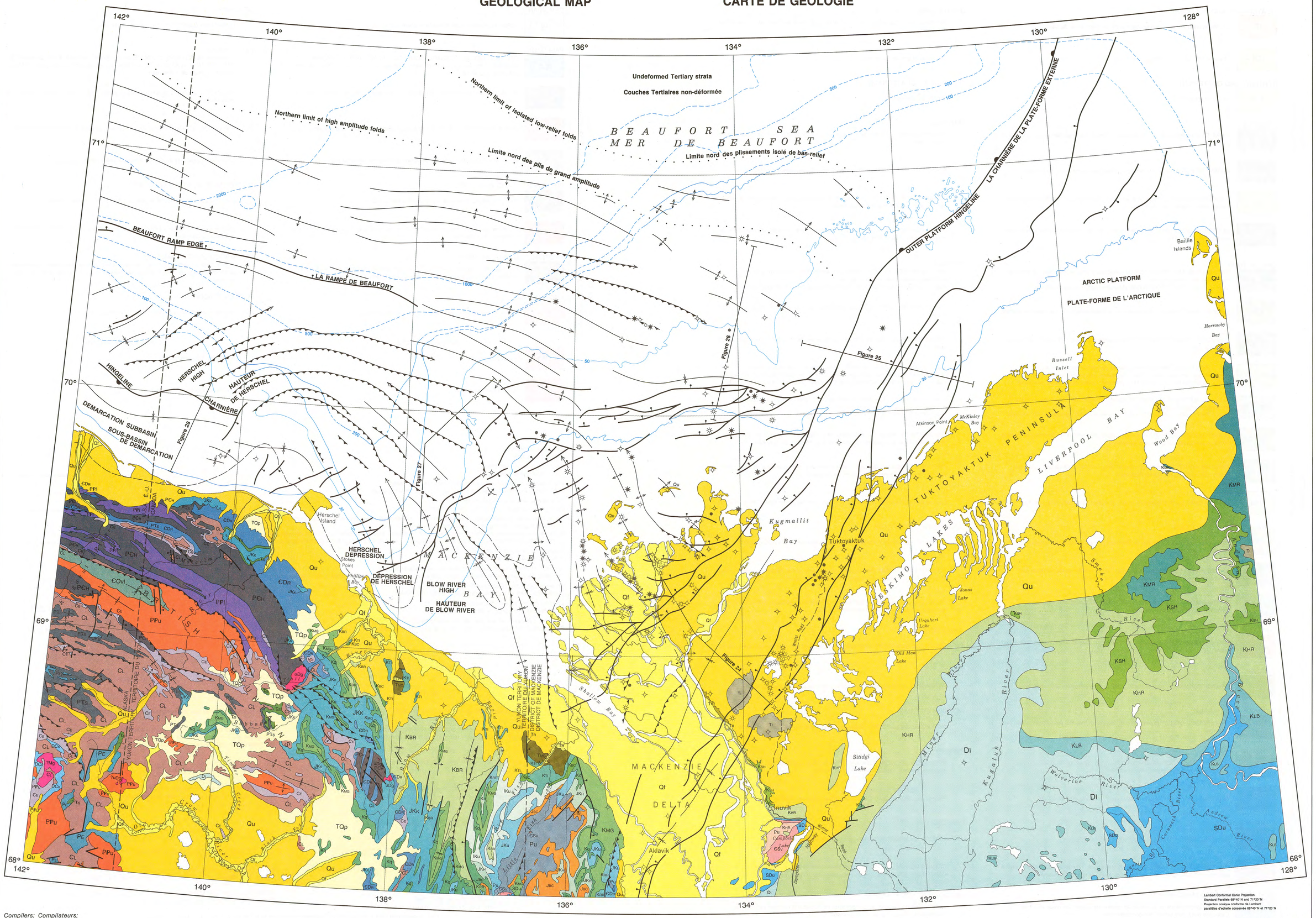
Les failles d'extension tertiaires sont également monnaie courante dans le bassin de Beaufort–Mackenzie, celles de type synsédimentaire étant particulièrement abondantes dans deux régions, soit les zones de failles de Taglu et de Tarsiut–Amauligak. La zone de Taglu se compose de failles normales d'orientation E-O et SO-NE, pour la plupart à compartiment affaissé du côté du bassin, c'est-à-dire au nord ou au nord-ouest. La formation des failles synsédimentaires de cette zone est principalement associée à la période de sédimentation paléocène-éocène; il y a eu une réactivation au Miocène. Bien que la majorité des failles tertiaires soient listriques et aient subi un décollement en profondeur, il semble que la formation de la zone de Taglu ait été partiellement régie par les structures préexistantes du socle, observées le long de la marge nord-ouest de la cuvette crétacée de Kugmallit. Les failles normales d'orientation SO-NE de la mer de Beaufort occidentale (près de l'île Herschel) datent de l'Éocène et ont été réactivées à une époque plus récente. La zone de Tarsiut–Amauligak est caractérisée par des failles normales d'orientation E-O et SO-NE, qui ont subi un décollement et qui ont été décalées tant du côté nord (vers le bassin) que du côté sud. La formation des failles synsédimentaires de la zone de Tarsiut–Amauligak est associée aux sédimentations oligocène et miocène. Dans les deux zones décrites ci-haut, la rotation de strates tertiaires entre des failles adjacentes s'est soldée par la formation de pièges structuraux de compartiment inférieur, à l'origine d'importantes accumulations d'hydrocarbures (par ex. champ de gaz Taglu et champ de pétrole Amauligak). D'autres pièges d'hydrocarbures plus complexes du point de vue structural s'observent aux endroits ou les failles normales recoupent des sections de la zone de plissement du Tertiaire (par ex. champ de pétrole Tarsiut).

La portion sud-est du bassin tertiaire de Beaufort–Mackenzie est l'emplacement du complexe de l'arche d'Aklavik d'orientation SO-NE, dont fait partie l'arche d'Eskimo Lakes, la zone de failles du même nom et la hauteur de Cache Creek. La zone d'Eskimo Lakes compte de nombreuses failles à compartiment affaissé au nord-ouest, dont la formation remonte au rifting crétacé à l'origine du bassin océanique Canada. Les failles se poursuivent dans des roches pré-mésozoïques, en plus de les décaler. Au-delà du complexe de l'arche d'Aklavik, on note la présence d'une autre zone de failles ou rampe de socle, en l'occurrence la charnière de la plate-forme externe qui représente une frontière crustale majeure sous le matériel de remplissage du bassin de Beaufort–Mackenzie. La Plate-forme de l'Arctique se trouve au sud-est du complexe de l'arche d'Aklavik et se compose d'une épaisse succession de strates modérément déformées à pendage nord-ouest, datant du Paléozoïque et du Protérozoïque.

La région de la rivière Blow a joué un rôle important dans la formulation des hypothèses sur l'origine du bassin Canada (océan Arctique méridional). La cartographie de détail récente (Lane, 1988) a démontré qu'au moins 5 km et peut-être jusqu'à 10 km de flysch albien ont été déposés dans la cuvette de Blow, datant du même âge. Bien que la sédimentation ait pu s'effectuer dans un milieu de rift, les éléments structuraux actuels ne présentent pas de traces d'importantes failles d'extension ou de coulissage tant dans la succession albienne que dans les strates plus jeunes. Le contexte structural se compose plutôt de plis en chevron et de failles de chevauchement locales, contigus aux entités brookiennes d'âge éocène identifiées sur les levés sismiques extracôtiers (Lane, 1988).

GEOLOGICAL MAP

CARTE DE GÉOLOGIE



Compilers: Compilateurs:
L.S. Lane, J.R. Dietrich

FIGURE 3

LEGEND

CENOZOIC / CÉNOZOÏQUE

QUATERNARY AND HOLOCENE

Qu — *Undifferentiated moraine, lacustrine, marine and estuarine deposits*

Qf — *Fluviatile silt, sand and gravel*

TERTIARY AND QUATERNARY

TQp — *Pediment deposits*

TERTIARY

Tl — *IPERK GROUP (Pliocene to Pleistocene): marine and nonmarine mudstone and gravel*

Tk — *KUGMALLIT FORMATION (Oligocene): deltaic sandstone and conglomerate*

Tr — *REINDEER FORMATION (Paleocene and Eocene): marine and nonmarine sandstone, conglomerate, lignite and mudstone*

Tmc — *MOOSE CHANNEL FORMATION (Paleocene): alluvial, deltaic and littoral sandstone, mudstone and siltstone*

MESOZOIC / MÉSOZOÏQUE

CRETACEOUS

Kti | Kmr — Kti – *TENT ISLAND FORMATION (Maastrichtian): marine and fluviatile mudstone, sandstone and conglomerate*
Kmr – *MASON RIVER FORMATION (Maastrichtian): marine mudstone*

Ksh — *SMOKING HILLS FORMATION (Santonian to Campanian): marine bituminous shale*

Kbc — *BOUNDARY CREEK FORMATION (Cenomanian to Turonian): marine bituminous shale, bentonite*

Kbr | Khr — Kbr – *Albian Flysch (informal unit): marine (turbiditic) shale, sandstone and conglomerate; includes Rapid Creek Formation: phosphatic iron formation*
Khr – *HORTON RIVER FORMATION (Albian): marine black shale, bentonite*

Klb | Krr — Klb – *LANGTON BAY FORMATION (Aptian): marine and nonmarine sandstone, siltstone, mudstone and coal*
Krr – *RAT RIVER FORMATION (Aptian): marine (shelf) sandstone and siltstone*

Kmg — *MOUNT GOODENOUGH FORMATION (upper Hauterivian to Barremian): marine (shelf, slope) shale, siltstone and sandstone*

Kq — *PARSONS GROUP (Berriasian to Hauterivian): quartzose sandstone and shale; locally only involves the Kamik Formation*

lKu — *Undifferentiated lower Cretaceous rocks, including* Kbr, Krr, Kmg *and* Kq

JURASSIC AND CRETACEOUS

JKh — *HUSKY FORMATION (Oxfordian to Berriasian): marine shale and siltstone*

JKk — *KINGAK FORMATION (Hettangian to Berriasian): marine shale, siltstone and sandstone; may include younger rocks in shale facies*

JKu — *Undifferentiated Jurassic and Cretaceous rocks, including* JKh, JKk, *Jurassic Porcupine River Formation and* Jbc

JURASSIC

Jbc — *BUG CREEK GROUP (Sinemurian to Oxfordian): marine sandstone, siltstone and shale*

TRIASSIC

Ts — *SHUBLIK FORMATION (Anisian to Norian): marine limestone and sandstone*

PERMIAN AND TRIASSIC

PTs — *SADLEROCHIT GROUP (Sakmarian to Scythian): marine sandstone, shale and limestone*

PERMIAN

Pe — *ECHOOKA FORMATION (Sadlerochit Group, Sakmarian to Kazanian): marine quartzite, limestone, siltstone and mudstone*

Pu — *Undifferentiated Permian rocks: marine shale, siltstone and limestone*

PALEOZOIC / PALÉOZOÏQUE

CARBONIFEROUS

Cl — *LISBURNE GROUP (Visean to Moscovian): marine limestone*

Ce — *ENDICOTT GROUP (Kekiktuk and Kayak formations, Tournaisian to Visean): marine and nonmarine conglomerate, sandstone, shale, coal and limestone*

DEVONIAN AND CARBONIFEROUS

DCk — *Kanayut Conglomerate or Kekiktuk Conglomerate (upper Devonian to lower Carboniferous): sandstone and conglomerate*

LÉGENDE

CENOZOIC / CÉNOZOÏQUE

QUATERNAIRE ET HOLOCÈNE

Sédiments non différenciés: moraine ainsi que matériaux lacustres, marins et d'estuaire

Silt, sable et gravier fluviatiles

TERTIAIRE ET QUATERNAIRE

Dépôts de pédiment

TERTIAIRE

GROUPE D'IPERK (Pliocène au Pléistocène): mudstone et gravier de milieux marin et non marin

FORMATION DE KUGMALLIT (Oligocène): grès et conglomérat deltaïques

FORMATION DE REINDEER (Paléocène et Éocène): grès, conglomérat, lignite et mudstone de milieux marin et non marin

FORMATION DE MOOSE CHANNEL (Paléocène): grès, mudstone et siltstone de milieux alluvial, deltaïque et littoral

MESOZOIC / MÉSOZOÏQUE

CRÉTACÉ

Kti – *FORMATION DE TENT ISLAND (Maastrichtien): mudstone, grès et conglomérat de milieux marin et fluvial*
Kmr – *FORMATION DE MASON RIVER (Maastrichtien): mudstone marin*

FORMATION DE SMOKING HILLS (Santonien au Campanien): shale bitumineux marin

FORMATION DE BOUNDARY CREEK (Cénomanien au Turonien): shale bitumineux marin et bentonite

Kbr – *Flysch albien (unité informelle): shale grès et conglomérat marins (turbiditiques); dont la Formation de Rapid Creek : formation ferrifère à phosphate*
Khr – *FORMATION DE HORTON RIVER (Albien): shale noir marin et bentonite*

Klb – *FORMATION DE LANGTON BAY (Aptien): grès, siltstone, mudstone et charbon de milieux marin et non marin*
Krr – *FORMATION DE RAT RIVER (Aptien): grès et siltstone marins de plate-forme continentale*

FORMATION DE MOUNT GOODENOUGH (Hauterivien supérieur au Barrémien): shale, siltstone et grès marins de plate-forme et de talus continentaux

GROUPE DE PARSONS (Berriasien au Hauterivien): grès quartzeux et shale; par endroits, seule la Formation de Kamik est présente

Roches non différenciées du Crétacé inférieur, dont les unités Kbr, Krr, Kmg *et* Kq

JURASSIQUE ET CRÉTACÉ

FORMATION DE HUSKY (Oxfordien au Berriasien): shale et siltstone marins

FORMATION DE KINGAK (Hettangien au Berriasien): shale, siltstone et grès marins; le faciès de shale peut comprendre des roches plus jeunes

Roches non différenciées du Jurassique et du Crétacé, dont les unités JKh, JKk, *la formation jurassique de Porcupine River et* Jbc

JURASSIQUE

GROUPE DE BUG CREEK (Sinémurien à l'Oxfordien): grès, siltstone et shale marins

TRIAS

FORMATION DE SHUBLIK (Anisien au Norien): calcaire et grès marins

PERMIEN ET TRIAS

GROUPE DE SADLEROCHIT (Sakmarien au Scythien): grès, shale et calcaire marins

PERMIEN

FORMATION D'ECHOOKA (Groupe de Sadlerochit, Sakmarien au Kazanien): quartzite, calcaire, siltstone et mudstone marins

Roches non différenciées du Permien: shale, siltstone et calcaire marins

PALEOZOIC / PALÉOZOÏQUE

CARBONIFÈRE

GROUPE DE LISBURNE (Viséen au Moscovien): calcaire marin

GROUPE D'ENDICOTT (formations de Kekiktuk et de Kayak, Tournaisien au Viséen): conglomérat, grès, shale, charbon et calcaire de milieux marin et non marin

DÉVONIEN ET CARBONIFÈRE

Conglomérat de Kanayut ou Conglomérat de Kekiktuk (Dévonien supérieur au Carbonifère inférieur): grès et conglomérat

PALEOZOIC / PALÉOZOÏQUE

DEVONIAN

Dl — *IMPERIAL FORMATION: sandstone, shale and siltstone*

PALEOZOIC

SDu — *DELORME, OGILVIE, GOSSAGE, BEAR ROCK, HUME, HARE INDIAN and RAMPARTS formations; undifferentiated (Silurian to Devonian): marine limestone, dolostone and shale*

ЄDr — *ROAD RIVER FORMATION (Cambrian to Devonian): marine shale, chert and limestone*

ЄSv — *VUNTA FORMATION (Cambrian to Silurian): marine limestone and dolostone*

ЄOvl — *Whale Mountain volcanic rocks, limestone and argillite (informal unit)*

PROTEROZOIC / PROTÉROZOÏQUE

PROTEROZOIC AND PALEOZOIC

PPl — *Dark grey clastic limestone; minor argillite and siltstone*

PPu — *Undifferentiated Proterozoic and Paleozoic rocks: quartzite, argillite, calcareous sandstone and siltstone*

PROTEROZOIC AND CAMBRIAN

PЄh — *Red and green argillite, quartzite; minor chert and limestone; in part equivalent to Hyland Group (Selwyn Basin) and Neruokpuk Formation (Alaska)*

PROTEROZOIC

Pu — *Undifferentiated rocks presumed to be Proterozoic in age*

INTRUSIVE ROCKS

?Mg — *?Mesozoic granite*

uDg — *Upper Devonian granite*

DÉVONIEN

FORMATION D'IMPERIAL: grès, shale et siltstone

PALÉOZOÏQUE

Formations de DELORME, d'OGILVIE, de GOSSAGE, de BEAR ROCK, de HUME, de HARE INDIAN et de RAMPARTS; non différenciées (Silurien au Dévonien): calcaire, dolomie et shale de milieu marin

FORMATION DE ROAD RIVER (Cambrien au Dévonien): shale, chert et calcaire de milieu marin

FORMATION DE VUNTA (Cambrien au Silurien): calcaire et dolomie de milieu marin

Volcanites, calcaire et argilite de Whale Mountain (unité informelle)

PROTÉROZOÏQUE ET PALÉOZOÏQUE

Calcaire clastique gris foncé; argilite et siltstone en quantité mineure

Roches non différenciées du Protérozoïque et du Paléozoïque: quartzite, argilite, grès calcareux et siltstone

PROTÉROZOÏQUE ET CAMBRIEN

Argilite rouge et verte, quartzite; chert et calcaire en quantité mineure; équivalent partiel du Groupe de Hyland (bassin de Selwyn) et de la Formation de Neruokpuk (Alaska)

PROTÉROZOÏQUE

Roches non différenciées présumées du Protérozoïque

ROCHES INTRUSIVES

Granite du Mésozoïque?

Granite du Dévonien supérieur

Geological boundary
Limite géologique

Fault (displacement unknown)
Faille (déplacement inconnu)

Fault, reverse or normal (solid circle indicates downthrow side)
Faille inverse ou normale (cercles pleins sur le compartiment affaissé)

Fault (arrow indicates relative movement)
Faille (flèche dans le sens du mouvement relatif)

Thrust fault (teeth indicate upthrust side); offshore: asymmetric anticlines, structures locally observed on seismic profiles to be thrust-cored (teeth on gently dipping limbs, arrow indicates plunge)
Faille de chevauchement (dents sur le compartiment supérieur); zone extracôtière: anticlinaux asymétriques, structures au coeur (zone axiale) formé d'un chevauchement observées localement sur les profils sismiques (dents sur les flancs à pendage faible et flèche dans le sens de la plongée)

Anticline (arrow indicates plunge)
Anticlinal (flèche dans le sens de la plongée)

Syncline; offshore: includes subbasin axes (arrow indicates plunge)
Synclinal; zone extracôtière: représentation des axes des sous-bassins (flèche dans le sens de la plongée)

Erosional zero edge of post-middle Eocene strata
Limites d'érosion des strates postérieures à l'Éocène moyen

Location of seismic reflection lines
Emplacement des lignes de sismique-réflexion — Figure 27

Well status (oil, gas, oil and gas, dry and abandoned)
Classification des puits (pétrole, gaz, pétrole et gaz, sec et abandonné)

NOTES

1. Many of the structures have been omitted for clarity
2. Units commonly contain small exposures of stratigraphically adjacent units too small to depict at this scale, particularly in structurally complex areas
3. L.S. Lane compiled onshore data, J.R. Dietrich compiled offshore data
4. Mackenzie Delta and offshore structures are identified on seismic profiles and affect rocks of Miocene and older ages, without an expression at the surface

NOTES

Plusieurs structures n'ont pas été montrées par souci de clarté

Les unités comprennent souvent de petits affleurements d'unités stratigraphiquement adjacentes qui ne sont pas assez gros pour être visibles à cette échelle, plus particulièrement dans des régions au contexte structural complexe

Les données sur la géologie continentale ont été compilées par L.S. Lane et celles sur la géologie marine, par J.R. Dietrich

Les structures du delta du Mackenzie et de la zone extracôtière sont identifiées sur les profils sismiques; elles sont observées dans les roches miocènes et plus anciennes et n'apparaissent pas en surface

SOURCES (ONSHORE GEOLOGY)

Brosgé, W.P., Reiser, H.N., Dutro, J.T., Jr., Detterman, R.L. 1976.
Cecile, M.P. 1988.
Dixon, J. 1986.
Lane, L.S. 1988.
Lane, L.S., Cecile, M.P. 1989.
Lane, L.S., Kelley, J.S., Wrucke, C.T. 1991.

Also, unpublished data from/Également, données inédites de M.P. Cecile, J. Dixon, L.S. Lane, J. Utting.

SOURCES (GÉOLOGIE CONTINENTALE)

Norris, D.K. 1981a, 1981c, 1985.
Reiser, H.N., Brosgé, W.P., Dutro, J.T., Jr., Detterman, R.L. 1980.
Poulton, T.P. 1989.
Yorath, C.J., Cook, D.G. 1981.
Young, F.G., Robertson, B.T. 1984.

FIGURE 3 (Cont'd.)

REGIONAL TECTONIC ELEMENTS
(Fig. 4)

J. Dixon

The Beaufort–Mackenzie area is characterized by a relatively simple structural terrain southeast of the Eskimo Lakes Arch, an area that contains the Anderson Basin, Carnwath Platform and Peel Trough. A more complex folded and faulted terrain lies to the northwest and west of the arch, which is part of the Cordilleran Fold Belt.

Anderson Basin is defined by its thin Cretaceous fill that is underlain by lower Paleozoic strata of the Carnwath Platform. The latter consists of a northwest-dipping homoclinal wedge of lower Paleozoic strata. The Peel Trough is underlain by upper Aptian and Albian strata, and in places by the Upper Devonian Imperial Formation. All three elements are underlain by a thick, highly deformed Proterozoic succession. The three tectonic elements are part of the North American craton.

The Eskimo Lakes Arch and its northwest-bounding faults of the Eskimo Lakes Fault Zone form the southeast, rifted boundary of the Beaufort–Mackenzie Basin (Cook et al., 1987). The principal faults are large-scale, oceanward-facing, listric normal faults that appear to sole-out deep within Proterozoic strata (Cook et al., 1987). Movement on these faults was principally during the Jurassic and Early Cretaceous, although some younger reactivation has occurred. The listric faults may have been initiated along precursor thrust faults. Immediately to the northwest of the fault zone there is a thick succession of Jurassic and Lower Cretaceous strata in the Kugmallit Trough and Canoe Depression, features that have limited expression in younger strata.

The uplifts, highs, depressions and sub-basins identified west of Eskimo Lakes Arch are identified by their present-day stratigraphic–structural setting, although many have been tectonic elements in the past. The tectonic elements on land are identified on the basis of pre-Tertiary strata, whereas those offshore are in Tertiary rocks. For example, the Rapid Depression is identified on the basis of its Albian fill, with older strata bounding it to the east, west and south. North of Rapid Depression, under Mackenzie Bay, there is the Blow River High, which contains Tertiary strata.

Cache Creek Uplift is a fault-bounded feature with Permian strata exposed at its core. On the southern margin of Cache Creek Uplift is the White Uplift, cored by lower Paleozoic rocks. West of Rapid Depression is the Barn Uplift, cored by isoclinally folded and faulted lower Paleozoic strata. Southwest of the Barn Uplift is the Old Crow–Babbage Depression that has Jurassic and Lower Cretaceous strata on its flanks and a central fill (at surface) of Tertiary and Quaternary sediment. Isolated outliers of upper Paleozoic and Proterozoic strata occur within the depression. The Old Crow–Babbage Depression also has an element of topographic expression in its identification, being generally a low-lying area between mountain ranges.

In the northwest part of the land area, straddling the Canada–USA border is the Romanzof Uplift. This area contains isoclinally folded and thrust faulted strata of the Neruokpuk Formation. The Neruokpuk Formation originally was thought to be Precambrian, but subsequent workers have found early Paleozoic fossils within parts of the formation (Lane and Cecile, 1989).

The tectonic elements in the offshore areas are principally Late Cretaceous and Tertiary in origin. The Blow River and Herschel highs have similar expressions, both are cored by tightly folded Tertiary strata whose structural elevation is considerably greater than adjacent areas. In addition, strata in the Herschel High contain high-angle thrust faults. On the southeast flank of Herschel High is another local feature, the Natsek High, which is cored by Eocene and older strata. West of Natsek High is a very prominent, areally large, synclinal structure known as the Demarcation sub-basin, which is filled with middle Eocene and younger strata.

In the west Beaufort, north of the nearshore tectonic elements, Tertiary strata are folded into an arcuate array of anticlines that extend under Mackenzie Delta and into the far offshore, dying out northward and northeastward. Under Mackenzie Delta and the adjacent shelf the folds are crosscut by generally oceanward facing, listric faults. In the mid to outer shelf area off Mackenzie Delta there is a zone of large listric faults with long traces, and some of the western faults in this zone face landward. This area of large faults is known as the Tarsiut–Amauligak Fault Zone.

In the northeast part of the map area, the Tertiary succession is relatively unstructured. There are two prominent hingelines, an inner Arctic Platform Hingeline, which is an extension of the Eskimo Lakes Fault Zone, and an outer hingeline. Tertiary strata thicken rapidly across these hingelines and pre-Cenomanian strata are preserved in small grabens within the hingeline area or they onlap the hinges.

Beyond the shelf break there is a thick Tertiary cover on the oceanic crust that underlies Canada Basin.

CARTE TECTONIQUE RÉGIONAL
(fig.4)

J. Dixon

Dans la région de Beaufort–Mackenzie, au sud-est de l'arche d'Eskimo Lakes, le cadre structural est relativement peu complexe; on y note la présence du bassin d'Anderson, de la plate-forme de Carnwath et de la cuvette de Peel. Cependant, une allure structurale plus complexe, marquée par des plis et des failles, est observée au nord-ouest et à l'ouest de l'arche, territoire faisant partie de la zone de plissement de la Cordillère.

Le bassin d'Anderson se reconnaît à sa mince unité de remplissage d'âge crétacé qui repose sur des strates du Paléozoïque inférieur de la plate-forme de Carnwath. Cette dernière est constituée d'un biseau monoclinal à pendage nord-ouest, composé de strates du Paléozoïque inférieur. La cuvette de Peel renferme des strates de l'Aptien et de l'Albien ainsi que, par endroits, la Formation d'Imperial du Dévonien supérieur. Une épaisse succession protérozoïque intensément déformée est sous-jacente à ces trois entités structurales considérées comme faisant partie du craton nord-américain.

L'arche d'Eskimo Lakes et les failles de la zone du même nom qui la délimitent au nord-ouest forment la frontière sud-est du bassin de Beaufort–Mackenzie, marquée par le rifting (Cook et al., 1987). Les principales failles sont normales, listriques, à regard vers l'océan et de grande échelle. En profondeur, elles semblent devenir horizontales dans des strates protérozoïques (Cook et al., 1987). Le mouvement de ces failles date essentiellement du Jurassique et du Crétacé inférieur, bien que quelques périodes de réactivation postérieure aient été signalées. Les failles listriques peuvent avoir été produites le long de failles de chevauchement au caractère précurseur. Dans la région adjacente, au nord-ouest de la zone de failles, on observe une épaisse succession de strates du Jurassique et du Crétacé inférieur comblant la cuvette de Kugmallit et la dépression de Canoe, entités qui ont une expression moins bien définie dans les strates plus récentes.

Les soulèvements, les hauteurs, les dépressions et les sous-bassins identifiés à l'ouest de l'arche d'Eskimo Lakes sont reconnus à leur cadre structural et stratigraphique actuel, bien que bon nombre d'entre eux soient des éléments tectoniques du passé. Les entités tectoniques sur le continent se reconnaissent dans les strates antérieures au Tertiaire, tandis que les éléments extracôtiers le sont dans les roches tertiaires. Par exemple, la dépression de Rapid est reconnue par son matériel de remplissage albien et les strates plus vieilles qui la délimitent à l'est, à l'ouest et au sud. Au nord de cette entité, sous la baie Mackenzie, la hauteur de Blow River comprend des strates tertiaires.

Le soulèvement de Cache Creek est délimité par des failles et se compose de strates permiennes. Sa marge méridionale est le site du soulèvement de White, constitué de roches du Paléozoïque inférieur. Quant au soulèvement de Barn, il se trouve à l'ouest de la dépression de Rapid et présente des lithologies du Paléozoïque inférieur plissées (plis isoclinaux) et faillées. Au sud-ouest du soulèvement de Barn, il y a la dépression d'Old Crow–Babbage; elle est tapissée de strates du Crétacé inférieur sur les flancs et son matériel de remplissage (en surface) comprend des lithologies tertiaires et quaternaires. Des lambeaux d'érosion isolés composés de strates du Paléozoïque supérieur et du Protérozoïque ont été signalés dans la dépression. Du point de vue topographique, la caractéristique de la dépression d'Old Crow–Babbage est de constituer une région de basse altitude entre des chaînons montagneux.

Le soulèvement de Romanzof se trouve dans le nord-ouest de la zone continentale, à cheval sur la frontière entre le Canada et les États-Unis. Il contient des strates de la Formation de Neruokpuk marquées par des plis isoclinaux et des failles de chevauchement. La Formation de Neruokpuk a d'abord été assignée au Précambrien, mais des travaux subséquents ont permis d'identifier des fossiles du Paléozoïque inférieur dans certaines sections de la formation (Lane et Cecile, 1989).

Les éléments du cadre tectonique des régions extracôtières datent principalement du Crétacé supérieur et du Tertiaire. Les hauteurs de Blow River et de Herschel ont des caractéristiques semblables; elles présentent toutes deux des strates tertiaires à plis serrés, dont l'élévation structurale est beaucoup plus importante que celle des régions adjacentes. De plus, des failles de chevauchement à fort pendage sont observées dans les strates de la hauteur de Herschel. Sur le versant sud-est de cette dernière, il y a une autre entité structurale locale, soit la hauteur de Natsek, composée de strates éocènes et plus vieilles. Une structure synclinale très remarquable et couvrant une importante surface se trouve à l'ouest de la hauteur de Natsek; il s'agit du sous-bassin de Demarcation. Son matériel de remplissage consiste en des strates de l'Éocène moyen et plus jeunes.

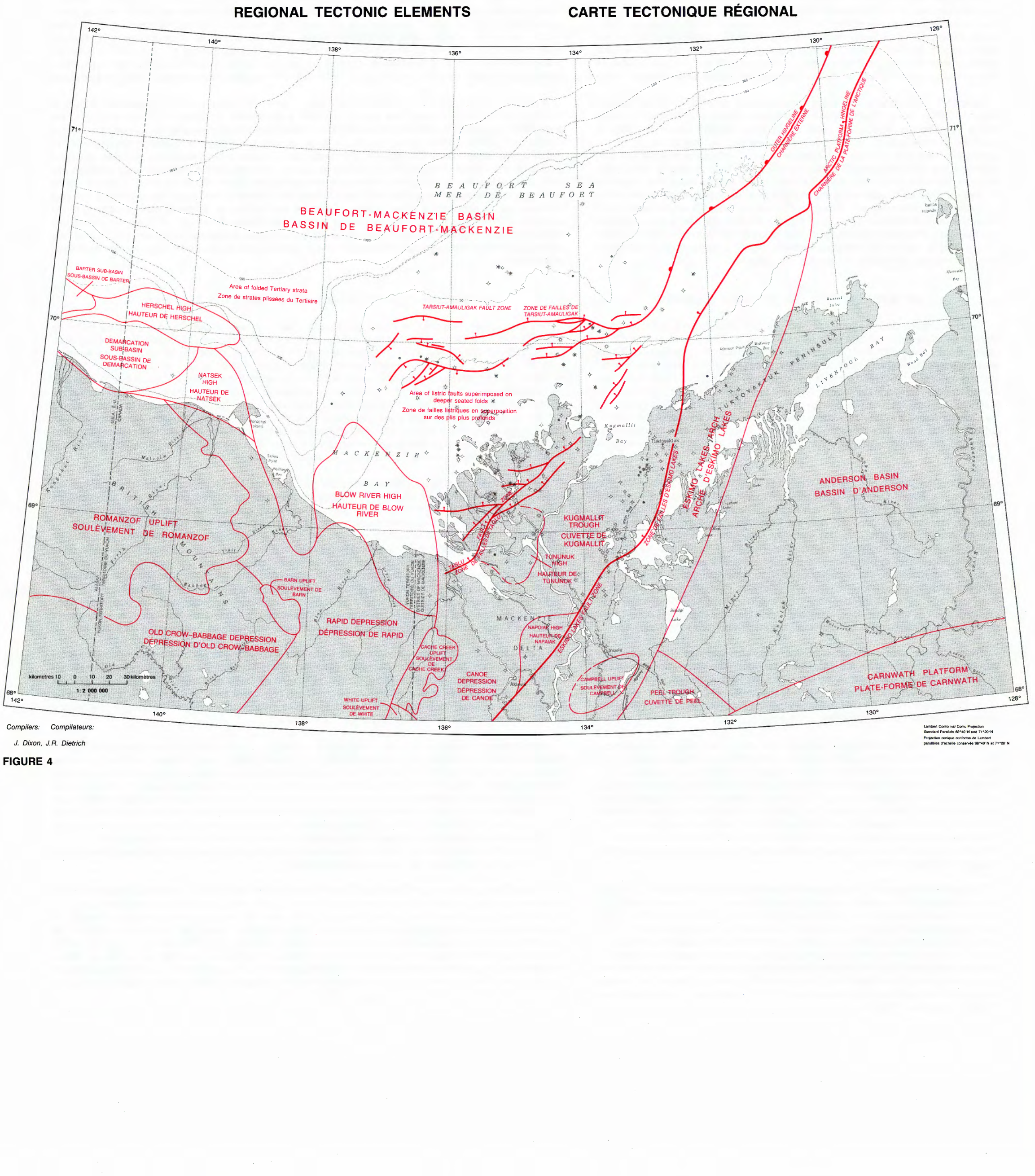
Dans la partie ouest de la mer de Beaufort, au nord des éléments tectoniques littoraux, les strates tertiaires sont plissées et forment une zone arquée d'anticlinaux; cette dernière se poursuit sous le delta du Mackenzie et très loin au large des côtes, mais disparaît vers le nord et le nord-est. Sous le delta du Mackenzie et la plate-forme continentale adjacente, les plis sont recoupés par des failles listriques à regard généralement orienté vers l'océan. Au large du delta du Mackenzie, dans la portion médiane à externe de la plate-forme continentale, une zone d'importantes failles listriques de bonne longueur est observée; certaines d'entre elles ont un regard orienté vers le continent dans la partie ouest. Cette région de grandes failles est appelée la zone de failles de Tarsiut–Amauligak.

Dans la partie nord-est de la région, la succession tertiaire est pratiquement non déformée. Il y a deux charnières principales : l'une interne (charnière de la Plate-forme de l'Arctique), constituant un prolongement de la zone de failles d'Eskimo Lakes, et l'autre externe. Les strates tertiaires s'épaississent rapidement en traversant la région de charnières, tandis que celles d'âge antérieur au Cénomanien sont conservées dans de petits grabens ou recouvrent les charnières.

Au-delà de la zone d'accore, il y a une épaisse couverture tertiaire sur la croûte océanique du bassin Canada.

REGIONAL TECTONIC ELEMENTS

CARTE TECTONIQUE RÉGIONAL



Compilers: Compilateurs:

J. Dixon, J.R. Dietrich

Lambert Conformal Conic Projection
Standard Parallels 68°40'N and 71°20'N
Projection conique conforme de Lambert
parallèles d'echelle conservée 68°40'N et 71°20'N

FIGURE 4

AEROMAGNETIC ANOMALIES IN THE BEAUFORT SEA AREA
(Figs. 5 and 6)

D.A. Forsyth, L.S. Lane and W. Miles

INTRODUCTION

Aeromagnetic data in the Beaufort Sea area (Fig. 5) consist mainly of eighty-five thousand line kilometres of aeromagnetic profiles recorded in 1985 which have been merged with older data provided by Murphy Oil Company of Canada Ltd. (McGrath and Fraser, 1981). All data are part of the national aeromagnetic database of the Geological Survey of Canada (GSC) and are included in the Magnetic Anomaly Map of North America (Committee for the Magnetic Anomaly Map of North America, 1987). The 1985 survey flight lines followed the hyperbolic Decca navigational grid with line spacing varying from 2 to 5 km and tie lines at 14 to 50 km intervals (Questor Surveys, 1985). Murphy Oil survey flight lines are east-west with a nominal spacing of 2 km. The data have been checked and adjusted for diurnal variations, navigational precision, and flight line levelling according to standard GSC procedures. A preliminary interpretation of particular magnetic anomalies was prepared by Urquhart Dvorak Limited (1989). Within the area of Figure 5, aeromagnetic maps at a scale of 1:250,000 for areas indexed according to the National Topographic System map sheets are available from the Geological Survey of Canada, Ottawa.

Within the map area, the continental margin beneath the Beaufort Sea forms the southern border to the Canada Basin. Present tectonic models suggest that the northern map area is probably underlain by oceanic crust while the area in the south is floored by continental crust. Debate continues on the possibility of a pivot point beneath the Mackenzie Delta and the timing and exact nature of tectonic developments that formed the transitional crust beneath the continental shelf of the central map area (Tailleur, 1973; Grantz et al., 1983; Lawver et al., 1984)

Note that the magnetic field values are generally negative over the Beaufort Sea. The colour bar of Figures 5 and 6A has been chosen to distinguish anomaly trends by assigning greens and blues to the most negative values and reds to relatively positive values. In order to emphasize the regional character of the anomaly pattern and minimize the short wavelength effects of residual levelling problems, the field was upward continued to 2.5 km. To illustrate the variation in regional anomaly amplitude and direction, maps that present the magnetic anomaly surface as a topographic image highlighted by apparent sun angles to the northeast and northwest are shown in Figures 6C and 6D respectively (Note inclination and declination symbols in Figures 6A and 6B). Using the smoothed anomaly field, this report includes (i) a description of the regional anomaly pattern with respect to the principal tectonic elements and (ii) a comparison of anomalies with the regional distribution of earthquake epicentres.

ANOMALY PATTERN AND TECTONIC ELEMENTS

Descriptions of major structures and tectonic features for the Canadian Mackenzie Delta–Beaufort Sea area may be found in Young et al. (1976), Dixon (1982), Cook et al. (1987) and Dietrich et al. (1989), and for the Alaskan side of the area in Grantz and Dinter (1983), Grantz and May (1983) and Craig et al. (1985). Reports on Beaufort Sea aeromagnetic anomalies in relation to Canada Basin and Canadian polar margin features may be found in Vogt et al. (1982) and Forsyth et al. (1990). Figures 6A and 6B cover the area to 72°N to include essentially all of the Questor Surveys (1985) data and a more representative sample of the seismic activity in the area. The following outline describes the anomaly pattern with respect to the tectonic elements shown in Figure 6B (Tectonic element map, this report).

Onshore, the pattern of magnetic anomalies is dominated by a major low that straddles the Rapid Depression–Kugmallit Trough and follows the Kugmallit Trough and Eskimo Lakes Arch to the northeast. The southeast edge of the broad magnetic low coincides generally with the Cretaceous shelf edge suggested by Willumsen and Coté (1982, Fig. 11) and may reflect the thickening sedimentary section beneath the Kugmallit Trough. The Romanzof Uplift and Old Crow–Babbage Depression in the southwest map area are characterized by magnetic highs. To the southeast, the relatively positive, long wavelength anomalies of the southern Anderson Plain, Peel Trough and Carnwath Platform may be derived in large part from rocks of the underlying Proterozoic basement. Smaller tectonic elements such as the Barn Uplift, Campbell Uplift, Napoiak High and Cache Creek Uplift are not distinguished by individual magnetic anomalies in Figure 6A.

The nearshore area northeast of northern Richards Island is characterized by three magnetic highs that form a clear northeast trend. The southernmost high lies between the Taglu Fault Zone on the south and the Tarsiut–Amauligak Fault Zone to the north. Similarly, the magnetic highs to the northeast coincide with the trend of the Outer Platform Hinge Line indicating that the magnetic anomalies reflect the regional structural trends along the continental margin.

Offshore, a northwest-trending magnetic low divides the Beaufort–Mackenzie Basin into eastern and western regions with different anomaly trends and characters. To the east of the central low, the pattern of anomalies converges near 70°N, 136°W and includes a series of northeast-trending highs separated by more continuous linear negative trends. To the west, anomalies are of slightly longer wavelength and trend northwest. The magnetic low bisecting the southern Beaufort–Mackenzie Basin is south and east of the low described by Vogt et al. (1982) as representing a spreading centre in the southern Canada Basin. If the two features are genetically related, they could be offset by a transform fault out of the map area to the northwest.

The principal feature of the western Beaufort–Mackenzie Basin is a major positive anomaly that includes two parallel positive elements. The anomalies strike northwest and bend sharply to the west between 71°N and 71.5°N before continuing north of Alaska. The estimated position of the leading edge of a basal thrust representing a compressional front in the western Beaufort (Grantz et al., 1990; Dixon and Dietrich, 1990) coincides with the northern element of the parallel positive anomalies (Figs. 6A and 6B). The angular or arcuate form of the positive anomalies generally reflects the Cenozoic to Holocene deformational trends offshore of the northeast Alaska–northern Yukon area (Lane, 1988; Lane and Dietrich, this report, Fig. 3).

ANOMALIES AÉROMAGNÉTIQUES DANS LA RÉGION DE LA MER DE BEAUFORT
(fig. 5 et 6)

D.A. Forsyth, L. Lane et W. Miles

INTRODUCTION

Les données aéromagnétiques recueillies dans la région de la mer de Beaufort (fig. 5) consistent essentiellement en des profils aéromagnétiques enregistrés en 1985 le long de quatre-vingt-cinq mille kilomètres linéaires, lesquels profils ont été fusionnés à des données plus anciennes fournies par la société Murphy Oil Company of Canada Ltd. (McGrath et Fraser, 1981). Cette masse d'information fait partie de la base de données aéromagnétiques nationale de la Commission géologique du Canada (CGC) et a été utilisée pour dresser la carte intitulée «Magnetic Anomaly Map of North America» (Committee for the Magnetic Anomaly Map of North America, 1987). Les trajectoires de vol de 1985 ont suivi le réseau du système de navigation hyperbolique Decca, les lignes étant espacées de 2 à 5 km et les lignes de raccord se trouvant à des intervalles de 14 à 50 km (Questor Surveys, 1985). Les trajectoires de vol de la Murphy Oil sont orientées est-ouest, l'espacement nominal étant de 2 km. Les données ont été vérifiées et corrigées pour éliminer les déviations diurnes, pour lever les imprécisions de navigation et pour niveler les trajectoires de vol selon les procédés normalisés de la CGC. La société Urquhart Dvorak Limited (1989) a réalisé une interprétation préliminaire de certaines anomalies magnétiques. La Commission géologique du Canada à Ottawa vend des cartes aéromagnétiques à une échelle de 1/250 000 couvrant le territoire de la région représentée à la figure 5, divisé selon le Système national de référence cartographique.

Dans la région cartographiée, la marge continentale sous les eaux de la mer de Beaufort forme la limite méridionale du bassin Canada. Les modèles tectoniques actuels indiquent que la partie septentrionale de la région cartographiée est une zone de croûte océanique tandis que la partie méridionale en est une de croûte continentale. Quant au débat amorcé sur la possibilité qu'il existe un point pivot sous le delta du Mackenzie, mais aussi sur la chronologie et la nature exacte des phénomènes tectoniques qui ont formé la croûte de transition au-dessous de la plate-forme continentale dans la section centrale de la carte (Tailleur, 1973; Grantz et al., 1983; Lawver et al., 1984), il se poursuit.

À noter que les valeurs du champ magnétique sont généralement négatives au-dessus de la mer de Beaufort. La barre de couleur des figures 5 et 6A a été établie de façon à pouvoir distinguer les anomalies, les verts et les bleus correspondant aux valeurs les plus négatives et les rouges, aux valeurs relativement positives. Pour mettre l'accent sur le caractère régional de la configuration des anomalies et minimiser les effets de courtes longueurs d'onde qui restent après le nivellement des données, le champ a été prolongé vers le haut jusqu'à une altitude de 2,5 km. Les variations d'amplitude et de direction des anomalies régionales sont mises en évidence sur les cartes des figures 6C et 6D respectivement, où les anomalies magnétiques de surface sont représentées sous forme d'une image topographique au relief accentué par la supposition d'une source lumineuse au nord-est et au nord-ouest (à noter que les symboles d'inclinaison et de déclinaison sont donnés aux figures 6A et 6B). À l'aide du champ des anomalies lissé, le présent rapport i) décrit la configuration des anomalies régionales par rapport aux principaux éléments tectoniques et ii) compare des anomalies avec la répartition régionale des épicentres séismiques.

CONFIGURATION DES ANOMALIES ET ÉLÉMENTS TECTONIQUES

Les structures d'importance et les principaux éléments tectoniques de la région du delta du Mackenzie et de la mer de Beaufort sont décrits, pour la partie en territoire canadien, dans Young et al. (1976), Dixon (1982), Cook et al. (1987) ainsi que Dietrich et al. (1989); pour la partie en territoire américain (Alaska), les références sont Grantz et Dinter (1983), Grantz et May (1983) ainsi que Craig et al. (1985). Et il ne faut pas oublier la description des anomalies aéromagnétiques dans la région de la mer de Beaufort associées aux structures du bassin Canada et de la marge polaire canadienne qui est donnée dans Vogt et al. (1982) et Forsyth et al. (1990). Les figures 6A et 6B couvrent la région jusqu'à 72° de latitude nord, incluant donc presque toutes les données de la Questor Surveys (1985) et constituant un échantillon plus représentatif de l'activité séismique dans la région. Dans les paragraphes qui suivent, la configuration des anomalies est décrite en fonction des éléments tectoniques montrés à la figure 6B (carte des éléments tectoniques, le présent rapport).

Sur le continent, la configuration des anomalies est dominée par un important creux magnétique qui chevauche la dépression de Rapid et la cuvette de Kugmallit et qui, au nord-est, suit la cuvette de Kugmallit et l'arche d'Eskimo Lakes. La bordure sud-est de ce grand creux coïncide généralement avec la bordure de la plate-forme continentale crétacée, tel que l'ont proposé Willumsen et Côté (1982, fig. 11); elle pourrait correspondre à la section sédimentaire d'épaisseur croissante que renferme la cuvette de Kugmallit. Le soulèvement de Romanzof et la dépression d'Old Crow–Babbage dans le sud-ouest de la région cartographiée sont caractérisés par des crêtes magnétiques. Au sud-est, les anomalies relativement positives de grande longueur d'onde, observées dans les régions de la plaine d'Anderson méridionale, de la cuvette de Peel et de la plate-forme de Carnwath, peuvent être attribuables en grande partie aux roches du socle protérozoïque sous-jacent. Les éléments tectoniques de plus petite taille comme le soulèvement de Barn, le soulèvement de Campbell, la hauteur de Napoiak et le soulèvement de Cache Creek ne correspondent pas à des anomalies magnétiques individuelles (voir fig. 6A).

La zone littorale au nord-est du nord de l'île Richards est caractérisée par trois crêtes magnétiques qui ne laissent pas de doute sur une orientation générale vers le nord-est. La crête la plus méridionale est délimitée par la zone de failles de Taglu, au sud, et la zone de failles de Tarsiut–Amauligak, au nord. De même, les deux autres crêtes magnétiques (au nord-est) coïncident avec l'orientation de la charnière de la plate-forme externe, confirmant ainsi que les anomalies magnétiques reflètent les grandes orientations structurales régionales le long de la marge continentale.

Dans la zone extracôtière, un creux magnétique d'orientation nord-ouest divise le bassin de Beaufort–Mackenzie en deux régions, l'une orientale et l'autre occidentale, caractérisées par des anomalies d'orientation et de caractère différents. À l'est du creux central, la configuration des anomalies converge aux environs de 70°N et 136°O; elle présente une série de crêtes d'orientation nord-est, séparées par des anomalies négatives linéaires qui sont plus continues. À l'ouest, les anomalies sont caractérisées par de plus grandes longueurs d'onde et une orientation nord-ouest. Le creux magnétique découpant en deux la partie sud du bassin de Beaufort–Mackenzie se trouve au sud et à l'est de celui que Vogt et al. (1982) ont décrit et associé à un centre d'expansion dans la partie sud du bassin Canada. Si ces deux structures sont génétiquement liées, elles pourraient être décalées par une faille transformante qui s'observerait au nord-ouest de la zone cartographiée.

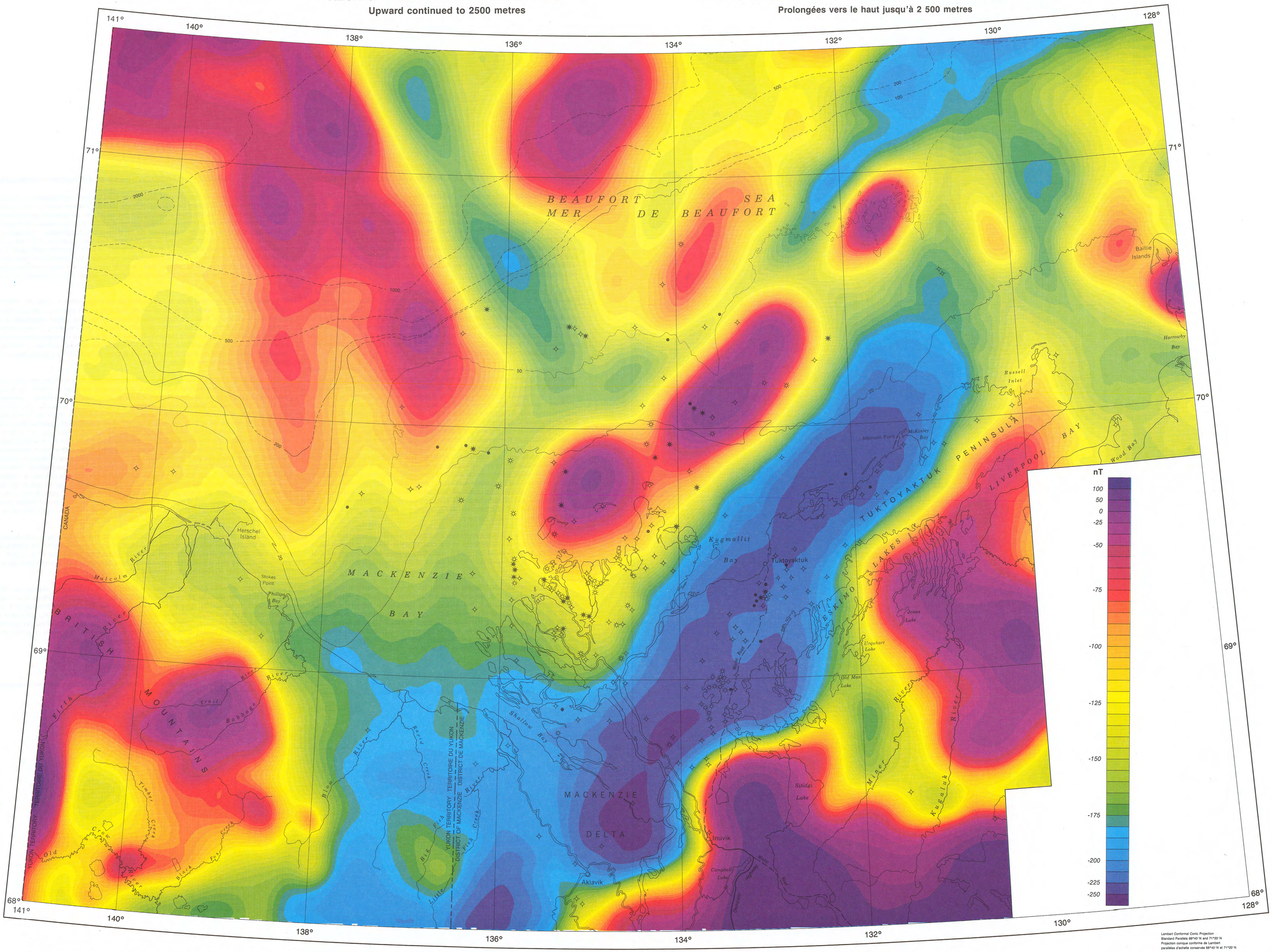
La caractéristique dominante de la partie ouest du bassin de Beaufort–Mackenzie est une importante anomalie positive qui comprend deux entités positives parallèles, lesquelles sont d'orientation nord-ouest et forment un coude vers l'ouest entre 71°N et 71,5°N, avant de se poursuivre au nord de l'Alaska. La position déterminée de la bordure frontale d'un chevauchement basal, qui est en fait un front de compression de la partie ouest de la mer de Beaufort (Grantz et al., 1990; Dixon et Dietrich, 1990), coïncide avec l'entité septentrionale des anomalies positives susmentionnées (fig. 6A et 6B). La forme angulaire ou arquée des anomalies positives reflète généralement les orientations de la déformation du Cénozoïque à l'Holocène au large de la partie nord-est de l'Alaska et de la partie nord du Yukon (Lane, 1988; Lane et Dietrich, le présent rapport, fig. 3).

RESIDUAL MAGNETIC ANOMALY MAP

Upward continued to 2500 metres

CARTE DES ANOMALIES MAGNÉTIQUES RÉSIDUELLES

Prolongées vers le haut jusqu'à 2 500 metres



Compilation by the Geophysics Division
Geological Survey of Canada

Compilation par la Division de la géophysique
Commission géologique du Canada

FIGURE 5

AEROMAGNETIC ANOMALIES AND EARTHQUAKE EPICENTRES

The earthquake database for the Canadian Beaufort Sea area is described by Horner and Weichert (this report). Although there is no direct relation between the magnetic field and earthquakes per se, the anomaly description above shows that the magnetic trends reflect the trends of principal tectonic elements and major structural features beneath the shelf, such as the Eskimo Lakes Fault Zone and the Outer Hinge Line. It is suggested that, beneath the shelf in and to the northeast of the area of earthquake activity, magnetic anomaly trends continue to provide a general indication of the regional structural trends. There are presently no constraints on the crustal structure near the larger earthquakes from reflection or refraction surveys.

The nodal plane solution for the magnitude 5.1 event (Star symbol, Fig. 6A; Hasegawa et al., 1979) indicates a hypocentre depth near 40 km; that is, in the lower crust or upper mantle. However, many of the smaller events may be shallower. Horner and Weichert (this report) note that the absence of Lg waves at nearby coastal stations could be explained by transmission paths through oceanic crust that would attenuate Lg phases. The observation may be explained if the earthquakes are occurring in a block of oceanic crust seaward of the continent-ocean transition beneath the Outer Platform Hinge Line (Fig. 6B).

A comparison of the magnetic anomaly pattern with the distribution of epicentres (Fig. 6A) indicates that the central magnetic low bisecting the Beaufort–Mackenzie Basin also divides the area into two regions of clearly very different levels of earthquake activity. Most of the seismic energy release occurs on structures within the ''V'' shaped crustal block defined by the central magnetic low and the intersecting magnetic low that trends northeast from about 70°N, 135°W with an azimuth of approximately 40°. The major northwest and northeast trends forming the ''V'' are clearly evident in the shaded relief maps (Figs. 6C and 6D) as is the deflection of the northwest trending highs to the north of Alaska. For the magnitude 5.1 event beneath the shelf-slope area, Hasegawa et al. (1979) describe a nodal solution indicating mainly sinistral displacement along a fault plane with an azimuth of 45°, effectively parallel to the linear magnetic low along the shelf. The nodal plane solution also indicates that crustal stress in the Beaufort area is characterized by general north-south compression and east-west directed tension. Near shore, long axes of measured well breakouts are oriented east-southeast and a north-northeast compressive stress is inferred (Bell and Podrouzek, 1987; Bell and Babcock, 1987; Courel and Bell, this report) in general agreement with the nodal plane solution.

In addition to the tectonic compression, the load of sediments along the eastern Beaufort shelf may also contribute to the crustal stress field. In sediment-laden shelf areas, Hasegawa et al. (1979) and Nunn (1985) have suggested that depocentre loads can contribute to the cause of the generally low-level seismic activity.

In marked contrast, the western Beaufort is relatively aseismic. If the paired positive anomalies in the western Beaufort indicate the leading edge of an Alaska–northern Yukon block, the seismicity in the eastern Beaufort might be explained as the response of a crustal block caught in compression between the southern Canada Basin and the Alaska–northern Yukon area. Note that seismic activity again increases in the area north of Alaska as suggested by the events to the west of Figure 6A (Horner and Weichert, this report). A description of the seismicity of Alaska may be found in Page et al. (1991).

ACKNOWLEDGMENTS

We greatly appreciate the help of J. Rupert in optimizing the colour aeromagnetic maps and J. Drysdale for the epicentre plots.

ANOMALIES AÉROMAGNÉTIQUES ET ÉPICENTRES SÉISMIQUES

La base de données sur les séismes enregistrés dans la région canadienne de la mer de Beaufort est décrite par Horner et Weichert (le présent rapport). Même s'il n'existe pas en soi de lien direct entre le champ magnétique et les séismes, la description des anomalies de la section précédente du texte montre que les orientations magnétiques correspondent à celles des principaux éléments tectoniques et structuraux identifiés dans la subsurface de la plate-forme continentale, comme la zone de failles d'Eskimo Lakes et la charnière de la plate-forme externe. Toujours dans les profondeurs de la plate-forme continentale, à l'intérieur et au nord-est de la zone d'activité séismique, il est suggéré que l'orientation des anomalies magnétiques puisse continuer de fournir une indication générale des orientations structurales de la région. Mais pour le moment, les levés de sismique-réflexion et de séismique-réfraction ne fournissent aucune indication limitative sur la structure de la croûte près des grands séismes.

La solution du plan nodal dans le cas du séisme de magnitude 5,1 (étoile, fig. 6A; Hasegawa et al., 1979) indique un hypocentre à près de 40 km de profondeur, soit dans la croûte inférieure ou le manteau supérieur, bien que le foyer de nombreux événements de plus faible magnitude puisse être moins profond. Horner et Weichert (le présent rapport) indiquent que l'absence d'enregistrement d'ondes Lg aux stations côtières des environs serait attribuable au fait que leur passage dans la croûte océanique les aurait atténuées. Cette hypothèse peut être vérifiée si les séismes ont lieu dans un bloc de croûte océanique situé du côté de l'océan par rapport à la zone de transition continent-océan, au-dessous de la charnière de la plate-forme externe (fig. 6B).

En comparant la configuration des anomalies magnétiques avec la répartition des épicentres (fig. 6A), on observe que le creux magnétique central qui découpe en deux le bassin de Beaufort–Mackenzie divise également la zone en deux régions d'activité séismique très différente. Presque toute l'énergie séismique est libérée au niveau des structures du bloc crustal en forme de «V», délimité par le creux central et celui d'orientation nord-est qui le recoupe; à partir de 70°N et 135°O environ, ce creux transversal présente un azimut d'à peu près 40°. Les grandes orientations (nord-ouest et nord-est) formant le «V» apparaissent nettement sur les cartes à relief ombré (fig. 6C et 6D), tout comme la déviation des crêtes d'orientation nord-ouest observée au nord de l'Alaska. En ce qui concerne le séisme de magnitude 5,1 enregistré sous la zone plate-forme continentale-talus, Hasegawa et al. (1979) décrivent une solution du plan nodal indiquant un déplacement essentiellement senestre le long d'un plan de faille à 45° d'azimut, effectivement parallèle au creux magnétique linéaire le long de la plate-forme continentale. La solution du plan nodal permet en outre de préciser le régime de contraintes qui s'exercent au niveau de la croûte dans la région de la mer de Beaufort, lequel en est un de compression générale nord-sud et d'extension est-ouest. Dans la zone littorale, le grand axe des ovalisations de forages est d'orientation est-sud-est, permettant ainsi d'inférer une contrainte de compression nord-nord-est (Bell et Podrouzek, 1987; Bell et Babcock, 1987; Courel et Bell, le présent rapport); cette conclusion concorde avec la solution du plan nodal.

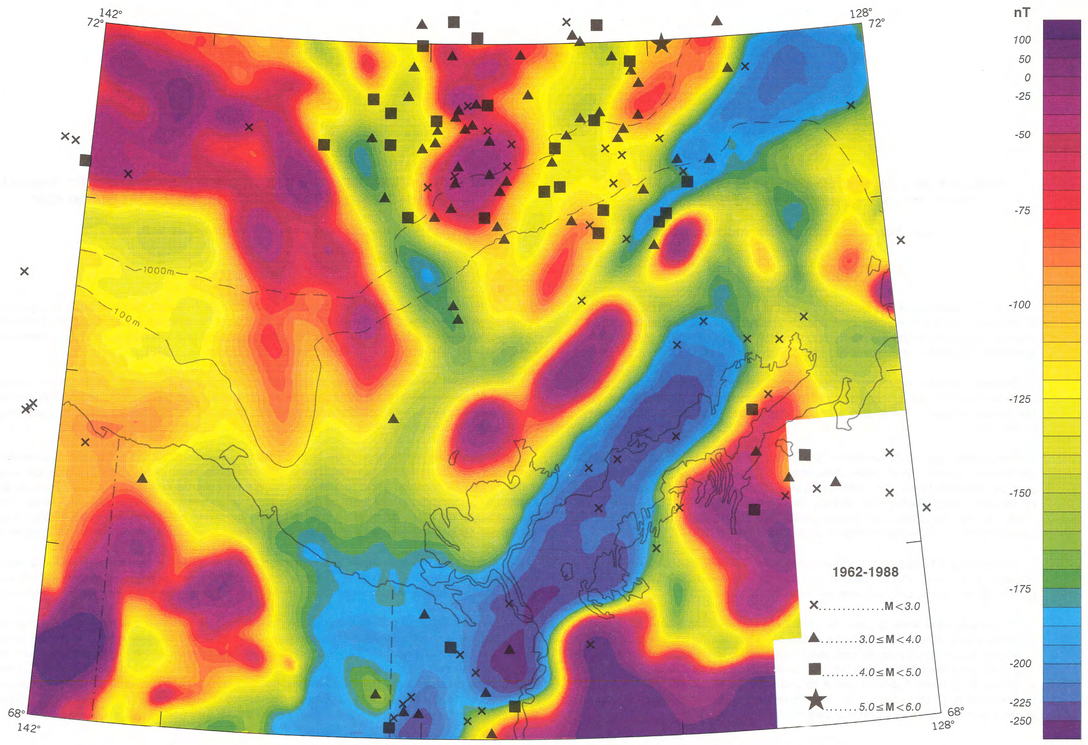
En plus de la compression tectonique, le poids des sédiments le long de la plate-forme continentale de la mer de Beaufort orientale peut également contribuer au champ de contraintes dans la croûte. Dans les zones de plate-forme continentale recouvertes de sédiments, Hasegawa et al. (1979) ainsi que Nunn (1985) sont d'avis que le poids des dépocentres peut être un facteur à considérer dans l'explication de l'activité séismique d'intensité généralement faible.

Par contre, la partie ouest de la mer de Beaufort est relativement aséismique. Si les anomalies positives couplées de cette partie ouest correspondent à la bordure frontale d'un bloc Alaska-Yukon septentrional, la séismicité dans la partie est de la mer de Beaufort pourrait être le résultat de la compression d'un bloc crustal entre le sud du bassin Canada et la zone Alaska-Yukon septentrional. À noter que l'activité séismique augmente encore dans la région au nord de l'Alaska comme l'indiquent les événements figurés à l'ouest de la figure 6A (Horner et Weichert, le présent rapport). Une description de la séismicité de l'Alaska est présentée dans Page et al. (1991).

REMERCIEMENTS

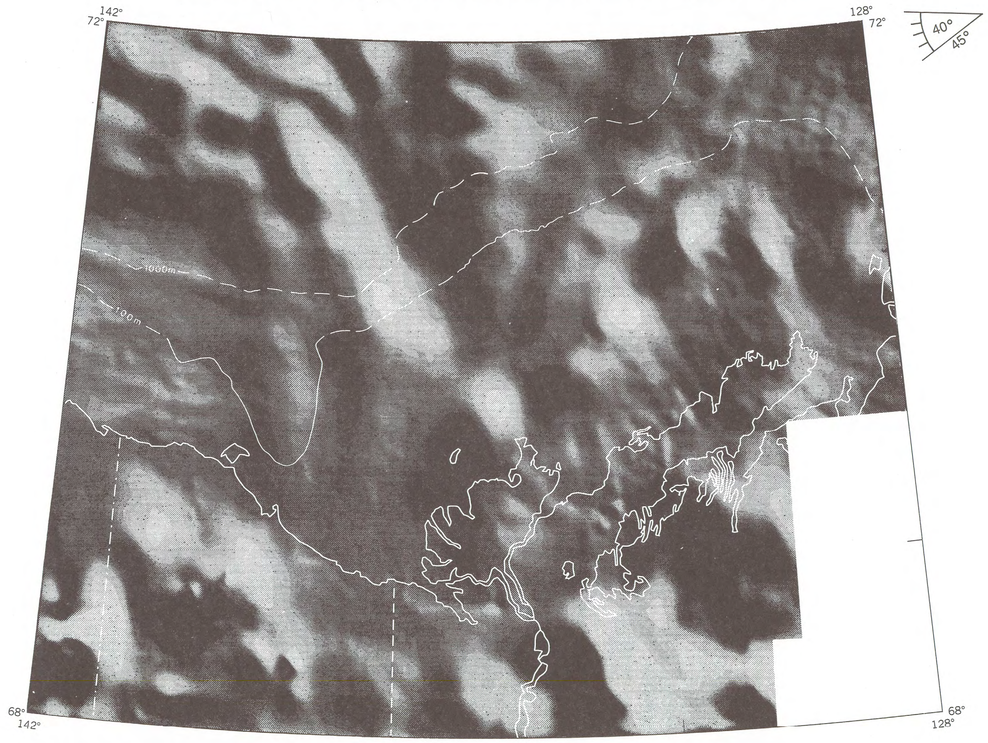
Nous tenons à remercier J. Rupert de son aide dans l'optimisation des cartes aéromagnétiques en couleurs et J. Drysdale pour la mise en carte des épicentres.

MAGNETIC ANOMALIES, TECTONIC ELEMENTS AND SEISMICITY IN THE BEAUFORT SEA AREA



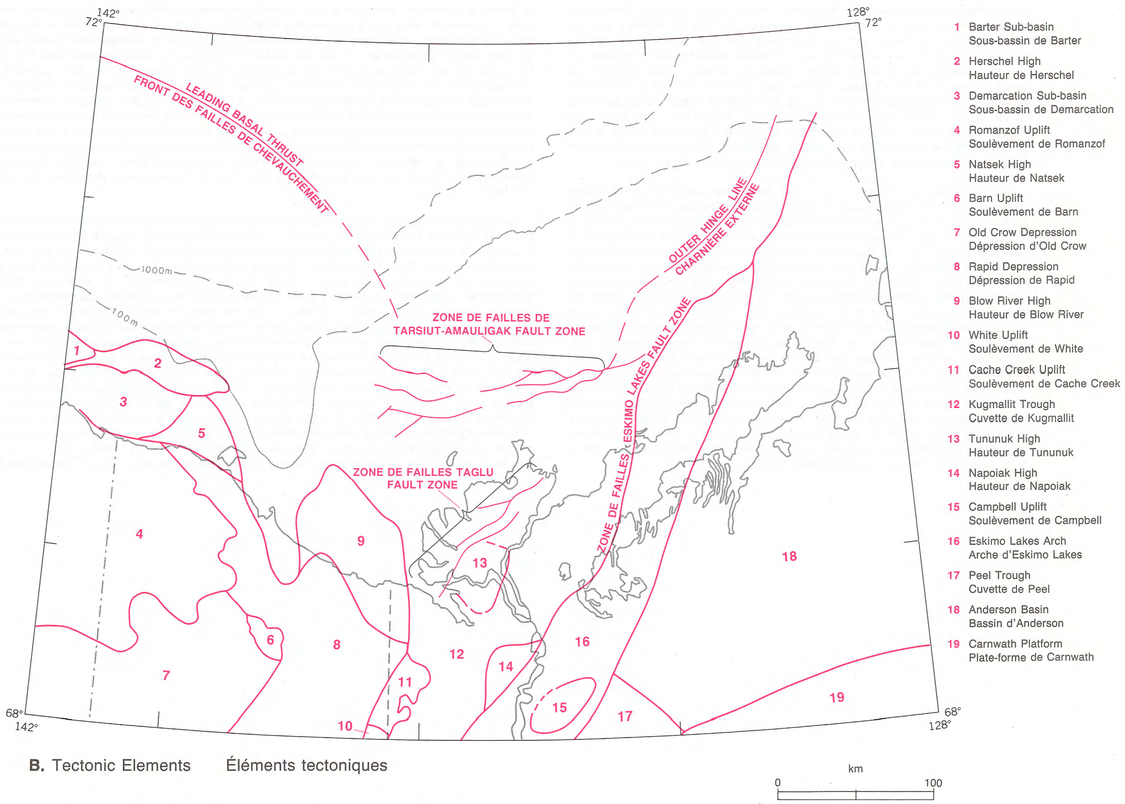
A. Residual Magnetic Anomaly Map, Seismicity 1962-1988 — Cartes des anomalies magnétiques résiduelles et de l'activité seismique (1962–1988)

ANOMALIES MAGNÉTIQUES, ÉLÉMENTS TECTONIQUES ET SEISMICITÉ DANS LA RÉGION DE LA MER DE BEAUFORT



C. Shaded Relief Map
illumination: declination 45°, inclination 40°

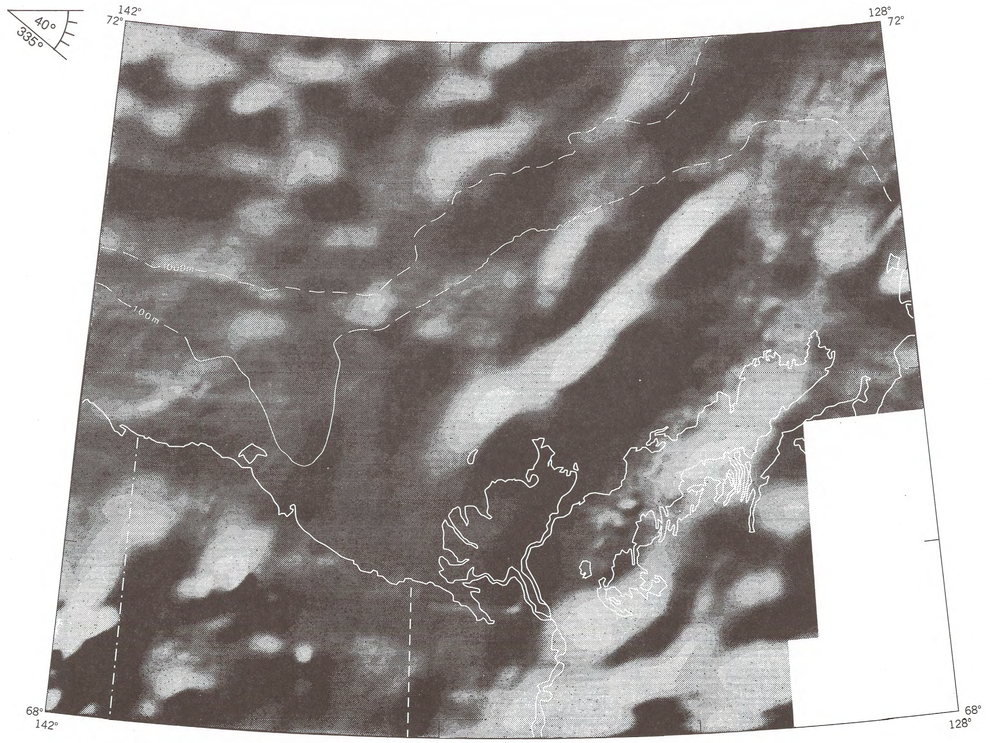
Présentation par estompage de relief
Source lumineuse : azimut 225°, inclinaison 40°



B. Tectonic Elements — Éléments tectoniques

Compilation by the Geophysics Division Geological Survey of Canada

Compilation par la Division de la géophysique Commission géologique du Canada



D. Shaded Relief Map
illumination: declination 335°, inclination 40°

Présentation par estompage de relief
Source lumineuse : azimut 155°, inclinaison 40°

FIGURE 6

FREE-AIR AND ENHANCED ISOSTATIC GRAVITY ANOMALY MAPS OF THE BEAUFORT–MACKENZIE REGION

L.W. Sobczak, J.F. Halpenny and W.F. Miles

INTRODUCTION

Regional mapping of the gravity field in the Beaufort–Mackenzie region was essentially completed between 1969 and 1973 at a station spacing of about 12 km onshore and 6 km offshore. Gravity anomaly maps were originally published at a scale of 1:1,000,000 (Hornal et al., 1970; Sobczak et al., 1973).

Recently, free-air, Bouguer, isostatic and enhanced isostatic gravity anomaly maps for the Arctic have been compiled using a computerized method of colouring the gravity values within a grid area, as discussed by Sobczak and Halpenny (1990a, b).

The gravity data, with attendant elevations or water depths, depending on whether the gravity observations were made on land or water, respectively, are publicly available from the National Gravity Data Base. Gravity readings are referenced to the International Gravity Standardization Net 1971 (Morelli et al., 1974). In the calculation of gravity anomalies, theoretical gravity values are obtained from the Geodetic Reference System 1967 (GRS 67, 1971).

The maps are based on a Lambert Conformal Conic Projection with standard parallels at 68°40.0′ and 71°30.0′N and central meridian at 135°W. Locations of gravity observations are indicated by small black dots.

The gravity data were gridded at 5 km intervals. In areas where no data was available a search was made out to a radius of 30 km. If data were encountered, a quadratic interpolation scheme was used to determine grid values. Empty regions spanning more than 30 km were left uncoloured. Each gridded area (5 km x 5 km) is plotted at a concentration of about 10 000 coloured pixels per square cm, and the magnitude of the anomaly for each pixel was determined from a quadratic surface applied to an area with a radius of 10 km.

THE FREE-AIR GRAVITY ANOMALY MAP
(Fig. 7)

The free-air gravity anomaly is the simplest expression of the gravity anomaly field. It is equal to the observed gravity value minus the theoretical value plus a vertical gradient correction for the height of land above sea level at the point of observation (see Sobczak and Halpenny, 1990a). Prior to 1986, before the determination of isostatic anomalies by computer, the free-air anomaly was the best expression of the gravity anomaly field over the ocean and low-lying shoreland areas. This is evident from low (<20mGal) mean free-air anomalies and over the ocean (Sobczak and Halpenny, 1990a, b). However, over mountainous terrain and the shelf-slope break along the continental margin there is a significant correlation with topography, such as over the northern Yukon (lower left hand corner of the free-air gravity anomaly map). In these areas, the anomalous features in the gravity field due to geological sources are masked by the gravity effects of the topography and can only be delineated reliably in more advanced maps, such as isostatic and enhanced isostatic gravity anomaly maps.

The free-air gravity anomaly map for the rest of the area shows an extensive ''V''-shaped low (minimum values of about -65 mGal, -650 $\mu m/s^2$) at the mouth of the Mackenzie River, and elliptically-shaped highs (maximum 80 mGal) straddling the shelf-slope break. The low follows the coastal area with one branch extending seaward to the Canada Basin and the other extending inland across the Tuktoyaktuk Peninsula. These lows are usually associated with thick sedimentary basins (Sobczak, 1975). The shelf-slope gravity highs are also associated with thick sedimentary basins but their explanation is related to the fact that part of the recent sedimentary load has replaced sea water and is isostatically uncompensated (Sobczak, 1975). Because topographic and isostatic effects are involved in a free-air anomaly field these affects can be removed by first computing a Bouguer anomaly, then an isostatic anomaly and finally an enhanced isostatic anomaly (Sobczak and Halpenny, 1990a). An enhanced isostatic anomaly is free of all correlations with topography, including the effects of glaciation which are present primarily over land, and thermal effects offshore. The enhanced isostatic anomalies are directly related to the mass distribution below the surface of the earth, which in turn is related to the density variations within the underlying rocks. The methodology and results have been discussed for the Arctic north of 64°N latitude by Sobczak and Halpenny (1990a, b).

CARTES DES ANOMALIES GRAVIMÉTRIQUES À L'AIR LIBRE ET ISOSTATIQUES REHAUSSÉES DANS LA RÉGION DE BEAUFORT–MACKENZIE

L.W. Sobczak, J.F. Halpenny et W.F. Miles

INTRODUCTION

Sur le territoire du delta du Mackenzie et de la mer de Beaufort, la carte régionale du champ de la pesanteur a été en grande partie établie entre 1969 et 1973, avec un espacement des stations d'environ 12 km sur terre et de 6 km en mer. Les cartes des anomalies gravimétriques ont d'abord été publiés à une échelle de 1/1 000 000 (Hornal et al., 1970; Sobczak et al., 1973).

Dernièrement, les cartes des anomalies gravimétriques (à l'air libre, de Bouguer, isostatiques et isostatiques rehaussées) de l'Arctique, ont été compilées à l'aide d'une méthode numérique d'assignation de couleurs aux valeurs de la pesanteur mesurées dans une région divisée selon un quadrillage, décrite par Sobczak et Halpenny (1990a, b).

Les informations sur le champ de la pesanteur sont accessibles au public par la consultation de la Base nationale de données gravimétriques, ces dernières étant citées avec l'altitude ou la profondeur d'eau du lieu de mesure, selon que la valeur a été enregistrée respectivement sur terre ou en mer. La référence cartographique des lieux de mesure est donnée selon le Réseau international de normalisation gravimétrique 1971 (Morelli et al., 1974). À l'étape du calcul des anomalies gravimétriques, les valeurs théoriques de la pesanteur sont obtenues du Système géodésique de référence 1967 (SGR 67, 1971).

Les cartes sont montées selon une projection conique conforme de Lambert, les parallèles d'échelle conservée se situant à 68°40,0′ et 71°30,0′ de latitude N avec un méridien central à 135° de longitude W. Le lieu de mesure des données gravimétriques est représenté par de petits points noirs.

Les données du champ de la pesanteur ont été reportées selon un quadrillage de 5 km de côté. Dans les régions où aucune donnée n'est disponible, une recherche est faite sur un rayon de 30 km. Si des données sont identifiées, un schéma d'interpolation quadratique sert à assigner les valeurs de la grille. Les régions où rien n'est trouvé à l'intérieur d'un rayon de 30 km sont laissées en blanc. Chaque zone faisant partie du quadrillage (5 km x 5 km) est tracée à une densité d'environ 10 000 pixels de couleur par centimètre carré et l'intensité de l'anomalie de chacun des pixels est déterminée à partir d'une surface quadratique appliquée sur une zone d'un rayon de 10 km.

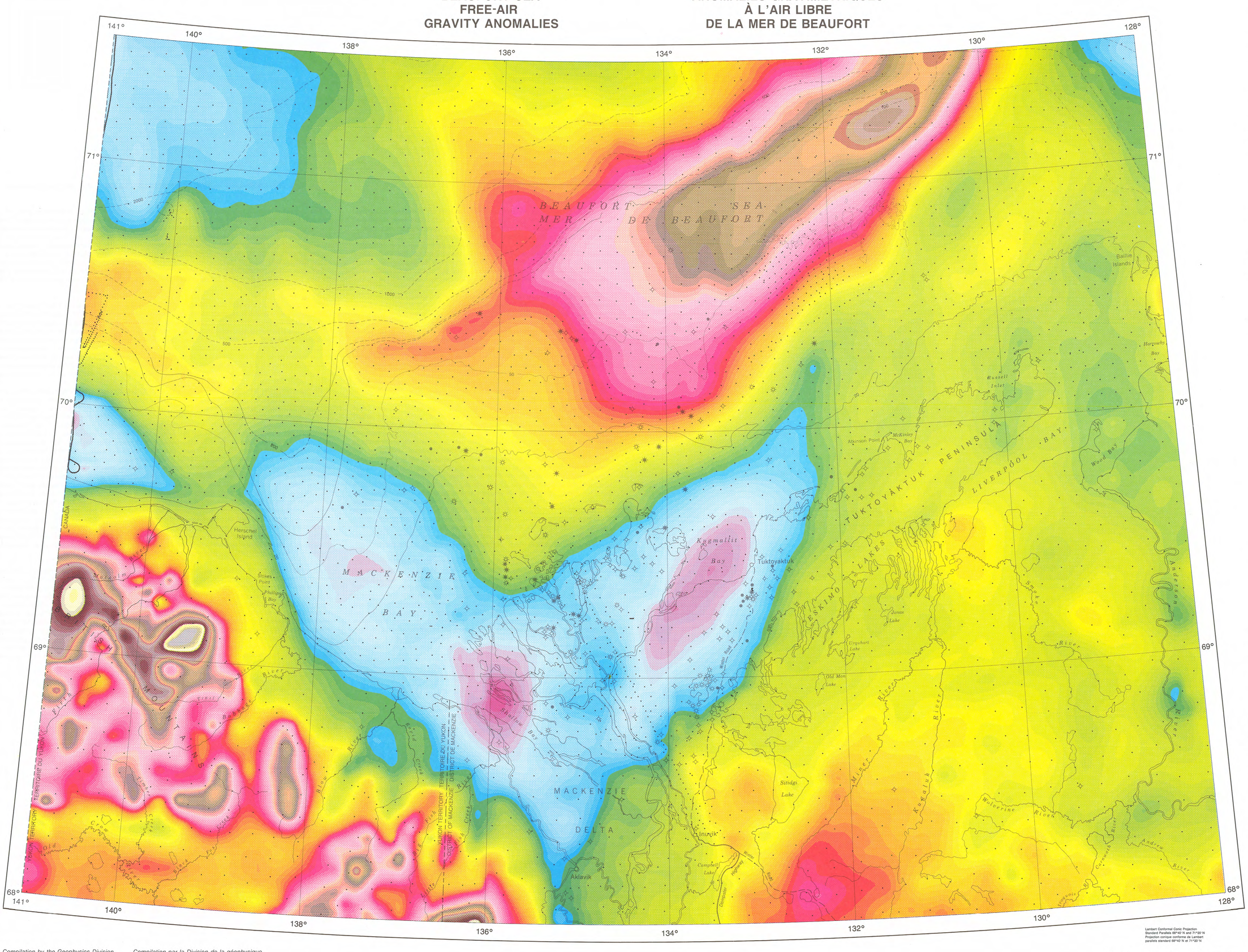
CARTE DES ANOMALIES GRAVIMÉTRIQUES À L'AIR LIBRE
(fig. 7)

L'anomalie gravimétrique à l'air libre représente la plus simple expression du champ de l'anomalie de la pesanteur. Elle se quantifie en faisant la différence entre la pesanteur mesurée et sa valeur théorique, et en additionnant à ce résultat la correction de gradient vertical, qui permet de tenir compte de l'altitude du terrain au-dessus du niveau de la mer au point d'observation (voir Sobczak et Halpenny, 1990a). Avant 1986, soit avant le calcul par ordinateur des anomalies isostatiques, la méthode à l'air libre constituait la meilleure façon d'exprimer le champ de l'anomalie de la pesanteur au-dessus de l'océan et des régions de faible altitude du littoral et du continent de façon à représenter les zones anomales. On remarque ce fait au-dessus de l'océan et à partir des anomalies à l'air libre moyennes de faible valeur (<20 mGal) (Sobczak et Halpenny, 1990a, b). Cependant, au-dessus des régions montagneuses et de l'accore le long de la marge continentale, la correspondance avec la topographie est plus marquée, comme on l'observe dans le Yukon septentrional (coin inférieur gauche de la carte des anomalies gravimétriques à l'air libre). Dans ces régions, l'anomalie du champ de la pesanteur est masquée par les effets gravimétriques de la topographie; dans ce cas, pour déterminer avec une certaine précision les anomalies d'origine géologique du champ de la pesanteur, il faut utiliser des techniques cartographiques plus élaborées, comme l'établissement de cartes des anomalies isostatiques et isostatiques rehaussées du champ de la pesanteur.

La carte des anomalies gravimétriques à l'air libre du reste de la région met en évidence un grand creux en forme de «V» (minimums d'environ -65 mGal, -650 $\mu m/s^2$), observé à l'embouchure du fleuve Mackenzie, et des crêtes en forme d'ellipse (maximum de 80 mGal), à cheval sur l'accore. Le creux suit la zone côtière et présente deux branches : l'une se prolongeant en mer jusqu'au bassin Canada et l'autre pénétrant sur le continent en travers de la péninsule Tuktoyaktuk. Les anomalies négatives sont généralement associées aux bassins contenant de grandes épaisseurs de sédiments (Sobczak, 1975). Quant à celles de signe positif au niveau de l'accore, elles ont également un lien avec les bassins à sédiments épais, sauf qu'elles s'expliquent par le fait qu'une partie de la charge sédimentaire récente a remplacé de l'eau de mer et qu'il n'y a pas encore eu de compensation isostatique (Sobczak, 1975). Les effets de la topographie et de l'isostasie n'étant pas considérés lors de la détermination d'une anomalie à l'air libre, ceux-ci peuvent être annulés en calculant, dans l'ordre, les anomalies de Bouguer, isostatique et isostatique rehaussée (Sobczak et Halpenny, 1990a). Le dernier type d'anomalie n'a plus aucun lien avec la topographie et ne tient pas compte des effets observés de la glaciation couvrant d'abord le territoire et de phénomènes thermiques en zone extracôtière. Les anomalies isostatiques rehaussées sont directement proportionnelles à la répartition de la masse sous la surface terrestre qui, à son tour, varie en fonction de la densité des roches sous-jacentes. Sobczak et Halpenny (1990a, b) décrivent la méthode utilisée et les résultats obtenus pour toute la région arctique au nord de 64° de latitude N.

BEAUFORT SEA
FREE-AIR
GRAVITY ANOMALIES

ANOMALIES GRAVIMÉTRIQUES
À L'AIR LIBRE
DE LA MER DE BEAUFORT



Milligals

>	110.0
107.5 –	110.0
105.0 –	107.5
102.5 –	105.0
100.0 –	102.5
97.5 –	100.0
95.0 –	97.5
92.5 –	95.0
90.0 –	92.5
87.5 –	90.0
85.0 –	87.5
82.5 –	85.0
80.0 –	82.5
77.5 –	80.0
75.0 –	77.5
72.5 –	75.0
70.0 –	72.5
67.5 –	70.0
65.0 –	67.5
62.5 –	65.0
60.0 –	62.5
57.5 –	60.0
55.0 –	57.5
52.5 –	55.0
50.0 –	52.5
47.5 –	50.0
45.0 –	47.5
42.5 –	45.0
40.0 –	42.5
37.5 –	40.0
35.0 –	37.5
32.5 –	35.0
30.0 –	32.5
27.5 –	30.0
25.0 –	27.5
22.5 –	25.0
20.0 –	22.5
17.5 –	20.0
15.0 –	17.5
12.5 –	15.0
10.0 –	12.5
7.5 –	10.0
5.0 –	7.5
2.5 –	5.0
0.0 –	2.5
-2.5 –	0.0
-5.0 –	-2.5
-7.5 –	-5.0
-10.0 –	-7.5
-12.5 –	-10.0
-15.0 –	-12.5
-17.5 –	-15.0
-20.0 –	-17.5
-22.5 –	-20.0
-25.0 –	-22.5
-27.5 –	-25.0
-30.0 –	-27.5
-32.5 –	-30.0
-35.0 –	-32.5
-37.5 –	-35.0
-40.0 –	-37.5
-42.5 –	-40.0
-45.0 –	-42.5
-47.5 –	-45.0
-50.0 –	-47.5
-52.5 –	-50.0
-55.0 –	-52.5
-57.5 –	-55.0
-60.0 –	-57.5
-62.5 –	-60.0
-65.0 –	-62.5
-67.5 –	-65.0
-70.0 –	-67.5
< –	-70.0

Lambert Conformal Conic Projection
Standard Parallels 68°40' N and 71°20' N
Projection conique conforme de Lambert
parallels standard 68°40' N et 71°20' N

kilometres 10 0 10 20 30 kilometres
1:1 000 000

Compilation by the Geophysics Division
Geological Survey of Canada

Compilation par la Division de la géophysique
Commission géologique du Canada

FIGURE 7

THE ENHANCED ISOSTATIC GRAVITY ANOMALY MAP
(Fig. 8)

Enhanced isostatic gravity anomalies were determined by the method outlined by Sobczak and Halpenny (1990a). The Bouguer corrections were determined using a standard density of 2.67 Mg/m^3. Airy isostatic compensation was taken at a depth of 30 km at the coastline and a density contrast of 0.40 Mg/m^3 was used between the lower crust and upper mantle. Isostatic-topographic correlation corrections used in this analysis are those determined for the whole Arctic (Sobczak and Halpenny, 1990a, b) and were applied to the Beaufort–Mackenzie area. The enhanced isostatic gravity anomaly map was plotted by computer using the same process as described for the free-air anomaly map.

Isostasy has a major effect on the magnitude of the gravity anomalies. The negative gravity effect of the water and known sedimentary layers can be over 250 mGal (Sobczak, 1975). Much of this effect is removed by isostatic compensation since the gravity anomalies observed on this map vary between -50 and +75 mGal. These anomalies are just the residual components of the gravity field of the crust and upper mantle down to a Pratt equilibrium level, which is at 35 to 45 km. Thus, gravity-density models, water depths, sedimentary thicknesses, lithology, crustal thicknesses and densities are very important to the interpretation of the gravity anomalies.

The enhanced isostatic gravity anomaly map generally shows gravity highs over the British Mountains, southeast of the Eskimo Lakes, east of the Mackenzie River and over the shelf-slope break, and "V"-shaped gravity lows over the coastal areas centred on the Yukon-Northwest Territories border. The lows relate to the residual gravity effect of sedimentary basins which are not totally compensated. The cause of the gravity highs on the mainland is completely different from the one over the shelf-slope break. The mainland highs relate to mass excesses within the crust but the ones over the shelf-slope break relate to uncompensated sediments which displaced sea-water (Sobczak, 1975). Thus, the shelf-slope break high can be regarded as being partly related to a sedimentary basin. In 1975 this concept was regarded as hypothetical, but recently it has been corroborated by seismic reflection lines in the Beaufort Sea that cross part of the highs over the shelf-slope break (Dietrich et al., 1989). On their seismic reflection line 87-1, about 130 km from the landward end of the profile where the centre of the gravity high occurs over the shelf-slope break, the near surface reflectors indicate basin at a depth of about 12 km with a hinge zone near the landward side of the zero anomaly contour. Similarly, these features can be seen on the eastern ends of seismic reflection lines 87-2 and 4 where they cross the western end of the gravity high. These profiles do not indicate basement arches, carbonate banks or mafic intrusions, which are alternate explanations for the gravity highs.

Areas coinciding with gravity highs on the continental crust generally represent areas that have been thermally affected and perhaps intruded by mafics. On the other hand, areas coinciding with negative anomalies probably have not been intruded by mafics. In sedimentary basins, regions of gravity highs may be related to mafic intrusions and thermally metamorphosed sediments, whereas regions of gravity lows may signify sedimentary successions that are unmetamorphosed and where hydrocarbons may be present. The wells drilled to date, shown on this map, support this concept. Wells over the mainland, in areas of positive anomalies, are dry, whereas those in areas of negative anomalies have encountered hydrocarbons. Similarly, over the Sverdrup Basin within the Queen Elizabeth Islands, areas containing hydrocarbons coincide with negative enhanced isostatic anomalies.

CARTE DES ANOMALIES ISOSTATIQUES REHAUSSÉES DU CHAMP DE LA PESANTEUR
(fig. 8)

Les anomalies isostatiques rehaussées du champ de la pesanteur ont été évaluées à l'aide de la méthode décrite par Sobczak et Halpenny (1990a). Les réductions de Bouguer ont été calculées selon une masse volumique de référence ue 2,67 Mg/m^3. La surface de compensation isostatique d'Airy a été établie à 30 km de profondeur au niveau du littoral et une différence de masse volumique de 0,40 Mg/m^3 a été retenue entre la croûte inférieure et le manteau supérieur. Dans la présente analyse, les corrections apportées dans le cas d'une correspondance entre les anomalies isostatiques et la topographie sont celles déterminées pour l'ensemble de l'Arctique (Sobczak et Halpenny, 1990a, b); elles ont été extrapolées à la région de Beaufort–Mackenzie. La carte des anomalies isostatiques rehaussées a été dressée par ordinateur suivant le même processus décrit dans le cas de la carte des anomalies à l'air libre.

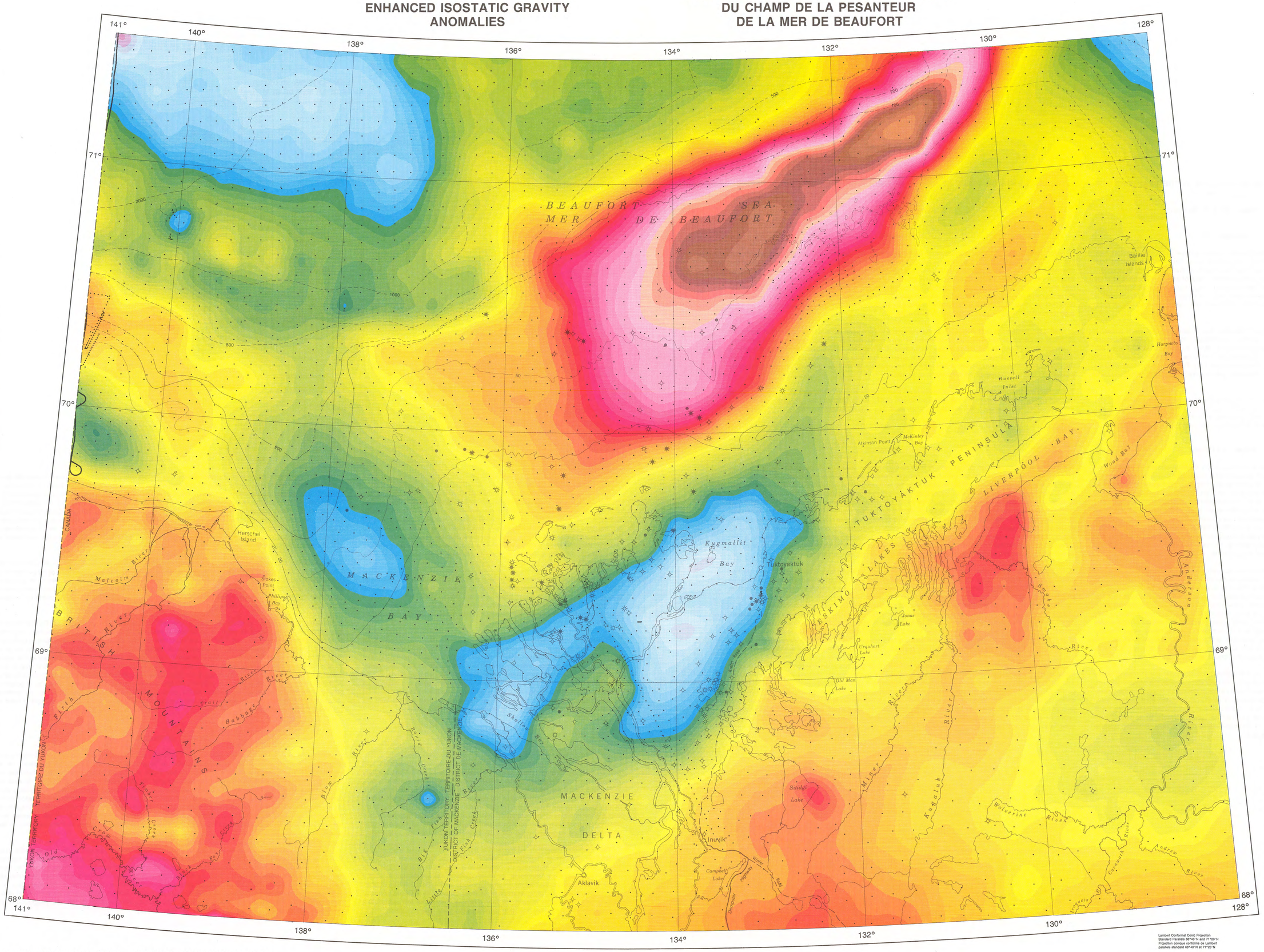
L'isostasie influe fortement sur l'intensité des anomalies gravimétriques. L'effet négatif sur la pesanteur, dû à l'eau et aux couches sédimentaires connues, peut dépasser 250 mGal (Sobczak, 1975). La majeure partie de cet effet est atténuée par la compensation isostatique puisque sur la présente carte, les anomalies gravimétriques observées varient de -50 à +75 mGal. Ces anomalies ne constituent que les composantes résiduelles du champ de la pesanteur de la croûte et du manteau supérieur, prolongées jusqu'au niveau d'une surface équipotentielle de Pratt qui se situe généralement à une profondeur approximative de 35 à 45 km. Il faut donc en conclure que les modèles de pesanteur et de densité, mais aussi les profondeurs d'eau, les épaisseurs de sédiments, la lithologie, les épaisseurs crustales et les valeurs de densité, revêtent une grande importance dans l'interprétation des anomalies gravimétriques.

De façon générale, les crêtes gravimétriques de la carte des anomalies isostatiques rehaussées sont observés au-dessus des monts British, au sud-est des lacs Eskimo, à l'est du fleuve Mackenzie et au-dessus de l'accore, tandis que les creux en «V» le sont au-dessus de zones côtières centrées sur la frontière entre le Yukon et les Territoires du Nord-Ouest. Les anomalies gravimétriques négatives sont l'expression résiduelle de bassins sédimentaires non totalement compensés. Les anomalies gravimétriques positives sur le continent résultent d'un phénomène tout à fait différent de celles au-dessus de l'accore. Dans les zones montagneuses continentales, elles découlent de l'excès de masse dans la croûte tandis qu'au-dessus de l'accore, elles sont reliées aux sédiments non compensés qui ont pris la place de l'eau de mer (Sobczak, 1975). Ainsi, l'anomalie positive associée à l'accore peut être considérée comme étant en partie reliée à un bassin sédimentaire. Bien qu'en 1975, ce concept n'ait été énoncé qu'à titre hypothétique, il a récemment été corroboré par des profils de sismique-réflexion de la mer de Beaufort, qui recoupent une partie des zones d'anomalies positives au-dessus de l'accore (Dietrich et al. 1989). Sur le profil de sismique-réflexion 87-1, à environ 130 km de l'extrémité côté terre du profil où le centre de la crête gravimétrique se trouve au-dessus de l'accore, les réflecteurs proches de la surface témoignent de la présence d'un bassin à une profondeur d'à peu près 12 km, une zone de charnière étant observée près du flanc situé du côté terre de l'isoligne d'anomalie zéro. Les mêmes faits sont notés à l'extrémité est des profils de sismique-réflexion 87-2 et 4, à l'endroit où ils croisent la limite occidentale de la crête gravimétrique qui enjambe l'accore. Ces profils n'indiquent pas la présence d'arches de socle, de bancs carbonatés ou d'intrusions mafiques, structures qui sont autant d'explications possibles des anomalies gravimétriques positives.

Au niveau de la croûte continentale, les endroits marqués par des crêtes gravimétriques constituent généralement des zones qui ont subi l'effet d'un phénomène thermique et qui sont peut-être recoupées d'intrusions mafiques. Par contre, les zones qui correspondent à des anomalies négatives n'ont probablement pas, elles, été recoupées d'intrusions mafiques. Dans les bassins sédimentaires, les régions de crêtes gravimétriques sont souvent associées à des intrusions mafiques et à des sédiments métamorphisés à la suite de phénomènes thermiques tandis que les creux gravimétriques peuvent indiquer la présence de successions sédimentaires non métamorphisées susceptibles de renfermer des hydrocarbures. À ce jour, les puits forés qui sont identifiés sur la présente carte corroborent cette hypothèse. En effet, les puits sur le continent forés dans les zones d'anomalies positives sont secs, tandis que ceux qui l'ont été dans les zones d'anomalies négatives sont le site d'accumulation d'hydrocarbures. Même scénario dans la région du bassin de Sverdrup des îles de la Reine-Élisabeth, où les hydrocarbures se trouvent à l'emplacement des anomalies isostatiques rehaussées négatives.

BEAUFORT SEA
ENHANCED ISOSTATIC GRAVITY ANOMALIES

ANOMALIES ISOSTATIQUES REHAUSSÉES DU CHAMP DE LA PESANTEUR DE LA MER DE BEAUFORT



Compilation by the Geophysics Division
Geological Survey of Canada

Compilation par la Division de la géophysique
Commission géologique du Canada

FIGURE 8

EARTHQUAKES AND SEISMIC HAZARD IN THE BEAUFORT SEA
(Figs. 9 and 10)

R.B. Horner and D.M. Weichert

BACKGROUND

Before 1961, only two earthquakes were recorded from the Beaufort Sea, M6.5 in 1920 and M5.5 in 1937. The epicentres are based on observations from global seismograph stations, including stations then operating in southern Canada. The poor quality of seismographic data of that time resulted in large epicentral uncertainties and poor detection capability. The development of the Canadian standard seismograph network in the 1960s dramatically improved the detection threshold, particularly in 1969 when the Inuvik standard station (INK) was installed.

When petroleum exploration activities in the Beaufort Sea were started it became desirable to obtain a better definition of the potential for earthquake damage to engineering structures. Energy, Mines and Resources (EMR), initially in cooperation with industry, installed and maintained a number of seismograph stations around the shores of the Beaufort Sea. The data from these stations have improved the detection threshold and location capability for earthquakes in the area.

Still operating in 1990 are the stations Sachs Harbour (SXT), Shingle Point (SPY) and Komakuk Beach (KBT), in addition to the standard station (INK-Inuvik). Stations were also operated in Tuktoyaktuk (TUK) from 1980 to 1984, and at Nicholson Point (NPT) from 1981 to 1985.

SEISMOTECTONICS

Hasegawa et al.'s (1979) discussion of the seismotectonics of the Beaufort Sea noted that the Beaufort Sea earthquake cluster lies on the continental slope between the 200 and 2500 m bathymetric contours on the seaward slope of an elliptically, NNE-oriented, gravity anomaly. The earthquake mechanism solution for a M5.1 event in 1975 (Fig. 10) indicates an approximately E-W-oriented tension axis with a shallow dip to the west. Their preferred explanation is an uncompensated load of Quaternary sediments causing a maximum horizontal tensile stress near the 40 km depth determined for that earthquake, oriented normally to the continental slope, perhaps combined with remanent stresses and north-south compression generated at the Nansen-Gakkel spreading ridge and transmitted across the Arctic Ocean crust.

The presently available and more complete pattern of well-located epicentres in the Beaufort cluster, as shown on the map, does not trend parallel to the gravity anomaly, nor does it correlate in any clear way with the gradient of the gravity field, or the continental slope. We must, therefore, conclude that the above qualitative explanation of the earthquake cause cannot be the full story. Moreover, the mechanism solutions determined for a 1987 event located only about 250 km north of the 1975 event has its pressure axis almost at right angles to that of the earlier event; that is, E-W, normal to the continental slope. The two solutions (a and b) that are shown for this event cover the range of possible solutions. The poor azimuthal definition of the second plane is mostly due to its shallow dip, but does not affect the pressure axis direction.

The depths of earthquakes in the Beaufort Sea cluster are still insufficiently resolved, because the distance to the nearest stations is on the order of 200 km. Generally, the hypocentres are thought to be in the upper mantle, perhaps close to the 40 km depth that Hasegawa et al. (1979) obtained from surface wave analysis of the 1975 earthquake. This conclusion is supported by the absence of Lg waves at the near coastal stations that would normally be expected from shallow events, particularly in this case where there is no intervening oceanic crust to extinguish these waves.

TREMBLEMENTS DE TERRE ET RISQUE SÉISMIQUE DANS LA MER DE BEAUFORT
(fig. 9 et 10)

R.B. Horner et D.M. Weichert

HISTORIQUE

Avant 1961, seulement deux tremblements de terre avaient été signalés dans la mer de Beaufort, soit l'un en 1920 de magnitude (M) 6,5 et l'autre en 1937 de M 5,5. Les épicentres ont été déterminés selon des observations faites à partir de stations séismographiques du réseau mondial, dont celles qui étaient en fonctionnement dans le sud du Canada. À cette époque, la qualité médiocre des données enregistrées par les séismographes est à l'origine des grandes incertitudes quant à l'emplacement des épicentres et des faibles capacités de détection. Dans les années soixante, la mise sur pied du Réseau séismographique canadien de stations standard a nettement amélioré le seuil de détection, plus particulièrement en 1969 avec l'ouverture de la station standard d'Inuvik (INK).

Quand les premiers projets d'exploration pétrolière ont été entrepris dans la mer de Beaufort, le besoin de mieux connaître les risques qu'un tremblement de terre n'endommage les ouvrages d'art s'est fait sentir. Le ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources (ÉMR), d'abord en collaboration avec l'industrie, a installé et entretenu un certain nombre de stations séismographiques sur la côte au pourtour de la mer de Beaufort. Les données enregistrées à ces stations ont amélioré le seuil de détection et les capacités de localisation des tremblements de terre dans la région.

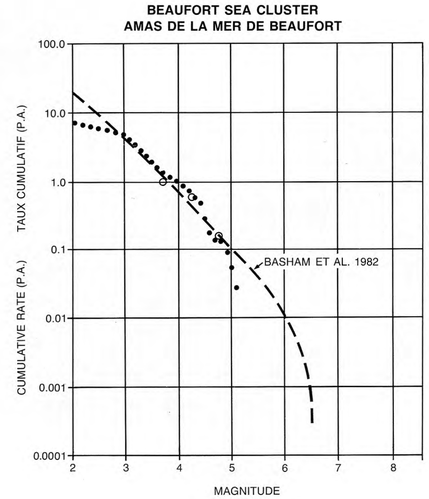
En 1990, les stations encore en fonctionnement en plus de celle d'Inuvik (INK) sont les suivantes : Sachs Harbour (SXT), Shingle Point (SPY) et Komakuk Beach (KBT). Entre 1980 et 1984, il y avait une station à Tuktoyaktuk (TUK) et entre 1981 et 1985, il y en avait une à Nicholson Point (NPT).

SÉISMOTECTONIQUE

L'incertitude de localisation des épicentres varie de 100 km pour ce qui est de quelques-uns des séismes les plus anciens à moins de 20 km pour la plupart des tremblements de terre enregistrés et mis sur carte dans les années quartre-vingts. Ainsi, la dimension de la concentration qui s'étend sur 200 km n'est pas due à une mauvaise localisation des anciens épicentres. Les emplacements ont été déterminés selon le modèle canadien normalisé de détermination de la vitesse. Des expériences considérant des modèles de détermination de la vitesses à l'échelle locale ont permis de modifier légèrement l'emplacement de certains épicentres mais n'ont pas amélioré de façon significative la précision. Une répartition adéquate des stations est un paramètre beaucoup plus important afin d'augmenter la précision de localisation des épicentres et au début des années quatre-vingts, l'installation de nouveaux séismographes de courte période à des distances approximatives de 200 km de la concentration d'épicentres de tremblements de terre de la mer de Beaufort a visiblement amélioré la précision de détermination de ce paramètre.

Aujourd'hui, la configuration plus complète d'épicentres bien localisés faisant partie de la concentration d'épicentres de tremblements de terre de la mer de Beaufort (voir carte) ne semble pas être orientée parallèlement à l'anomalie gravimétrique, pas plus qu'il ne se dessine une corrélation claire avec le gradient du champ gravimétrique ou le talus continental. Il faut donc conclure qu'il manque des éléments à l'explication qualitative de la cause du tremblement de terre de 1975. De plus, le mécanisme au foyer d'un séisme qui s'est produit en 1987 se trouve à aussi peu que 250 km environ au nord de celui du tremblement de terre décrit ci-haut et présente un axe de compression d'orientation presque perpendiculaire (E-O) à celui-ci, à angle droit avec le talus continental. Il est à noter que les deux explications de cet événement (a et b) qui sont présentées sont les seules possibles. La mauvaise définition azimutale du deuxième plan est principalement due à la valeur faible de pendage mais ne modifie pas la direction de l'axe de compression.

La profondeur des tremblements de terre compris dans la concentration d'épicentres de la mer de Beaufort n'est pas encore déterminée de façon satisfaisante parce que les stations les plus proches se trouvent à des distances de l'ordre de 200 km. Les foyers sont généralement considérés comme faisant partie du manteau supérieur et leur profondeur est probablement voisine de 40 km selon l'analyse des ondes de surface du tremblement de terre de 1975, faite par Hasegawa et al. (1979). Cette conclusion est appuyée par le fait que les ondes Lg n'ont pas été enregistrées par les instruments des stations situées à proximité sur la côte alors qu'elles le sont normalement pour des séismes peu profonds, particulièrement dans le cas présent où il n'y a pas de croûte océanique pour entraver leur propagation.



Compilers: Compilateurs:

R.B. Horner, D.H. Weichert

FIGURE 9

SEISMICITY

All earthquakes included in the Canadian Earthquake Epicentre File are plotted on Figure 10. Magnitudes and dates of important events in the Beaufort Sea are annotated. The distribution of epicentres generally reflects the tectonic trends in the region (Basham et al., 1977), with notable concentrations of earthquakes in the Richardson Mountains southwest of the Mackenzie Delta and in the Beaufort Sea just off the continental shelf. Another cluster occurs on the Alaskan Beaufort shelf, perhaps related to a structural zone extending offshore from Alaska, and characterized by Late Quaternary faults and folds (Grantz et al., 1983).

The largest event in the Beaufort Sea cluster, magnitude 6.5, occurred in 1920. Completeness of detection and reporting of events has improved over the years: M5 is thought to have been complete since 1950, M3.5 since the mid-1960s, and M3 since 1981. The current network can in fact locate most events about M2.0 and larger, but detection is incomplete at this magnitude (see Fig. 9).

Epicentral uncertainties vary from 100 km for some of the older events down to better than 20 km for the majority of plotted events that were located during the 1980s. Thus, the 200 km extent of the cluster is not due to mislocations of older epicentres. Locations were calculated with the standard Canadian velocity model. Experiments with local velocity models result in small relocations, but do not significantly improve accuracy. Adequate station distribution is a much more important parameter for location accuracy, and the installation of additional short period seismographs in the early 1980s, at distances of about 200 km from the Beaufort earthquake cluster, clearly improved epicentral accuracy.

SEISMIC HAZARD

For purposes of seismic zonation, a Beaufort seismic source zone was defined by Basham et al. (1982), using the seismicity up to 1977. The boundary of their source zone is shown dashed and their event recurrence curve is shown in Figure 9. The enlarged data set (Fig. 9) provides more detail in the recurrence relation. The apparent steepening of the recurrence slope just above M4, which is also implied by the earlier data, is confirmed by the new data. The most likely explanation is a bias in the magnitude determination: the larger magnitudes are determined from body wave phases at more distant stations, while the smaller magnitudes are underestimated because of the absence of Lg.

The maximum magnitude earthquake in the Beaufort Sea was arbitrarily set at M6.5 by Basham et al. (1982). In view of a M7.2 earthquake on the Grand Banks, and after the surprising occurrence of a magnitude 6.9 earthquake in 1985 in the Mackenzie Mountains, we must now urge the adoption of at least a M7.0, or M7.5, earthquake as maximum magnitude for the Beaufort Sea cluster. This implies a high risk of liquefaction of seafloor sands or in the sand berms of drilling and production islands; in fact this risk may exist for earthquake magnitudes as low as M6.0 in that area (L. Finn pers. comm., 1982).

SÉISMICITÉ

Tous les tremblements de terre mentionnés dans le Fichier des épicentres des tremblements de terre canadiens sont représentés sur la figure 10. La magnitude et la date des séismes majeurs qui se sont produits dans la mer de Beaufort sont indiquées. La répartition des épicentres reflète généralement les tendances tectoniques de la région (Basham et al., 1977) et une concentration remarquable de tremblements de terre s'observe dans les monts Richardson, au sud-ouest du delta du Mackenzie, ainsi que dans la mer de Beaufort, un peu au large de la plate-forme continentale. Une autre concentration d'épicentres de séismes est signalée sur la plate-forme alaskienne de Beaufort et est probablement associée à une zone structurale qui continue au large des côtes de l'Alaska, caractérisée par des failles et des plis du Quaternaire supérieur (Grantz et al., 1983).

Le plus gros séisme enregistré dans cette concentration d'épicentres de la mer de Beaufort est de magnitude 6,5 et s'est produit en 1920. D'année en année, la détection et le signalement des tremblements de terre sont de plus en plus complets. Ainsi, il aurait été possible de détecter des séismes de M 5 à partir de 1950, de M 3,5 depuis le milieu des années soixante et de M 3 à partir de 1981. Le réseau actuel permet de localiser la plupart des séismes dont la magnitude se situe aux environs de 2 mais la détection n'est pas complète à des valeurs de cet ordre (voir fig. 9).

Dans leur discussion sur la séismotectonique de la mer de Beaufort, Hasegawa et al. (1979) mentionnent que l'amas de tremblements de terre de ce bassin se trouve dans la zone de talus continental, entre les isolignes bathymétriques 200 m et 2 500 m, sur la pente côté mer d'une anomalie gravimétrique de forme elliptique d'orientation nord-nord-est. La détermination du mécanisme au foyer d'un tremblement de terre de M 5,1 survenu en 1975 (fig. 10) suggère un axe d'extension d'orientation approximative est-ouest ayant un léger pendage vers l'ouest. L'explication la plus acceptée de ce phénomène suggère qu'une charge non compensée de sédiments quaternaires soit à l'origine d'une contrainte maximale d'extension dans le sens horizontal, localisée à une profondeur voisinant 40 km, tout comme le tremblement de terre, et orientée perpendiculairement au talus continental. Outre cette contrainte, il y aurait peut-être des contraintes rémanentes et une compression nord-sud originant de la dorsale Nansen-Gakkel qui se propagerait dans la croûte de l'océan Arctique.

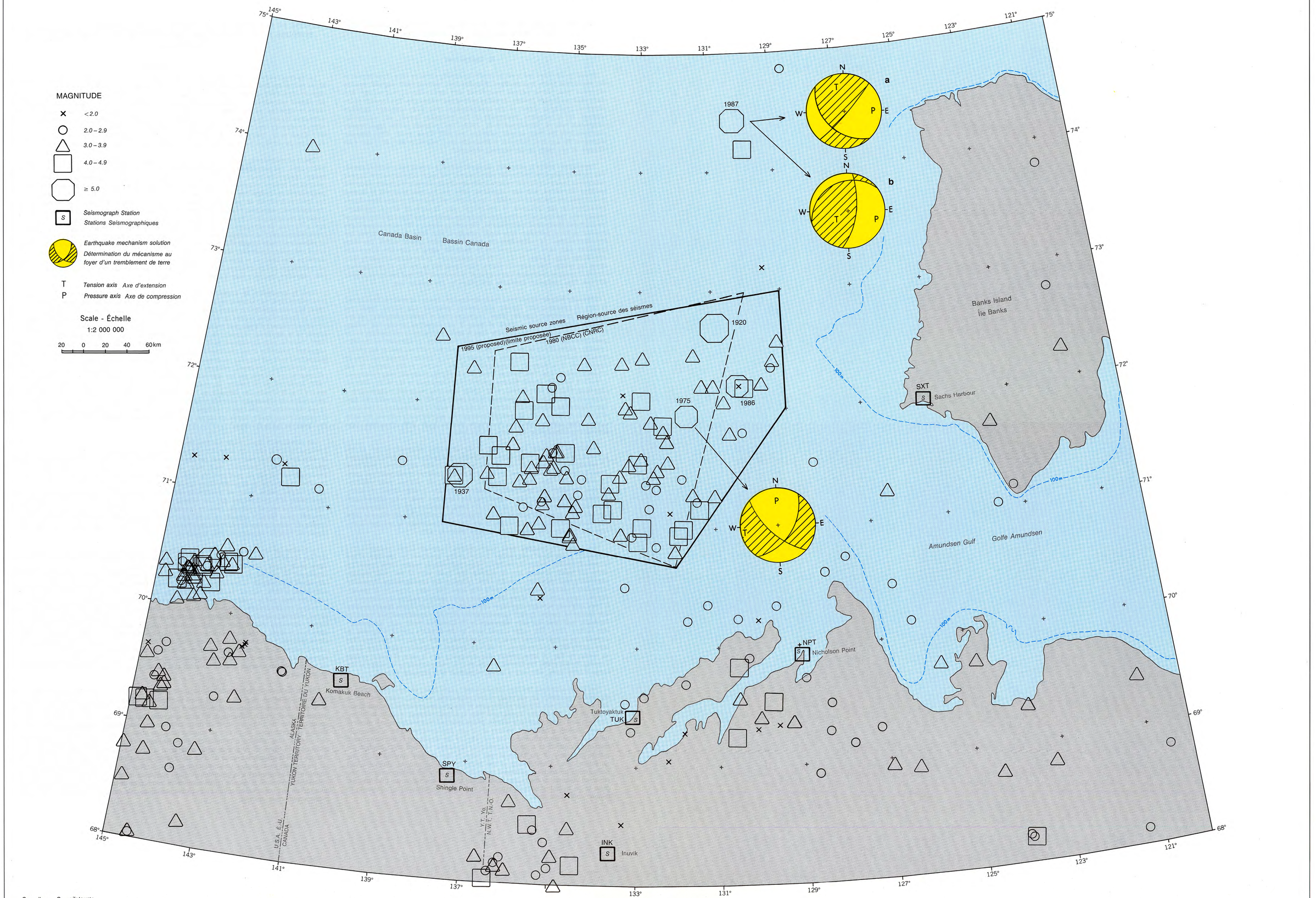
RISQUE SÉISMIQUE

Dans le but de délimiter les zones séismiques, Basham et al. (1982) ont déterminé une région-source des séismes pour la mer de Beaufort, en considérant la séismicité jusqu'en 1977. Les frontières de la région-source sont tracées en traitillé et on peut observer la courbe de récurrence des tremblements de terre sur la figure 9. L'ensemble de données plus complet (fig. 9) permet de mieux détailler la relation de récurrence. L'accentuation apparente de la pente de récurrence un peu au-delà de la M 4, qui était déjà visible avec les premières valeurs enregistrées, est confirmée par les données plus récentes. L'explication la plus plausible de ce changement d'angle dans la courbe est une mauvaise détermination de la magnitude puisque les plus grandes valeurs sont établies à partir des phases d'ondes de volume enregistrées aux stations les plus éloignées, tandis que les plus petites valeurs sont sous-estimées vu l'absence des ondes Lg.

La magnitude du tremblement de terre le plus important de la mer de Beaufort a été arbitrairement fixée à 6,5 par Basham et al. (1982). Comme un tremblement de terre de M 7,2 a été signalé sur les Grands Bancs et qu'en 1985, une magnitude surprenante de 6,9 ait été enregistrée dans les monts Mackenzie, il est maintenant impératif que la valeur maximale de magnitude de la concentration d'épicentres de la mer de Beaufort passe à 7,0 ou 7,5. Des séismes de cette force représentent un grand risque de liquéfaction des sables du fond marin ou des bermes de sable formant les îles artificielles de forage et de production et en vérité, le phénomène de liquéfaction peut être déclenché par des tremblements de terre de magnitude aussi faible que 6,0 dans cette région (L. Finn comm. pers., 1982).

SEISMIC ACTIVITY 1920-1988

ACTIVITÉ SÉISMIQUE DE 1920-1988



Compilers: Compilateurs:
R.B. Horner, D.H. Weichert

FIGURE 10

CRUSTAL VELOCITIES AND THICKNESS – CAMPBELL UPLIFT TO SOUTHERN BEAUFORT SEA SHELF EDGE
(Fig. 11)

R. Stephenson

Shown in the figure are a set of crustal isovelocity contours on a cross-section of the Mackenzie Delta and southern Beaufort Sea, derived from regional seismic refraction data (these include travel-times and amplitudes of first arrivals and identifiable secondary phases, including wide-angle reflections). The location of the refraction profile is shown in the accompanying map (with shotpoint locations labelled; for a complete description of the refraction survey and acquisition parameters refer to Stephenson et al., 1989). The refraction profile approximately coincides with the deep seismic reflection line 86-1 (Cook et al., 1987) between kilometres 20 and 200. Offshore, it intersects deep reflection lines 87-2 and 87-4 (Dietrich et al., 1989) at the locations indicated.

The diagram shows a smoothed representation of a crustal block velocity model. The model is parameterized by the coordinates of the upper boundaries of a number of blocks or layers and by the velocities and velocity gradients in the layers below the specified boundaries, and was constructed using the ray-trace programs of Spence et al. (1984) and Zelt and Ellis (1988). The 5.2 km/s and 8.0 km/s contour lines closely correspond to the positions of the model layer boundaries which represent, respectively, the base of the Beaufort–Mackenzie sedimentary basin and the base of the crust (the Mohorovicić discontinuity). The contour lines are thickened where these boundaries have produced wide-angle reflections that were recorded during the refraction survey. To corroborate the seismic refraction crustal model, the block velocities also have been converted to densities using a standard conversion relationship (e.g., Ludwig et al., 1970) for comparison to the observed gravity field along the profile. The observed gravity data (solid line at the top of the diagram) consist of Bouguer anomalies onshore (south of kilometre 200) and free-air anomalies offshore. The calculated anomalies are shown as the dashed line.

Within the Beaufort–Mackenzie Basin succession, where the model is constrained in part by extensive well velocity and seismic reflection data (Coflin, 1989), the shallowest prominent reflected phase originates from a northward-dipping horizon beneath shotpoint LP at a depth of about 2 km. Velocities across this horizon increase from about 3 km/s to more than 4 km/s, appearing to correspond to the basal unconformity of the Oligocene Kugmallit Sequence, as identified on the 86-1 reflection profile (Cook et al., 1987). Offshore, near the northern end of the profile, refracted seismic phases suggest the presence of a distinct intrabasinal velocity discontinuity at a depth of approximately 4-6 km, roughly in the position of the 4.0 km/s contour line. This horizon, although it is slightly shallower, may correspond to the ~6 km deep Middle Eocene unconformity interpreted in the deep reflection data (lines 87-2 and 87-4; Dietrich et al., 1989). Velocities above this surface reach a maximum of 3.6 km/s but are generally in the range 2.0-2.5 km/s. The refraction data also suggest the presence of a deeper intrabasinal velocity discontinuity in this area, at a depth of about 8 km. Its position corresponds approximately with the 4.8 km/s contour line and it overlies a lowermost basinal layer with moderately high sedimentary velocities in the range 4.8-5.1 km/s.

Wide-angle reflections from the top of the underlying basement (shown as the 5.2 km/s contour line) are displayed prominently in sections recorded from shotpoint LP (where they are probably derived from listric faults within the Eskimo Lakes Fault Zone) but are otherwise absent, except for a weakly reflected phase seen just south of shotpoint RI. This situation compares to that of the offshore deep reflection profiles, in which the sedimentary basement horizon is also absent or poorly displayed. The refraction data suggest that the basement layer in the offshore area possesses a rather low velocity of about 5.5 km/s, consistent with the presence of a low acoustic impedance contrast at this horizon. The velocity model shows a slight shallowing of this boundary (thinning of the Beaufort–Mackenzie Basin), by 1-2 km, near the present shelf edge (approximately kilometre 305).

The basement (crustal) layer south of the Campbell Uplift (shotpoint CL) possesses some local complexities in its velocity structure not resolved in the smoothed function shown in the figure. Very high-velocity crustal rocks (about 7.2 km/s) are locally present and, in general, the upper part of the crust displays moderately high velocities, over 6.2 km/s, typical of the heterogeneous Hudsonian crystalline basement known to underly this area. This layer, however, is laterally discontinuous north of CL where the refraction data strongly suggest the presence of a thick, relatively homogeneous layer with a velocity of 5.8-6.0 km/s. Such velocities are typical of deeply buried (predominantly clastic) metasedimentary rocks of Paleozoic and older age seen elsewhere in the Canadian Arctic (e.g., Kanasewich and Berkes, 1990). The upper crustal layer, in the southern part of the profile, is underlain by a high-velocity lower crust (velocities in the range 7.0-7.5 km/s). This layer clearly thins, and vanishes, in the area beneath the Eskimo Lakes Fault Zone, as shown by the 7.0 km/s contour line, coinciding with a zone of overall crustal thinning. To the north, the thinned crustal layer is characterized by velocities in the range 5.5-6.5 km/s, with only a minor suggestion of intracrustal layering.

The Moho underlying the high-velocity lower crustal layer, on the southern part of the profile, generates an extremely strong wide-angle reflected phase and is at a depth of about 38 km. It is also clearly seen in the deep seismic reflection data (Cook et al., 1987). Offshore, the crustal layer thins to a total thickness of about 14-15 km. This is in part constrained by a seismic phase reflected from the Moho at a depth of 26 km, beneath a basement horizon at 12 km, also constrained by a wide-angle reflection, near the north end of the line. Most of the shallowing of the Mohorovicić discontinuity occurs in a zone bracketed by kilometres 150 and 200, although the precise geometry of the Moho in this zone is not strongly constrained by the refraction data. A shallowing of the Moho by 2-3 km around kilometre 280 corresponds to overlying basement structure but is also not well-constrained. The observed velocities of the crustal layer appear too low and the crustal thickness too great to be typical of oceanic crust, and this layer is interpreted as consisting of thinned continental crust.

VITESSE ET ÉPAISSEUR DE LA CROÛTE : DU SOULÈVEMENT DE CAMPBELL À LA BORDURE DE LA PLATE-FORME CONTINENTALE DE LA MER DE BEAUFORT MÉRIDIONALE (fig. 11)

R. Stephenson

La figure présente une série de courbes d'égale vitesse crustale sur un profil du delta du Mackenzie et de la mer de Beaufort méridionale tracée à partir de données de sismique-réfraction d'un levé régional, dont entre autres le temps de propagation des premières arrivées et leur amplitude ainsi que les phases secondaires identifiables (comprenant les réflexions à grand angle). L'emplacement du profil de réfraction est représenté sur la carte où les points de tir sont identifiés; une description exhaustive du levé de réfraction et des paramètres d'acquisition est disponible dans Stephenson et al., 1989. Le profil de réfraction correspond approximativement au transect de sismique-réflexion profonde 86-1 (Cook et al., 1987), entre les kilomètres 20 et 200. Au large des côtes, ce profil recoupe les transects de réflexion profonde 87-2 et 87-4 (Dietrich et al., 1989) aux endroits indiqués.

Quant au diagramme, il donne une représentation lissée d'une modélisation de la vitesse dans un bloc crustal. Les paramètres du modèle sont établis par ce qui détermine les limites supérieures d'un certain nombre de blocs ou couches, ainsi que par les vitesses et gradients de vitesse dans les couches en position inférieure par rapport aux limites spécifiées. Le modèle a été monté à l'aide des programmes de tracage des rayons de Spence et al. (1984) et de Zelt et Ellis (1988). Les isolignes de 5,2 km/s et 8,0 km/s se confondent assez bien avec des limites de strates du modèle, qui sont respectivement associées à la base du bassin sédimentaire de Beaufort–Mackenzie et à la base de la croûte (la discontinuité de Mohorovicić). Les isolignes sont en trait plus gras aux endroits où ces limites sont à l'origine de réflexions à grand angle, enregistrées lors du levé de réfraction. Le modèle de croûte élaboré selon la sismique-réfraction a été corroboré par la transformation des vitesses des blocs en masse volumique à l'aide d'un facteur conventionnel de conversion (par ex. Ludwig et al., 1970), en vue d'une comparaison avec les valeurs observées du champ de la pesanteur le long du profil. Ces dernières (trait plein sur le graphique) correspondent d'une part à des anomalies de Bouguer en milieu continental (au sud du kilomètre 200), et d'autre part à des anomalies à l'air libre au large des côtes. Les anomalies calculées sont données par le tireté.

Dans la succession du bassin de Beaufort–Mackenzie, où le modèle est limité en partie par l'importante base de données de vitesses dans les puits et de levés de sismique-réflexion (Coflin, 1989), la phase réfléchie la moins profonde qui prédomine est issue d'un horizon à pendage vers le nord, se trouvant sous le point de tir LP à une profondeur d'à peu près 2 km. Les vitesses associées à cet horizon passent d'à peu près 3 km/s à plus de 4 km/s, ce qui semble correspondre à la discordance basale de la séquence oligocène de Kugmallit, identifiée sur le profil de réflexion 86-1 (Cook et al., 1987). Dans la zone extracôtière, près de l'extrémité nord du profil, les phases sismiques réfractées suggèrent l'existence d'une discordance de vitesse distincte à l'intérieur du bassin, à une profondeur approximative de 4-6 km, plus ou moins au niveau de l'isoligne 4,0 km/s. Cet horizon, bien qu'observé à une profondeur légèrement moindre, pourrait être associé à la discordance profonde (≈6 km) de l'Éocène moyen révélée par les données de réflexion profonde (profils 87-2 et 87-4; Dietrich et al., 1989). Au-dessus de cet horizon, les vitesses atteignent au plus 3,6 km/s mais oscillent généralement entre 2,0 et 2,5 km/s. Les données de réfraction indiquent également que dans cette région, une discordance de vitesse plus profonde s'observe à l'intérieur du bassin, aux environs du niveau 8 km, ce qui correspond à peu près à l'isoligne de vitesse 4,8 km/s; cette dernière discordance se trouve au-dessus d'une couche basale du bassin, caractérisée par des vitesses sédimentaires assez élevées de l'ordre de 4,8 à 5,1 km/s.

Les réflexions à grand angle qui sont issues du sommet du socle sous-jacent (correspondant à l'isoligne 5,2 km/s) sont principalement signalées sur les profils enregistrés à partir du point de tir LP, où elles sont probablement produites par des failles listriques de la zone de failles d'Eskimo Lakes; ailleurs, elles sont absentes, sauf dans le cas d'une phase faiblement réfléchie observée immédiatement au sud du point de tir RI. Cette situation s'apparente à celle qui caractérise les profils de réflexion profonde au large des côtes, sur lesquels l'horizon de socle sédimentaire est également absent ou peu visible. Selon les données de réfraction, il semble que la couche de socle de la zone extracôtière soit caractérisée par une vitesse plutôt faible d'à peu près 5,5 km/s, corroborant l'observation d'un petit contraste dans les valeurs d'impédance acoustique au niveau de cet horizon. À proximité de la bordure actuelle de la plate-forme continentale (aux environs du kilomètre 305), le modèle de vitesse présente une diminution légère de la profondeur de cette limite (amincissement du bassin de Beaufort–Mackenzie) d'un facteur de 1 à 2 km.

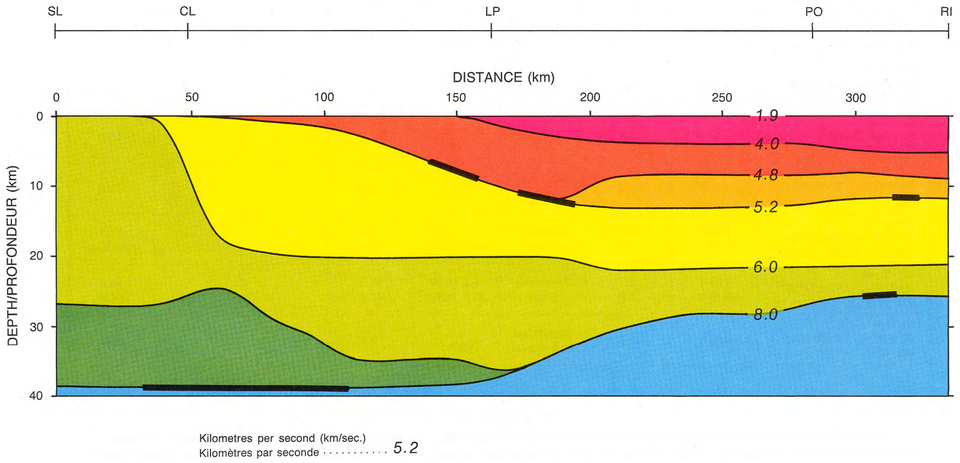
La couche de socle (crustal) au sud du soulèvement de Campbell (point de tir CL) révèle une certaine complexité locale dans la répartition des vitesses, que ne permet pas de visualiser la fonction lissée de la figure. Des roches crustales à très grande vitesse (environ 7,2 km/s) sont observées localement; en général, la partie supérieure de la croûte présente des vitesses modérément élevées (dépassant 6,2 km/s), ce qui est typique du socle cristallin hétérogène de l'Hudsonien (reconnu comme sous-jacent à cette région). Toutefois, au nord du point de tir CL où les données de réfraction suggèrent fortement la présence d'un horizon épais relativement homogène (vitesse de 5,8-6,0 km/s), la couche est discontinue dans le sens latéral. Des vitesses de cet ordre sont représentatives des roches métasédimentaires (principalement clastiques) profondément enfouies du Paléozoïque et plus vieilles, observées ailleurs dans l'Arctique canadien (par ex. Kanasewich et Berkes, 1990). Dans la partie sud du profil, la couche de croûte supérieure est sus-jacente à de la croûte inférieure de vitesse élevée (environ 7,0-7,5 km/s). Dans la région sous-jacente à la zone de failles d'Eskimo Lakes, cette couche présente un amincissement évident et se perd comme le montre l'isoligne 7,0 km/s, ce qui correspond à une zone d'amincissement général de la croûte. Au nord, l'horizon de croûte amincie est caractérisé par des vitesses oscillant entre 5,5 et 6,5 km/s, avec une faible indication de stratification intracrustale.

Dans la partie sud du profil, le Moho sus-jacent à l'unité de croûte inférieure de grande vitesse est à l'origine d'une phase réfléchie à grand angle extrêmement intense et se trouve à environ 38 km de profondeur. Les données de sismique-réflexion profonde (Cook et al., 1987) permettent également de visualiser clairement ce phénomène. Au large des côtes, la couche de croûte s'amincit jusqu'à une épaisseur totale de 14-15 km et est en partie délimitée par une phase sismique réfléchie à partir du Moho à une profondeur de 26 km, se trouvant sous une unité de socle au niveau 12 km, à son tour délimitée par une réflexion à grand angle (près de l'extrémité nord du profil). La diminution de la profondeur du Moho est en grande partie associée à une zone comprise entre les kilomètres 150 et 200, bien que la géométrie précise de cette discontinuité sur cet intervalle ne soit pas bien déterminée par les données de réfraction. Une diminution de la profondeur du Moho de l'ordre de 2-3 km près du kilomètre 280 correspond à la géométrie du socle sus-jacent mais est également mal délimitée. Les vitesses observées de la couche crustale semblent trop faibles et son épaisseur est trop importante pour qu'elle soit considérée comme de la croûte océanique; elle est plutôt interprétée comme de la croûte continentale amincie.

CRUSTAL VELOCITIES AND THICKNESS CAMPBELL UPLIFT TO SOUTHERN BEAUFORT SEA SHELF EDGE

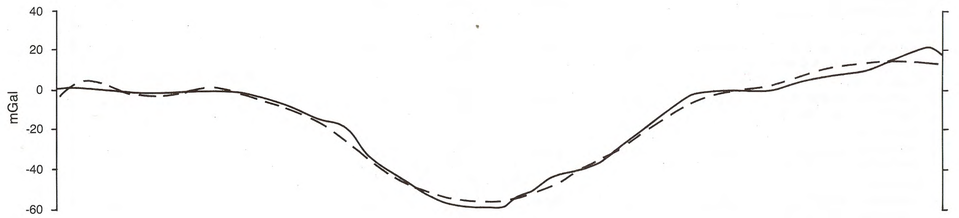
VITESSE ET ÉPAISSEUR DE LA CROÛTE : DU SOULÈVEMENT DE CAMPBELL À LA BORDURE DE LA PLATE-FORME CONTINENTALE DE LA MER DE BEAUFORT MÉRIDIONALE

S.E. Crustal velocities and Crustal thickness Vitesse et épaisseur de la croûte N.W.



Kilometres per second (km/sec.)
Kilomètres par seconde 5.2

Gravity profile: Profil gravimétrique



Observed/Observé .....

Calculated/Calculé .....

Compiler: Compilateur:
R. Stephenson

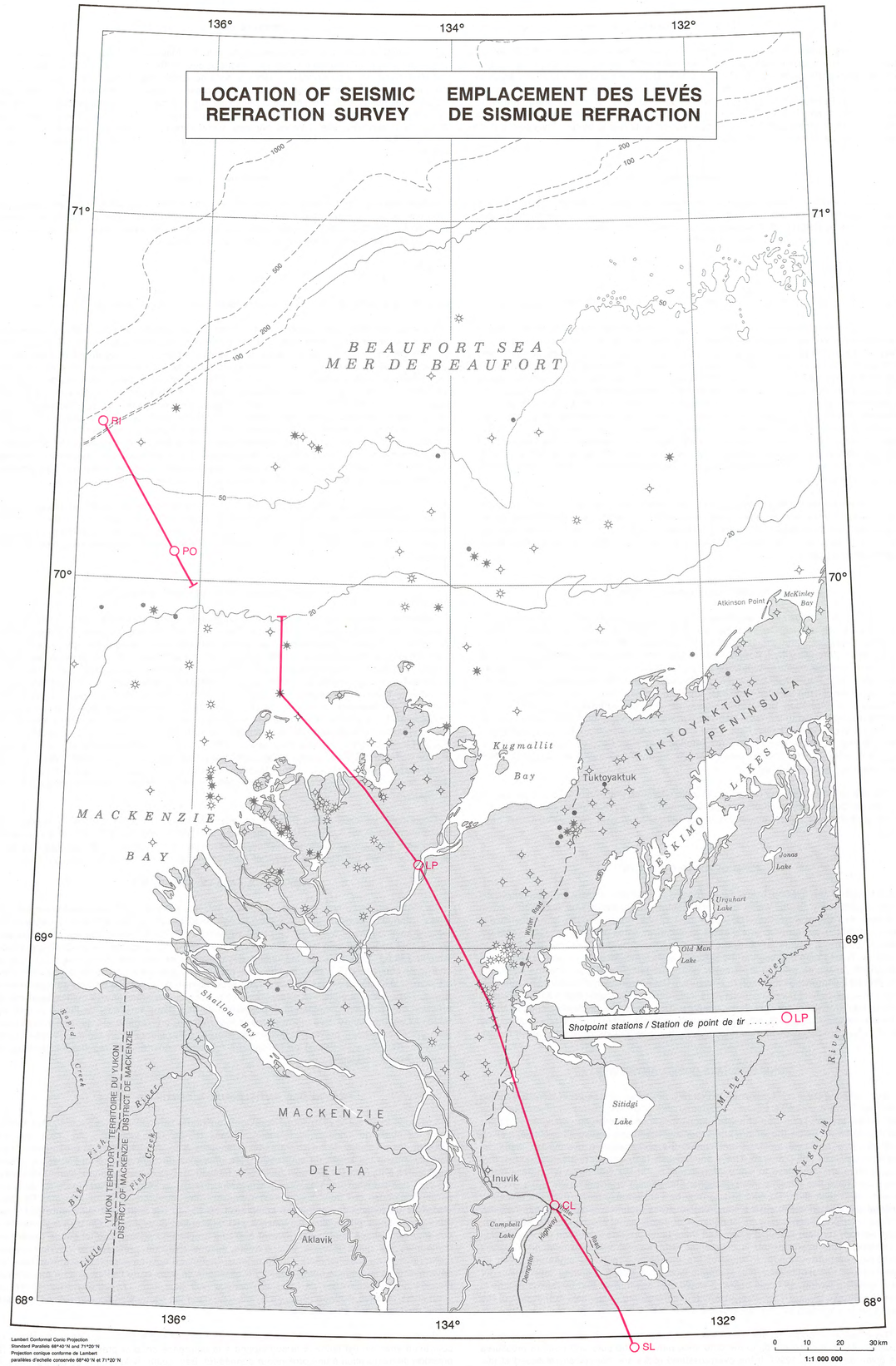


FIGURE 11

CRUSTAL STRESSES

R. Courel and J.S. Bell

IN SITU STRESS MEASUREMENTS
(Fig. 12)

Stress Magnitudes

Stress magnitude information is not available from all the wells drilled in the Beaufort–Mackenzie Basin because many of them were not leak-off tested. Thus, there are no data from the Mackenzie Delta area or the Richardson Mountains and other highland areas to the west. Leak-off tests were run in a few of the more recently drilled wells on the Tuktoyaktuk Peninsula and these give a general idea of stress magnitudes to approximately 3 km. In the offshore Beaufort Sea, where drilling conditions were more hazardous due to overpressuring, numerous leak-off tests had to be run. They give a fairly focussed picture of stress magnitudes to depths of 4.5 km.

Methodology

Subsurface in-situ stress magnitudes have been estimated using exploration well log data and drilling records from 36 wells (Table 1, 2, 3; Figs. 12A, B, C). The methods used are described by Bell (1990). It is assumed that one principal stress, S_v, is vertical and the other two, S_{Hmin} and S_{Hmax}, are horizontal, and that:

$$Sv(z) = g\int_{o}^{z} z\rho(z)z$$

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

The smaller horizontal principal stress, S_{Hmin}, is equated with the instantaneous shut-in pressure that accompanies closure of a small induced fracture. For a few wells, this can be interpreted from the pressure decline record of a leak-off test. In most cases, however, only incomplete records of leak-off tests are available, which give fracture initiation pressures. If leak-off was only initiated once, the tensile strength of the rock had to be overcome before a fracture could be initiated. Therefore such leak-off pressures will overestimate S_{Hmin}. The overestimation is reduced if two or more leak-off tests were run at the same depth. In these situations, the later tests usually will reopen an existing fracture and leak-off pressure will be lower. It will be closer to the fracture closure pressure, in other words, S_{Hmin}. Where possible, data from second or subsequent tests were used. Nevertheless, as Tables 1 to 3 indicate, most of the pressures reported here were derived from single leak-off tests and, consequently, they must overestimate S_{Hmin}. This should be born in mind when using the data and interpretations.

The larger horizontal stress, S_{Hmax}, has not been calculated (cf. Kry and Gronseth, 1983) because there are no independent measurements against which estimates of the magnitudes can be checked. Thus, the inferences concerning the various stress regimes that may be present in the Beaufort–Mackenzie Basin are based on incomplete stress magnitude information.

ESKIMO LAKES FAULT ZONE

All the onshore stress magnitude data come from wells located within the Eskimo Lakes Fault Zone which defines the southeastern margin of the basin. In this structural zone, Paleozoic, Mesozoic, and Cenozoic rocks are characterized by normal hydrostatic fluid pressures, and are offset by a downdip staircase of NE-SW-trending faults that were active prior to mid-Cretaceous time. All leak-off pressure data (Table 1) are shown plotted against depth (Fig. 12A). The leak-off pressures are significantly less than the overburden loads, so they must refer to the smaller horizontal principal stress. These particular leak-off tests correspond to formation breakdown pressures and overestimate S_{Hmin}. From their magnitudes, compared to the estimated overburden loads, S_v, at the same depths, we can conclude that the Eskimo Lakes Fault Zone is affected either by a normal fault regime or a strike-slip regime. Either the relative magnitudes are: $S_v > S_{Hmax} > S_{Hmin}$, or they are: $S_{Hmax} > S_v > S_{Hmin}$. The choice depends on the relative magnitudes of S_{Hmax} for which there are no measured values.

Two leak-off tests are around 3 km depth yield a fracture gradient of $0.75S_v$. The S_{Hmin} : S_v, ratio will be less, which allows the speculation that S_{Hmax} may be smaller than S_v. If it is, the contemporary stress regime will favour normal faulting in the Eskimo Lakes Fault Zone.

ZONE OF LISTRIC FAULTS

Northwest of the Eskimo Lakes Fault Zone is a structural province characterized by down-to-basin listric faults, which have been active in Cenozoic time and which offset Mesozoic and Cenozoic rocks. The upper part of the drilled section is hydrostatically pressured, but overpressures are present at depth in some wells. (Fig. 12B, Table 2). Leak-off generally occurs at pressures less than overburden, but the difference in magnitude is less than that seen in the Eskimo Lakes Fault Zone. It is again assumed that the leak-off pressures refer to the smaller horizontal principal stress. In some wells, the pore pressure approaches the fracture pressure in the overpressured section. The relatively small increases in fluid pressure required to initiate fracture suggest that fluid migration up faults or fractures will occur near these locations. The stress magnitude data suggest that a strike-slip regime ($S_{Hmax} > S_v > S_{Hmin}$) presently prevails, although a normal fault regime with $S_v > S_{Hmax} > S_{Hmin}$ cannot be ruled out. Both configurations could be present locally.

ZONE OF SHALE-CORED ANTICLINES

Wells drilled in outer shelf areas are structurally underlain by a series of NW-SE-trending anticlines that are cored by Lower Cenozoic shales (Fig. 12C, Table 3). Typically these wells exhibit leak-off pressures of lesser magnitudes than overburden pressures at depths less than 2000 m. Below this depth, and especially within overpressured sections, leak-off pressures may be close to and even exceed the corresponding overburden loads, as illustrated by Siulik I-05 (Table 3). These anomalously high leak-off pressures suggest that S_{Hmin} values are very close to overburden loads, S_v, in the deeper parts of these wells. These data have two possible interpretations. The smaller principal stress S_{Hmin} may be close to, or greater than, S_v, and S_{Hmax} may be considerably larger than the other two principal stresses, in which case a compressive stress regime could prevail. Alternatively, all three principal stresses may be of equal or of nearly equal magnitudes, in which case stress isotropy (or near isotropy) exists and there is no preferred direction of compression of shearing. This interpretation is compatible with leak-off test pressures that exceed estimated overburden loads. In view of the indefinite directional signature given by stress-induced breakouts and the apparent lack of a strong initiating mechanism for stress-inducing caving, as noted below, it would also seem likely that the stress regime is close to isotropic ($S_{Hmax} = S_v = S_{Hmin}$) within overpressured sequences in that part of the basin that is underlain by the shale-cored anticlines.

The effective strength of the overpressured rocks above and within the shale-cored anticlines is low. It corresponds to the difference between the pore and fracture pressures at a given depth (Bell, 1990). If the overpressured rocks are isotropically stressed at this time, there should be no preferred kinematic axis for any present-day deformation. However, stress anisotropy must have prevailed in early Cenozoic time because otherwise the observed regional alignment of anticlinal axes would not have occurred.

CONTRAINTES TECTONIQUES ACTUELLES

R. Courel et J.S. Bell

MESURE DES CONTRAINTES IN SITU
(fig. 12)

Intensité des contraintes

De nombreux puits forés dans la région du delta du Mackenzie et de la mer de Beaufort ne possèdent pas d'information concernant l'intensité des contraintes car ils n'ont pas été testés à cet effet. Ainsi on n'a de données ni dans le delta du Mackenzie, ni dans les monts Richardson ou autres zones élevées à l'ouest. Des tests de pression (leak-off tests) ont été réalisés dans certains des puits les plus récents de la péninsule Tuktoyaktuk et donnent une idée de l'intensité des contraintes jusqu'à environ 3 km de profondeur. En mer de Beaufort, où les conditions de forage sont rendues plus difficiles par des surpressions, de nombreux essais ont dû être effectués. Ceux-ci nous renseignent assez précisément sur l'intensité des contraintes jusqu'à 4,5 km.

Méthodes utilisées

L'intensité des contraintes in situ a été estimée à partir des diagraphies et comptes rendus de forage de 36 puits d'exploration (voir tableaux 1, 2, 3 et fig. 12A, B,C). Les méthodes utilisées ont été décrites par Bell (1990). On considère que les contraintes principales S_{Hmax} et S_{Hmin} sont horizontales, et que la contrainte principale S_v est verticale et vaut:

$$Sv(z) = g\int_{o}^{z} z\rho(z)z$$

où ρ est la densité des roches à la profondeur z, et g l'accélération de la pesanteur.

La pression d'ISIP (instantaneous shut-in pressure), qui correspond à la fermeture d'une petite fracture induite est considérée égale à la contrainte principale horizontale mineure, S_{Hmin}. Dans certains cas on peut la lire sur la courbe de diminution de pression enregistrée lors d'un essai de pression (leak-off test). Mais dans la plupart des cas, ces enregistrements ne sont pas disponibles dans leur totalité, et on doit se contenter des valeurs de la pression initiale de fracturation. Dans le cas où un seul essai est réalisé et en l'absence de fracture naturelle, cette pression inclut la résistance en tension de la roche, et donc surestime S_{Hmin}. Cette surestimation est réduite si plusieurs essais sont réalisés à la même profondeur; on a alors affaire à des pressions de réouverture ou de propagation, plus proches de la pression de fermeture instantanée et donc de S_{Hmin}. Les données des derniers essais réalisés ont donc été utilisées lorsque cela était possible. Cependant les tableaux 1 à 3 montrent que les valeurs reportées proviennent en majorité d'un seul essai, sans courbe de diminution de pression. Ce fait doit être gardé à l'esprit du lecteur dans son évaluation des données et des interprétations.

En conséquence, le calcul de l'intensité de la contrainte horizontale majeure, S_{Hmax}, à partir de ces surestimations de S_{Hmin} (cf. Kry et Gronseth, 1983) a été abandonné car il n'existe aucune mesure indépendante de S_{Hmax} pour le valider. Les conclusions concernant les régimes de contraintes dans le bassin de Beaufort–Mackenzie sont donc basés sur une base de données malheureusement incomplète.

ZONE DE FAILLES D'ESKIMO LAKES

Toutes les données sur l'intensité des contraintes en milieur continental proviennent de puits implantés dans la zone de failles d'Eskimo Lakes, entité structurale qui définit la marge sud-est du bassin de Beaufort–Mackenzie. Les roches de cette entité structurale, qui remontent au Paléozoïque, au Mésozoïque et au Cénozoïque, sont caractérisées par une pression des fluides hydrostatique et sont déplacées vers l'aval pendage à la manière d'un escalier, par un ensemble de failles NE-SO antérieures au Crétacé moyen. Toutes les pressions de fuite (leak-off pressures) du tableau 1 sont représentées à la figure 12A en fonction de la profondeur. Celles-ci sont nettement inférieures à la charge de couverture (contrainte verticale, S_v) et se rapportent probablement à la contrainte principale horizontale mineure S_{Hmin}. Dans ce cas, la pression de fuite correspond à la pression de dislocation d'une formation et constitue une surestimation de S_{Hmin}. La comparaison des intensités de S_{Hmin} et S_v à une même profondeur, indique que dans la zone de failles d'Eskimo Lakes existe un régime de contraintes de type «faille normale» ou de «coulissage» dans lequel, selon le cas, $S_v > S_{Hmax} > S_{Hmin}$ ou $S_{Hmax} > S_v > S_{Hmin}$, respectivement. On ne peut choisir de façon certaine entre ces deux possibilités sans mesures de S_{Hmax}.

Cependant, les deux essais de pression effectués autour de 3 km révèlent un gradient de fracturation de 0,75 S_v. Le rapport S_{Hmin}/S_v sera donc inférieur à 0,75, ce qui autorise l'hypothèse $S_{Hmax} < S_v$. Si elle est vérifiée, le régime de contraintes actuel le plus probable dans la zone de failles d'Eskimo Lakes serait du type «faille normale» où $S_v > S_{Hmax} > S_{Hmin}$.

RÉGION DES FAILLES LISTRIQUES

La région située au nord-ouest de la zone de failles d'Eskimo Lakes est caractérisée par des failles listriques plongeant vers le bassin, d'âge cénozoïque, qui recoupent et déplacent des terrains secondaires et tertiaires. La partie supérieure des puits montre que les pressions des fluides sont hydrostatiques mais certains puits présentent des surpressions en profondeur (voir tableau 2 et fig. 12B). Ici aussi, les valeurs des pressions de fuite sont inférieures à celles de la charge de couverture (S_v), mais la différence est moindre que dans les cas de la zone de failles d'Eskimo Lakes. Dans ce cas également, on suppose que les pressions de fuite se rapportent à S_{Hmin}. Dans certains puits, les surpressions sont telles que la pression des fluides approche la pression de fracturation, suggérant la possibilitié de migrations verticales de fluides le long de failles. Les intensités des contraintes suggèrent qu'un régime de type «coulissage» ($S_{Hmax} > Sv > SHmin$) prévaut actuellement, bien que l'existence d'un régime de type «faille normale» ($S_v > S_{Hmax} > S_{Hmin}$) ne puisse être totalement écartée. Un régime des deux types pourrait exister localement.

RÉGION DES ANTICLINAUX À COEUR DE SHALE

Les puits forés sur la plate-forme continentale externe sont situés au-dessus d'anticlinaux à coeur de shale du Cénozoïque inférieur, orientés NO-SE (voir tableau 3, fig. 12C). Jusqu'à 2 000 m, les pressions de fuite sont toutes inférieures à S_v. Au-delà de cette profondeur, et en particulier dans les zones de surpression, les pressions de fuite sont comparables ou même supérieures à S_v (voir par exemple Siulik I-05, tableau 3). Ces pressions anormalement élevées, qui sont des surestimations de S_{Hmin}, suggèrent que S_{Hmin} est peu différente de S_v dans les parties profondes des puits. Ces données peuvent être interprétées de deux façons. On peut envisager un régime de contraintes compressif où S_{Hmax} est nettement supérieure aux deux autres contraintes principales, d'intensités peu différentes, S_v et S_{Hmin}. On bien les intensités des trois contraintes principales peuvent être très proches ou égales, auquel cas le régime de contraintes est quasi isotrope et il n'existe aucune direction préférentielle de déformation (compression ou cisaillement). Compte tenu du fait qu'aucune direction préférentielle de déformation ne se dégage des données d'ovalisations de puits et de l'absence d'un mécanisme bien défini pouvant causer de telles ovalisations (voir plus loin), l'hypothèse d'un régime de contraintes presque isotrope ($S_{Hmax} = S_v = S_{Hmin}$) dans les séquences en surpression de cette partie du bassin est plus probable.

Dans les zones de surpression au-dessus et à l'intérieur des anticlinaux à coeur de shale, la contrainte effective est faible. Elle correspond à la différence entre la pression des fluides et la pression de fracturation à une profondeur donnée (cf. Bell, 1990). Si le régime de contraintes est actuellement isotrope, on ne devrait pas pouvoir définir un axe préférentiel de déformation. Cependant l'alignement NE-SO des anticlinaux à l'échelle régionale indique qu'un régime de contraintes anisotropes était présent au début du Tertiaire.

TABLE 1

Stress magnitudes and pore pressures inferred from leak-off tests, density logs, mud weights and drillstem tests from 11 wells drilled in the Eskimo Lakes Fault Zone along the southern onshore margin of the Beaufort–Mackenzie Basin. All the leak-off tests record fracture initiation pressures, so they overestimate S_{Hmin}.

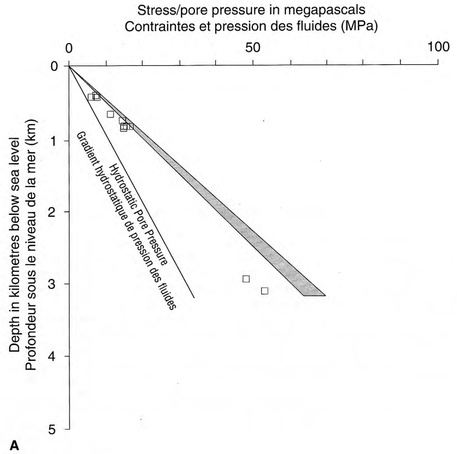
WELL NAME Location KB (m above sea level) GL (m above sea level)	Depth to base casing in m below ground level	Open interval thickness in m	Dominant lithology in open interval	Pore pressure at base casing in MPa (data source)	First leak-off test pressure at base casing in MPa	Repeat leak-off test pressure at base casing in MPa	Instantaneous shut-in pressure in MPa	Overburden pressure at base casing in MPa (S_v)
ATERTAK K–31 69.510°N, 132.652°W KB 30.5 m, GL 23.3 m	832.8	11.0	Sand	8.6 (MW)	14.7			17.9
MAYOGIAK G–12 69.355°N, 132.811°W KB 33.78 m, GL 27.6 m	667.3	19.5	Mudstone	6.7 (MW)	10.7			14.3
MAYOGIAK N–34 69.400°N, 132.901°W KB 11.7 m, GL 6.6 m	461.4	19.0	Sandstone	5.0 (MW)	6.5			10.2
NUNA A–10 69.151°N, 133.250°W KB 54.2 m, GL 43.8 m	839.6	5.6	Shale	9.66 (MW)	14.1			15.9
NUNA E–40 69.154°N, 133.412°W KB 32.2 m, GL 28.7 m	449.4	23.0	Gravel	4.7 (MW)	7.3			9.4
TUK B–40 69.320°N, 133.139°W KB 20.6 m, GL 16.1 m	439.5	15.0	Sand	4.6 (MW)	6.6			9.2
TUK G–39 (cf. Tuk G–48) KB 21.9 m, GL 17.4 m	463.5	9.0	Sandstone	4.86 (MW)	5.9			10.0
TUK G–48 69.290°N, 133.184°W KB 18.2 m, GL 13.7 m	442.5	21.0	Sand and gravel	4.91 (MW)	6.8			10.0
TUK J–29 69.312°N, 133.097°W KB 16.9 m, GL 10.6 m	807.2 3128.2	23.5 7.0	Mudstone Shale	8.1 (MW) 32.9 (DST)	16.0 52.2			17.5 approx. 67
TUK M–09 69.313°N, 132.037°W KB 31.2 m, GL 25.0 m	763.4 2935.8	3.7 6.0	Claystone Shale	8.5 (MW) 30.5 (MW)	14.0 47.8			15.8 66.5
TUKTUK A–12 69.400°N, 133.050°W KB 18.48 m, GL 11.9 m	450.4	10.0	Sandstone and gravel	4.9 (MW)	7.1			9.94

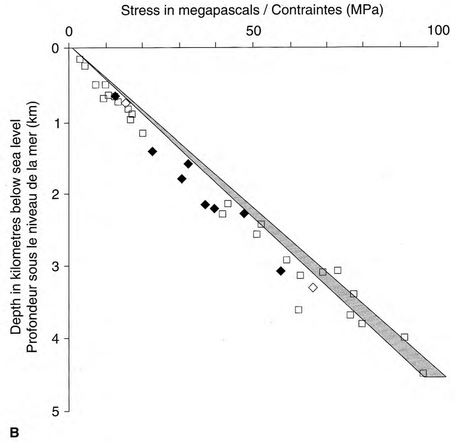
TABLEAU 1

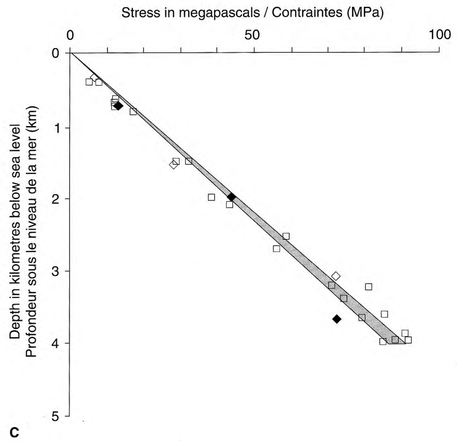
Intensités des contraintes et pressions des fluides déduites des diagraphies de densité, des essais de pression [pression de fuite, essais aux tiges (DST)], et des densités de boues (MW) de forage pour 11 puits forés à terre sur la marge du bassin de Beaufort–Mackenzie, dans la zone de failles d'Eskimo Lakes. Toutes les valeurs de S_{Hmin} sont des surestimations car les valeurs de pression de fuite correspondent aux pressions de fracturation.

NOM DU PUITS Localisation KB (m/niveau de la mer) GL (m/niveau de la mer)	Profondeur de la base du cuvelage en m/surface	Longueur de l'intervalle foré non cuvelé en m	Roches dominantes dans l'intervalle mis à l'essai	Pression des fluides à la base du cuvelage en MPa (source des données)	Pression de fuite du premier essai à la base du cuvelage en MPa	Pression de fuite du dernier essai à la base du cuvelage en MPa	Pression instantanée de fermeture en MPa	Charge de couverture à la base du cuvelage en MPa (S_v)
ATERTAK K–31 69,510°N, 132,652°O KB 30,5 m, GL 23,3 m	832,8	11,0	Sable	8,6 (MW)	14,7			17,9
MAYOGIAK G–12 69,355°N, 132,811°O KB 33,78 m, GL 27,6 m	667,3	19,5	Mudstone	6,7 (MW)	10,7			14,3
MAYOGIAK N–34 69,400°N, 132,901°O KB 11,7 m, GL 6,6 m	461,4	19,0	Grès	5,0 (MW)	6,5			10,2
NUNA A–10 69,151°N, 133,250°O KB 54,2 m, GL 43,8 m	839,6	5,6	Shale	9,66 (MW)	14,1			15,9
NUNA E–40 69,154°N, 133,412°O KB 32,2 m, GL 28,7 m	449,4	23,0	Gravier	4,7 (MW)	7,3			9,4
TUK B–40 69,320°N, 133,139°O KB 20,6 m, GL 16,1 m	439,5	15,0	Sable	4,6 (MW)	6,6			9,2
TUK G–39 (cf. Tuk G–48) KB 21,9 m, GL 17.4 m	463,5	9,0	Grès	4,86 (MW)	5,9			10,0
TUK G–48 69,290°N, 133,184°O KB 18,2 m, GL 13,7 m	442,5	21,0	Sable et gravier	4,91 (MW)	6,8			10,0
TUK J–29 69,312°N, 133,097°O KB 16,9 m, GL 10,6 m	807,2 3128,2	23,5 7,0	Mudstone Shale	8,1 (MW) 32,9 (DST)	16,0 52,2			17,5 approx. 67
TUK M–09 69,313°N, 132,037°O KB 31,2 m, GL 25,0 m	763,4 2935,8	3,7 6,0	Claystone Shale	8,5 (MW) 30,5 (MW)	14,0 47,8			15,8 66,5
TUKTUK A–12 69,400°N, 133,050°O KB 18,48 m, GL 11,9 m	450,4	10,0	Grès et gravier	4,9 (MW)	7,1			9,94

(KB = carré d'entraînement, GL = surface du sol)







□ *First Leak-off Test: overestimate of S_{Hmin}*
Premier essaide pression de fuite: surestimation de S_{Hmin}

◇ *Second Leak-off Test: overestimate of S_{Hmin}*
Deuxième essai dê pression de fuite: surestimation réduite de S_{Hmin}

◆ *Instantaneous Shut-in Pressure = S_{Hmin}*
Pression de fermeture instantanée = S_{Hmin}

Overburden Load / Charge de couverture = S_V

FIGURE 12

TABLE 2 TABLEAU 2

Stress magnitudes and pore pressures inferred from leak-off tests, density logs, mud weights, repeat formation tests and drillstem tests for 14 wells drilled adjacent to major Cenozoic listric faults on the inner Beaufort Shelf. Kadluk O-07 and Minuk I-53 also are associated with shale-cored anticlines. The best estimates of S_{Hmin} come from instantaneous shut-in pressures.

Intensités des contraintes et pressions des fluides déduites des diagraphies de densité, des essais de pression [pression de fuite, essais aux tiges (DST), essais des couches répétés (RFT)], et des densités de boues de forage (MW) pour 14 puits forés sur la plate-forme continentale interne de la mer de Beaufort, dans la région des failles listriques tertiaires. Kadluk O-07 et Minuk I-53 sont aussi associés à des anclinaux à coeur de shale. Les meilleures estimations de S_{Hmin} proviennent des pressions de fermeture instantanée.

WELL NAME Location KB (m above sea level) WD (water depth, m)	Depth to base casing in m below sea level	Open interval thickness in m	Dominant lithology in open interval		Pore pressure at base casing in MPa (data source)	First leak-off test pressure at base casing in MPa	Repeat leak-off test pressure at base casing in MPa	Instantaneous shut-in pressure in MPa	Overburden pressure at base casing in MPa (S_V)
NOM DU PUITS Localisation KB (m/niveau de la mer) WD (profondeur de l'eau, m)	Profondeur de la base du cuvelage en m/niveau de la mer	Longueur de l'intervalle foré non cuvelé en m	Roches dominantes dans l'intervalle mis à l'essai		Pression des fluides à la base du cuvelage en MPa (source des données)	Pression de fuite du premier essai à la base du cuvelage en MPa	Pression de fuite du dernier essai à la base du cuvelage en MPa	Pression instantanée de fermeture en MPa	Charge de couverture à la base du cuvelage en MPa (S_V)
AMAULIGAK I–65 B	1827.0	15.0	Claystone	Claystone	20.9 (MW)	30.4		30.1	36.8
70.078°N, 133.805°W/O	3051.0	21.0	Claystone	Claystone	37.2 (MW)	62.5		57.3	65.5
KB 23 m, WD 32 m									J-44 data
AMAULIGAK I–65	669.5	13.5	Sand	Sable	7.2 (MW)	8.9			9.7
70.078°N, 133.805°W/O	1464.0	16.0	Claystone	Claystone	16.7 (MW)	22.3		21.7	28.3
KB 23 m, WD 32 m	2289.0	17.0	Claystone	Claystone	28.2 (MW)	56.3		47.2	47.7
									J-44 data
AMAULIGAK J–44	746.5	32.0	Sand	Sable	11.3 (MW)	14.1			approx. 11.5
70.059°N, 133.713°W/O	2175.5	135.0	Claystone	Claystone	23.5 (RFT)	36.8		37.6	44.9
KB 19.5 m, WD 30.45 m									
ARNAK K–06	875.4	3.0	Conglom.	Conglom.	10.0 (MW)	15.2			n.k. inconnue
69.678°N, 133.772°W/O	3657.4	29.0	Mudstone	Mudstone	46.6 (MW)	76.1			n.k. inconnue
KB 12.62 m, WD 7.8 m									
HAVIK B–41	701.0	4.0	Sandstone	Grès	9.86 (MW)	11.9			12.8
70.336°N, 132.218°W/O									
KB 12.0 m, WD 30 m									
KADLUK O–07	181.8	0.7	Claystone	Claystone	2.1 (MW)	3.1			3.6
69.780°N, 136.021°W/O	528.4	3.4	Claystone	Claystone	7.6 (MW)	9.5			10.2
KB 16.2 m, WD 13.6 m	922.8	n.k. inconnue	Claystone	Claystone	10.9 (MW)	16.9			17.7
	2543.3	n.k. inconnue	Shale	Shale	31.4 (MW)	50.4			54.3
	3384.8	n.k. inconnue	Siltstone	Siltstone	56.9 (MW)	76.9			75.0
KIGGAVIK A–43	787.4	21.0	Sandstone	Grès	10.4 (MW)	14.0			15.7
69.870°N, 135.921°W/O	787.4	78.0	Sandstone	Grès	11.6 (MW)		14.5		15.7
KB 11.6 m, WD 18.4 m	787.4	371.0	Sandstone	Grès	12.5 (MW)	33.4	14.5		15.7
	1593.4	18.0	Claystone	Claystone	26.0 (MW)	72.2		31.6	33.1
	3284.4	20.0	Claystone	Claystone	55.6 (MW)				73.5
	3284.4	28.0	Claystone	Claystone	57.5 (MW)		65.8		73.5
	3284.4	28.0	Claystone	Claystone	60.1 (MW)		65.4		73.5
KOGYUK N–67	691.4	52.6	Sandstone	Grès	8.9 (MW)	11.9		11.7	12.3
70.114°N, 133.322°W/O	2264.6	21.4	Claystone	Claystone	30.7 (MW)	39.8		39.7	46.8
KB 28.0 m, WD 28.0 m	3958.9	25.1	Shale	Shale	56.3 (RFT)	>90.3			86.5
MINUK I–53	239.5	n.k. inconnue	Mudstone	Mudstone	2.85 MW)	4.2			n.k. inconnue
69.710°N, 136.459°W/O	753.5	n.k. inconnue	Mudstone	Mudstone	8.5 (MW)	13.6			12.6
KB 15.5 m, WD 14.7 m	2424.5	n.k. inconnue	Shale	Shale	36.4 (MW)	52.3			52.1
	3081.5	n.k. inconnue	Siltstone	Siltstone	58.0 (MW)	68.8			67.6
	3110.5	n.k. inconnue	Siltstone	Siltstone	59.4 (MW)	73.3			68.3
NIPTERK L–19	499.0	n.k. inconnue	Mudstone	Mudstone	5.6 (MW)	7.4			9.5
69.811°N, 135.332°W/O	1182.0	n.k. inconnue	Mudstone	Mudstone	12.4 (DST)	20.5			25.0
KB 15.5 m, WD 11 m	3139.0	n.k. inconnue	Shale	Shale	31.5 (DST)	62.3			69.5
N. ISSUNGNAK L-86	765.8	44.0	Sandstone	Grès	8.0 (MW)	13.0			15.0
70.092°N, 134.446°W/O	2283.8	19.0	Claystone	Claystone	27.0 (MW)	41.0			47.6
KB 11.9 m, WD 26.2 m	3559.8	18.0	Shale	Shale	43.7 (MW)	61.9			77.9
TAGLU WEST H–06	2926.2	6.0	Sandstone	Gres	41.8 (MW)	58.8			n.k. inconnue
69.423°N, 134.008°W/O									
KB 11.9 m, WD 26.2 m									
TARSIUT N–44	690.0	7.0	Claystone	Claystone	9.9 (MW)	12.2			13.6
69.897°N, 136.194°W/O	2122.0	6.0	Claystone	Claystone	27.9 (MW)	43.0			45.9
KB 18 m, WD 22 m	3784.0	17.0	Shale	Shale	44.7 (MW)	78.8			n.k. inconnue
UVILUK P–66	616.0	205.0	Claystone	Claystone	9.1 (MW)	9.9			11.4
70.263°N, 132.312°W/O	966.0	19.0	Shale	Shale	13.2 (MW)	16.4			18.5
KB 30 m, WD 29.7 m	3654.0	21.0	Shale	Shale	56.7 (MW)	76.4			79.1
	4473.0	41.0	Shale	Shale	85.6 (MW)	95.9			98.7

(n.k. = not known)
(KB = carré d'entraînement)

TABLE 3

Stress magnitudes and pore pressures inferred from leak-off tests, density logs, mud weights, repeat formation tests, well kicks and drillstem tests from 11 wells drilled over shale-cored anticlines on the outer Beaufort Shelf. The best estimates of S_{Hmin} come from instantaneous shut-in pressures.

WELL NAME Location KB (m above sea level) WD (water depth, m)	Depth to base casing in m below sea level	Open interval thickness in m	Dominant lithology in open interval	Pore pressure at base casing in MPa (data source)	First leak-off test pressure at base casing in MPa	Repeat leak-off test pressure at base casing in MPa	Instantaneous shut-in pressure in MPa	Overburden pressure at base casing in MPa (S_V)
ADLARTOK P-09	337.2	21.0	n.k.	3.3 (MW)	4.8			6.7
69.648°N, 137.758°W	775.2	18.0	n.k.	9.7 (MW)	12.0			16.1
KB 12.8 m, WD 67.45 m	1992.2	68.0	n.k.	25.2 (MW)	37.0			44.2
AKPAK P-35/2P-35			Claystone					
70.248°N, 134.157°W	753.0	44.0	&	10.3 (MW)	13.6		13.46	approx. 15
KB 20 m, WD 41 m			sandstone					
ARLUK E-90	367.2	20.0	Claystone	5.4 (MW)	6.9			6.3
70.323°N, 135.443°W	367.2	77.0	Claystone	5.8 (MW)		6.6		6.3
KB 12.8 m, WD 58 m	1472.2	20.0	Claystone	22.7 (MW)	31.2			29.8
	3284.2	25.0	Siltstone	56.2 (MW)	80.6			70.3
	4002.2	15.0	Siltstone	79.5 (MW)	90.7			n.k.
IRKALUK B-35								
70.568°N, 134.170°W	3717.7	27.4	Shale	63.4 (MW)	78.6			78.5
KB 11.9 m, WD 58.1 m								
KOAKOAK O-22	3723.2	53.0	Sandstone	68.8 (MW)	75.4		71.7	approx. 81
70.365°N, 134.111°W	4023.2	10.0	Sandstone	74.1 (MW)	84.1			approx. 88
KB 12.8 m, WD 47.2 m								
KENALOOAK J-94	2119.8	n.k.	Claystone	28.5 (MW)	41.7			41.9
70.729°N, 133.974°W	3468.8	5.0	Siltstone	58.0 (MW)	73.2			72.4
KB 12.2 m, WD 67.7 m	3937.8	n.k.	Shale	68.7 (MW)	90.4			86.8
KOPANOAR 2I-44	421.7	n.k.	Claystone	5.8 (MW)	7.2			7.5
70.395°N, 135.203°W	846.7	n.k.	Sandstone	11.6 (MW)	16.0			16.8
KB 11.9 m, WD 57.9 m	2577.4	n.k.	Claystone	41.4 (MW)	57.4			55.6
	3128.2	25.9	Sandstone	51.7 (DST)	71.9			69.3
	3128.2	67.9	Sandstone	51.7 (DST)		71.9		69.3
NATIAK O-44	688.5	32.0	Shale	9.6 (MW)	11.3			12.8
70.066°N, 137.219°W	2666.5	26.0	Siltstone	36.6 (MW)	56.0			54.8
KB 11.5 m, WD 44.5 m	3680.5	10.0	Shale	63.7 (MW)	84.7			n.k.
NERLERK J-67								
70.445°N, 133.325°W	683.2	19.8	Mudstone	9.0 (MW)	11.9			12.2
KB 20 m, WD 45 m								
PITSIULAK A-05	684.0	29.0	Sandstone	8.8 (MW)	12.1			12.6
69.904°N, 133.760°W	1560.0	65.0	Shale	24.0 (MW)	29.5			31.5
KB 20 m, WD 29 m	1560.0	420.0	Shale	24.2 (MW)		27.2		31.5
	1980.0	4.5	Shale	30.8 (MW)	42.2		41.5	41.1
SIULIK I-05	685.8	22.0	Sandstone	9.4 (MW)	11.5			13.1
70.410°N, 134.511°W	1470.8	953.0	Shale	21.5 (MW)	27.8			29.8
KB 12.2 m, WD 52 m	3225.8	23.0	Sandstone	57.1 (MW)	70.2			68.8
	4040.8	21.0	Sandstone	75.9 (MW)	87.4			88.2

(n.k. = not known)

TABLEAU 3

Intensités des contraintes et pressions des fluides déduites des diagraphies de densité, des essais de pression [pression de fuite, essais aux tiges (DST), essais des couches répétés (RFT)], des densités de boues de forage (MW) et des éruptions de boue pour 11 puits forés sur la plate-forme continentale externe de la mer de Beaufort, au-dessus d'anticlinaux à coeur de shale. Les meilleures estimations de S_{Hmin} proviennent des pressions de fermeture instantanée.

NOM DU PUITS Localisation KB (m/niveau de la mer) WD (profondeur de l'eau, m)	Profondeur de la base du cuvelage en m/niveau de la mer	Longueur de l'intervalle foré non cuvelé en m	Roches dominantes dans l'intervalle mis à l'essai	Pression des fluides à la base du cuvelage en MPa (source des données)	Pression de fuite du premier essai à la base du cuvelage en MPa	Pression de fuite du dernier essai à la base du cuvelage en MPa	Pression instantanée de fermeture en MPa	Charge de couverture à la base du cuvelage en MPa (S_V)
ADLARTOK P-09	337,2	21,0	inconnues	3,3 (MW)	4,8			6,7
69,648°N, 137,758°O	775,2	18,0	inconnues	9,7 (MW)	12,0			16,1
KB 12.8 m, WD 67,45 m	1992,2	68,0	inconnues	25,2 (MW)	37,0			44,2
AKPAK P-35/2P-35								
70,248°N, 134,157°O	753,0	44,0	Claystone et grès	10,3 (MW)	13,6		13,46	approx. 15
KB 20 m, WD 41 m								
ARLUK E-90	367,2	20,0	Claystone	5,4 (MW)	6,9			6,3
70,323°N, 135,443°O	367,2	77,0	Claystone	5,8 (MW)		6,6		6,3
KB 12,8 m, WD 58 m	1472,2	20,0	Claystone	22,7 (MW)	31,2			29,8
	3284,2	25,0	Siltstone	56,2 (MW)	80,6			70,3
	4002,2	15,0	Siltstone	79,5 (MW)	90,7			inconnu
IRKALUK B-35								
70,568°N, 134,170°O	3717,7	27,4	Shale	63,4 (MW)	78,6			78,5
KB 11,9 m, WD 58,1 m								
KOAKOAK O-22	3723,2	53,0	Grès	68,8 (MW)	75,4		71,7	approx. 81
70,365°N, 134,111°O	4023,2	10,0	Grès	74,1 (MW)	84,1			approx. 88
KB 12,8 m, WD 47,2 m								
KENALOOAK J-94	2119,8	inconnue	Claystone	28,5 (MW)	41,7			41,9
70,729°N, 133,974°O	3468,8	5,0	Siltstone	58,0 (MW)	73,2			72,4
KB 12,2 m, WD 67,7 m	3937,8	inconnue	Shale	68,7 (MW)	90,4			86,8
KOPANOAR 2I-44	421,7	inconnue	Claystone	5,8 (MW)	7,2			7,5
70,395°N, 135,203°O	846,7	inconnue	Grès	11,6 (MW)	16,0			16,8
KB 11,9 m, WD 57,9 m	2577,4	inconnue	Claystone	41,4 (MW)	57,4			55,6
	3128,2	25,9	Grès	51,7 (DST)	71,9			69,3
	3128,2	67,9	Grès	51,7 (DST)		71,9		69,3
NATIAK O-44	688,5	32,0	Shale	9,6 (MW)	11,3			12,8
70,066°N, 137,219°O	2666,5	26,0	Siltstone	36,6 (MW)	56,0			54,8
KB 11,5 m, WD 44,5 m	3680,5	10,0	Shale	63,7 (MW)	84,7			inconnu
NERLERK J-67								
70,445°N, 133,325°O	683,2	19,8	Mudstone	9,0 (MW)	11,9			12,2
KB 20 m, WD 45 m								
PITSIULAK A-05	684,0	29,0	Grès	8,8 (MW)	12,1			12,6
69,904°N, 133,760°O	1560,0	65,0	Shale	24,0 (MW)	29,5			31,5
KB 20 m, WD 29 m	1560,0	420,0	Shale	24,2 (MW)		27,2		31,5
	1980,0	4,5	Shale	30,8 (MW)	42,2		41,5	41,1
SIULIK I-05	685,8	22,0	Grès	9,4 (MW)	11,5			13,1
70,410°N, 134,511°O	1470,8	953,0	Shale	21,5 (MW)	27,8			29,8
KB 12,2 m, WD 52 m	3225,8	23,0	Grès	57,1 (MW)	70,2			68,8
	4040,8	21,0	Grès	75,9 (MW)	87,4			88,2

(KB = carré d'entraînement)

STRESS ORIENTATIONS (Fig. 13)

The Beaufort–Mackenzie Basin has been interpreted by Podrouzek and Bell (1989) to be subject to uniform NE-SW-directed horizontal compression. Their interpretations of mean breakout azimuths have had to be revised significantly. It is questionable whether many of the non-circular intervals in the wells, which they interpreted as bona-fide breakouts, are actually stress-induced. The orientation of many of these non-circular intervals appears to be related to the direction of deviation of the wells in which they occur. This observation suggests that well deviation is the chief factor in determining the orientation of the long axes of many non-circular caved zones and, therefore, that these specific zones should not be used to diagnose far-field stress trajectories. Such directional relationships between borehole elongation and well deviation are particularly pronounced in well sections that are inclined at greater than 5° from vertical, so no measurements have been made from these intervals. Non-circular intervals with long axes oriented within 30° or less of the directions of well deviation also have been rejected as stress trajectory indicators. If there were a pattern of long axis orientation change down a well that parallelled changes in deviation direction these measurements were also rejected, because it was suspected that they could reflect control of borehole elongation by drill pipe abrasion rather than by the stress regime. After applying these selection criteria to dipmeter log data and rejecting all the questionable data, there remained certain oval-shaped zones that were consistently oriented within and between wells and which were not obviously related to well deviation. Typically, they occur in the upper and nearly vertical parts of wells. These zones are interpreted here as stress-induced breakouts and are used to define contemporary stress trajectories (Table 4, Fig. 13).

It should be noted that many of the elongated intervals that were rejected because of their directional correspondence with well deviation occur in well sections that are inclined at less than 5° from vertical. In other words, a 5° threshold does not appear to separate non-circular caving of boreholes caused by drill pipe wear from that which is stress-induced. Even mild inclination can promote non-circular caving due to drill pipe abrasion. What this probably means is that the ratio between horizontal stresses in the Beaufort–Mackenzie Basin is not large, because this is the major activating factor for generating stress-induced breakouts (Zoback et al., 1985).

At the time this basin atlas was compiled, only a limited number of reliable indicators of horizontal stress orientation were available (Table 4). These are shown on Figure 13. They do not define a clearcut directional signature for stress trajectories in the Beaufort–Mackenzie Basin. Information from onshore and nearshore wells points to a stress regime where S_{Hmax} is oriented generally NE-SW, but the directional signature is not as well defined as it is in Alberta to the south (Bell et al., in press), suggesting that stress anisotropy may not be very pronounced in this part of the basin. Nevertheless, the rocks in most of these onshore wells are probably mechanically attached to the basement and, to a degree, transmit its stress signature. Many of the offshore wells are drilled over listric detachment surfaces or above sections of semi-isotropic overpressured shales, so that the sampled intervals are mechanically detached from basement. This may account for the more random pattern of the stress orientations there. In effect, in those parts of the Beaufort–Mackenzie Basin that are characterized by listric faults and shale-cored anticlines, local structures are likely to influence the stress trajectories. By contrast, in onshore "semi-cratonic" areas, such as the Eskimo Lakes Fault Zone and the Mackenzie Delta, regional compression of lithospheric plate scale should be more influential in determining principal stress axes. Further evaluations of these hypotheses require accurate deep measurements of the entire stress tensor, particularly of S_{Hmax}.

ORIENTATION DES CONTRAINTES (fig. 13)

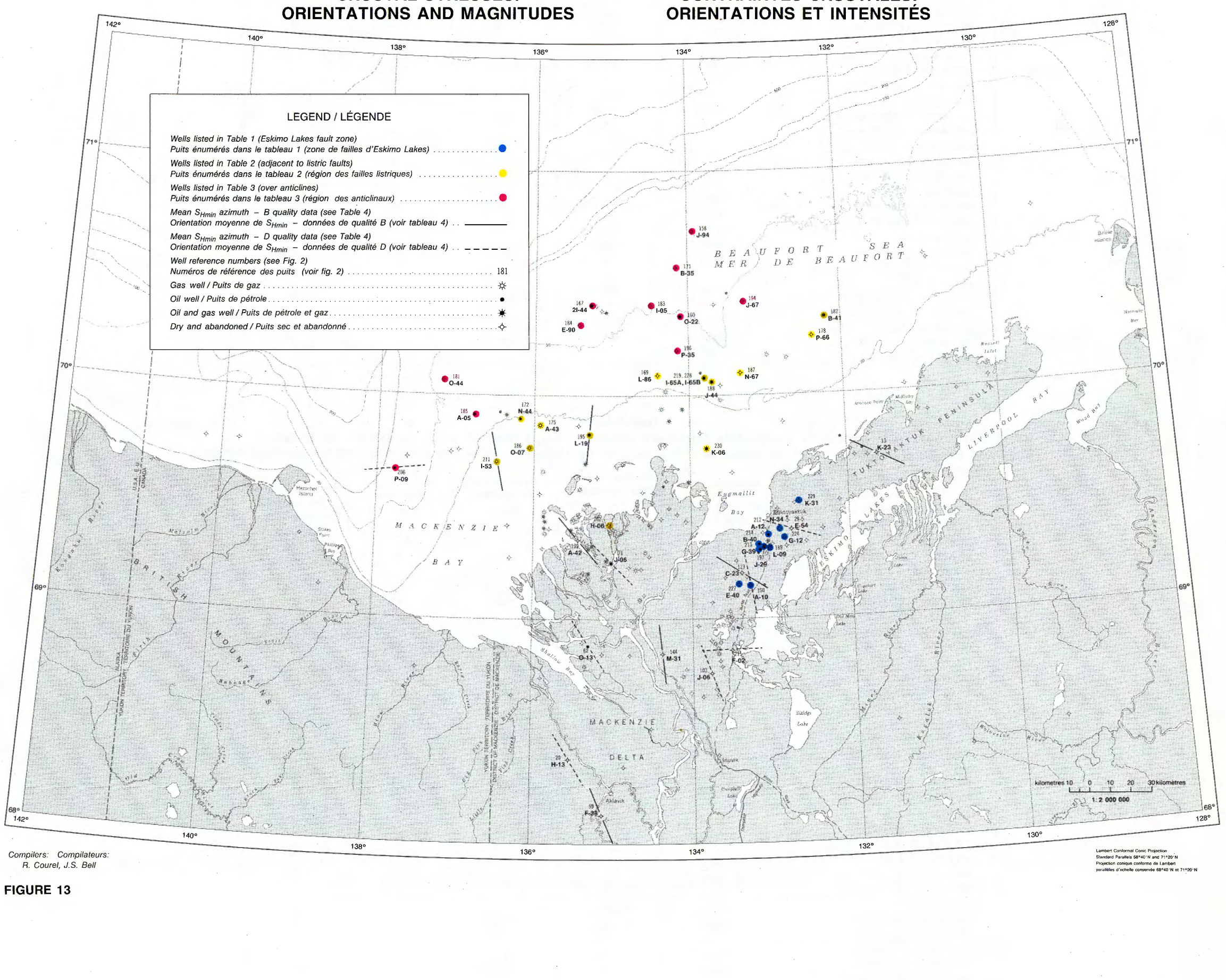
Le bassin de Beaufort–Mackenzie a été interprété par Podrouzek et Bell (1989) comme soumis à un régime de compression horizontale uniforme orientée NE-SO. Leurs interprétations des directions moyennes d'ovalisations de forages ont dû être révisées. On peut se demander si toutes les ovalisations observées par ces auteurs sont bel et bien le produit du régime des contraintes existant au niveau des puits. Il est probable que la direction du grand axe de plusieurs de ces ovalisations soit liée à la direction de déviation du forage plutôt qu'à une anisotropie du régime des contraintes horizontales. Dans ce cas les ovalisations ne peuvent être utilisées pour mesurer la direction des contraintes in situ. Les données azimutales des grands axes d'ovalisations et des directions de déviation des puits sont liées, en particulier dans les sections déviant de plus de 5 degrés par rapport à la verticale, et donc aucune mesure n'a été prise en compte dans de tels intervalles. De même, les mesures d'ovalisations faisant un angle inférieur à 30 degrés avec la direction de déviation ont été systématiquement ignorées en tant qu'indicatrices de l'orientation des contraintes. De plus, si les populations des valeurs des directions d'ovalisations et des directions de déviation présentent des variations simultanées en fonction de la profondeur, les données sont rejetées. Ce parallélisme est vraisemblablement dû aux contacts entre le train de tiges et la paroi du trou plutôt qu'au régime de contraintes. Après avoir appliqué ces trois critères de sélection aux données lues sur les diagraphies de pendagemétrie, certains intervalles ovalisés subsistent, dont l'orientation est relativement constante aussi bien à l'intérieur du puits qu'entre les puits. Ces ovalisations, qui s'observent généralement dans la partie supérieure des puits et dans les intervalles des puits dont l'inclinaison est proche de la verticale, sont alors interprétées comme causées par l'anisotropie des contraintes horizontales et utilisées pour l'étude des trajectoires des contraintes in situ (voir tableau 4, fig. 13).

De nombreuses ovalisations ont été rejetées dans des sections de forage déviant de moins de 5 degrés par rapport à la verticale, car leurs variations d'orientation semblaient directement influencées par celles de la direction de déviation. En d'autres termes, même si 5 degrés semble être la valeur limite de déviation la moins pire qu'on puisse utiliser dans le cas du bassin de Beaufort–Mackenzie, il ne s'agit pas d'un seuil séparant systématiquement les ovalisations causées par les contraintes de celles dues au contact du train de tiges. Parfois, l'ovalisation de forages subverticaux (à 2 ou 3 degrés de la verticale) suit exactement leur direction de déviation. Cette grande sensibilité aux phénomènes non liés aux contraintes signifie que l'anisotropie des contraintes horizontales, qui est la cause des ovalisations dues aux contraintes, est probablement faible dans cette région (cf. Zoback et al., 1985).

Au moment de la compilation du présent atlas, on ne disposait que d'assez peu de données fiables concernant l'orientation du tenseur des contraintes dans le bassin de Beaufort–Mackenzie (tableau 4). La figure 13 montre qu'elles ne permettent pas de définir clairement les trajectoires des contraintes horizontales. Les orientations des ovalisations provenant des puits forés à terre ou près de la côte montrent un régime de contraintes où S_{Hmax} est orientée NE-SO, mais où les données sont beaucoup plus dispersées qu'en Alberta, plus au sud (Bell et al., sous presse). Ceci suggère que l'anisotropie des contraintes est plus faible dans le bassin de Beaufort–Mackenzie. En outre, les puits forés à terre traversent des roches qui sont probablement liées mécaniquement au socle et peuvent ainsi transmettre les contraintes auxquelles celui-ci est soumis. En mer, toutefois, plusieurs des puits ont été forés au-dessus de surfaces de décollement ou d'intervalles de shales semi-isotropes où règnent de fortes surpressions, de sorte que les intervalles où ont été recueillies les données sont mécaniquement détachés du socle. Cette situation semble expliquer la distribution plus aléatoire des quelques orientations de contraintes obtenues. De plus, les failles listriques ou les anticlinaux à coeur de shale qui sont présents dans cette partie du bassin pourraient influencer localement le tenseur de contraintes. D'un autre côté, dans les régions semi-cratoniques du milieu continental, comme la zone de failles d'Eskimo Lakes ou le delta du Mackenzie, la compression qui s'exerce à l'échelle de la plaque lithosphérique devrait avoir une influence plus marquée sur l'orientation des contraintes principales. Afin de confirmer, d'infirmer ou de compléter ces hypothèses, des mesures précises des contraintes in situ plus en profondeur seraient nécessaires, en particulier pour S_{Hmax}.

CRUSTAL STRESSES: ORIENTATIONS AND MAGNITUDES

CONTRAINTES CRUSTALES: ORIENTATIONS ET INTENSITÉS



Compilers: Compilateurs:
R. Courel, J.S. Bell

FIGURE 13

TABLE 4
Smaller horizontal principal stress (S_{Hmin}) orientations determined from breakouts identified from 4-arm dipmeter logs in 15 wells in the Beaufort Basin.

WELL NAME Location KB elevation/MSL GL elevation/MSL	Interval of breakouts: KB top m bottom m	Total thickness of breakouts No. of breakouts	Mean azimuth (S_{Hmin}) (degrees)	Standard deviation (degrees)	Data quality index (A to D)
ADLARTOK P–09 69.648°N, 137.758°W KB 12.8 m, GL -67.45 m	805 1634	605 m 3	83	15	D
AKLAVIK F–38 68.121°N, 135.153°W KB 12.2 m, GL 7.2 m	914 1539	276 m 16	156	12	B
BEAVER HOUSE CREEK H–13 68.371°N, 135.551°W KB 74.7 m, GL 67.7 m	282 354	28 m 7	148	4	D
KUGPIK O–13 68.881°N, 135.304°W KB 9.1 m, GL 1.8 m	1688 2472	105 m 4	147	4	D
KUMAK J–06 69.260°N, 135.016°W KB 17.7 m, GL 9.1 m	1401 2338	48 m 4	135	4	D
MINUK I–53 69.710°N, 136.459°W KB 15.5 m, GL -14.7 m	1118 1715	339 m 11	168	14	B
NATAGNAK K–23 69.709°N, 131.612°W KB 26.8 m, GL 22.5 m	1104 1263	65 m 7	116	4	B
NIPTERK L–19 69.811°N, 135.332°W KB 15.5 m, GL -11 m	2023 3136	370 m 12	5	4	B
NUNA A–10 69.151°N, 133.250°W KB 54.2 m, GL 43.8 m	1692 2118	347 m 2	169	7	D
OGEOQUEOQ J–06 68.762°N, 133.667°W KB 84.4 m, GL 75.9 m	1377 1448	71 m 1	160		D
OGRUKNANG M–31 68.848°N, 134.414°W KB 108.2 m, GL 102.9 m	1631 2228	225 m 10	174	9	B
PARSONS E–02 68.854°N, 133.536°W KB 42.1 m, GL 37.3 m	520 1150	565 m 2	88	23	D
PIKIOLIK E–54 69.388°N, 132.742°W KB 27 m, GL 20.4 m	2345 2545	68 m 6	107	6	D
UPLUK A–42 69.353°N, 135.426°W KB 22.1 m, GL 13.7 m	2110 2674	236 m 14	139	4	B
WAGNARK C–23 69.200°N, 133.363°W KB 30.6 m, GL 23.4 m	1481 2449	821 m 5	122	15	B

TABLEAU 4
Directions de la contrainte horizontale principale mineure (S_{Hmin}) pour 15 puits du bassin de Beaufort. Elles ont été déterminées à partir de données d'ovalisations de forages lues sur des diagraphies de pendagemétrie.

NOM DU PUITS Localisation KB elevation/niveau de la mer GL elevation/niveau de la mer	Intervalles ovalisés KB limite sup. (m) limite inf. (m)	Longueur cumulée des ovalisations Nombre d'ovalisations	Direction moyenne d'ovalisation (S_{Hmin}) (degrés)	Écart-type (degrés)	Indice de qualité des données (A à D)
ADLARTOK P–09 69,648°N,137,758°O KB 12,8 m, GL -67,45 m	805 1634	605 m 3	83	15	D
AKLAVIK F–38 68,121°N, 135,153°O KB 12,2 m, GL 7,2 m	914 1539	276 m 16	156	12	B
BEAVER HOUSE CREEK H–13 68,371°N, 135,551°O KB 74,7 m, GL 67,7 m	282 354	28 m 7	148	4	D
KUGPIK O–13 68,881°N, 135,304°O KB 9,1 m, GL 1,8 m	1688 2472	105 m 4	147	4	D
KUMAK J–06 69,260°N, 135,016°O KB 17,7 m, GL 9,1 m	1401 2338	48 m 4	135	4	D
MINUK I–53 69,710°N, 136,459°O KB 15,5 m, GL -14,7 m	1118 1715	339 m 11	168	14	B
NATAGNAK K–23 69,709°N, 131,612°O KB 26,8 m, GL 22,5 m	1104 1263	65 m 7	116	4	B
NIPTERK L–19 69,811°N, 135,332°O KB 15,5 m, GL -11 m	2023 3136	370 m 12	5	4	B
NUNA A–10 69,151°N, 133,250°O KB 54,2 m, GL 43,8 m	1692 2118	347 m 2	169	7	D
OGEOQUEOQ J–06 68,762°N, 133,667°O KB 84,4 m, GL 75,9 m	1377 1448	71 m 1	160		D
OGRUKNANG M–31 68,848°N, 134,414°O KB 108,2 m, GL 102,9 m	1631 2228	225 m 10	174	9	B
PARSONS E–02 68,854°N, 133,536°O KB 42,1 m GL 37,3 m	520 1150	565 m 2	88	23	D
PIKIOLIK E–54 69,388°N, 132,742°O KB 27 m, GL 20,4 m	2345 2545	68 m 6	107	6	D
UPLUK A–42 69,353°N, 135,426°O KB 22,1 m, GL 13,7 m	2110 2674	236 m 14	139	4	B
WAGNARK C–23 69,200°N, 133,363°O KB 30,6 m, GL 23,4 m	1481 2449	821 m 5	122	15	B

(KB = carré d'entraînement, GL = surface du sol)

GEOTHERMAL REGIME

J.A. Majorowicz, A.M. Jessop, and A.S. Judge

GEOTHERMAL GRADIENTS
(Figs. 14 and 15)

Thermal gradients have been calculated for 188 wells in the Beaufort-Mackenzie area in order to understand better the regional variations of the thermal gradient in relation to the tectonic setting and crustal structure of the basin. The temperature distribution in the sediments is one of the constraints for the modelling of basin evolution. It is also one of the controlling factors in the process of thermal maturation and for the generation of oil and gas.

The primary sources of temperature information from deeper strata are: 1) bottom hole temperature (BHT) data from the headers of well-logs, 2) drillstem test (DST) determinations of formation temperature, and 3) industrial temperature logs. Precise temperature records (0.01 K) from the upper few hundred metres of industrial exploration wells, within and just below the permafrost have been published elsewhere (Judge et al., 1981).

BHT data are taken in wells that are not in thermal equilibrium. The temperatures, measured at different times after circulation has ceased, need to be corrected to produce virgin rock temperatures. Information of time since circulation has ceased (te) is usually given in the headers of the well-logs. The information on circulation time (tc) used to be reported in the same way for the older wells, drilled before 1980, but this information is scarce for the more recent wells. The statistical analysis of the circulation times for the Beaufort–Mackenzie area shows large scatter with most of the tc under 8 hrs. The median value of the tc distribution was found to be 4 hrs.

The BHT data can be subdivided into three groups: 1) a sequence of BHT data at any one location in a well with adequate information on te and tc; 2) a sequence of BHT data with adequate information on te and no information on tc; and 3) single BHT records with information on te but with or without information on tc. Temperature adjustments based on the Horner type correction have been made to calculate equilibrium temperatures for data in subgroups 1 and 2. In the latter case tc was assumed to be 4 hrs, the median value. In order to utilize the data from subgroup 3, statistical analysis of the slope of the Horner-type plot as a function of depth was done. The derived relationship was used to estimate the slope of the Horner-type correction for the single temperature data at any given depth. The slope, information on temperature from single BHT data and te were used to derive approximate equilibrium temperature. DST data were also used in evaluation of the temperature versus depth function. The quality of data varies depending on the method of correction used.

Analysis of BHT data as a function of depth and thermal conductivity for wells in the Mackenzie Delta by Majorowicz et al. (1990) showed that data from depths less than 1.5 km appear to be anomalously high by comparison with deeper data and the base of permafrost. Therefore, temperature gradients based on the temperature differences between deep and shallow BHT or ground surface temperatures and shallow BHT cannot represent the thermal field accurately. The anomalous results have been avoided in the calculation of temperature gradient by the use of more reliable depths of the base of permafrost, known from the studies of Judge et al. (1988). The temperature-depth function has been established for each of the wells on the basis of a fixed temperature at the base of the permafrost and corrected BHT and DST. The slope of the temperature-depth function gives the thermal gradients.

Sample plots of temperature as a function of depth are shown for six wells (Fig. 14), chosen from areas of gradient contrast as described below. Figure 15 shows the location of the six wells. As in a majority of the wells, temperatures are linearly related to depth.

Computed average temperature gradients have been used for the construction of the thermal gradient map. The computed contours were interpreted and edited while the outstanding local anomalies based on unreliable data and single data points were rejected. The contour interval was chosen to be 5 mK/m, which is larger than the estimated standard error of the individual thermal gradient values. The temperature gradients vary from less than 25 mK/m to greater than 45 mK/m.

The central feature of the gradient map (Fig. 15) is a longitudinally oriented low (<30 mK/m), extending from the northern Beaufort–Mackenzie Basin southward toward Richards Island. To the east the gradient increases to highs (>40 mK/m) in the peripheral part of the basin in the southeast and in the Tuktoyaktuk Peninsula. The western part of the deep basin has higher gradients than the central part of the basin. The area of the Yukon coastal plain has low gradients (<30 mK/m). Local anomalies, based on groups of several wells, show complex detailed variations superimposed on these main patterns.

The correlation of the thermal gradient patterns to the thickness of sediments is weak. The central zone of low thermal gradient is aligned generally from south to north. Sedimentary thickness variations are not related to this trend, as is most clearly shown by Iperk sedimentation.

Regional thermal gradient variations can be related to the main crustal structure and tectonic setting of the basin. The area of thermal gradients increasing to the southeast can be related to the area of the Proterozoic margin and continental crust (platform). Thermal gradients in the area of the oceanic crust are low (25-30 mK/m), but are slightly higher in the western part of the basin, an area of compressional tectonics. These low gradients can be related to low heat generation of the mostly basic oceanic crust, but the density of data points is low in the western part of the basin.

Part of the area of low thermal gradients coincides with an offshore area of very thick permafrost. Therefore, temperatures at great depths for that area will be depressed in comparison with the surrounding areas. Temperatures in the range of 10 to 20°C can be observed at depths of 1 km in parts of the Beaufort–Mackenzie area.

RÉGIME GÉOTHERMIQUE

J.A. Majorowicz, A.M. Jessop et A.S. Judge

GRADIENTS GÉOTHERMIQUES
(fig. 14 et 15)

On a calculé les gradients géothermiques de 188 puits de la région de Beaufort–Mackenzie, pour mieux comprendre les variations régionales du gradient géothermique en fonction du contexte tectonique et de la structure crustale du bassin. La distribution des températures dans les sédiments est l'un des facteurs dont il faut tenir compte pour modéliser l'évolution du bassin. Elle est aussi l'un des facteurs déterminants quant à la maturation thermique et à la formation du pétrole et du gaz.

Les principales sources d'information sur la température des strates profondes sont : 1) les données sur la température du fond des puits (BHT)*, obtenues à partir des comptes rendus de journaux de sondage des puits, 2) les déterminations par des essais aux tiges (DST)** de la température des formations et 3) les diagraphies de température de l'industrie. Judge et al. (1981) ont publié des enregistrements précis des températures (0,01 K) sur quelques centaines de mètres à partir de la surface des puits d'exploration de l'industrie, à l'intérieur et juste au-dessous du pergélisol.

Les données sur la température du fond des puits (BHT) ont été prises dans des puits qui ne se trouvent pas en équilibre thermique. Les températures, mesurées à divers moments après interruption de la circulation, doivent être corrigées pour indiquer les températures de la roche intacte. L'information sur le temps écoulé depuis la fin de la circulation (te) est habituellement indiquée dans les comptes rendus des journaux de sondage. Les données portant sur le temps de circulation (tc) étaient généralément rapportées de la même façon dans le cas des puits forés avant 1980, mais ce type d'information est rare dans le cas des puits plus récents. L'analyse statistique des temps de circulation dans la région de Beaufort–Mackenzie montre une plus grande dispersion, la plupart des tc étant inférieurs à 8 heures. La valeur médiane de la distribution tc était de 4 heures.

Les données sur la température du fond des puits (BHT) peuvent être subdivisées en trois groupes : 1) une séquence de données BHT en tout endroit où existe un puits avec information suffisante sur te et tc; 2) une séquence de données BHT avec information suffisante sur te et aucune information sur tc; 3) des enregistrements individuels de BHT avec information sur te, mais avec ou sans information sur tc. Les ajustements de la température basés sur des corrections de type Horner ont été effectués de façon à ce que l'on puisse calculer les températures d'équilibre en rapport avec les données des sous-groupes 1 et 2. Dans le dernier cas, on a supposé que tc était de 4 heures, la valeur médiane. Afin d'utiliser les données du sous-groupe 3, on a réalisé une analyse statistique de la pente du diagramme de type Horner en fonction de la profondeur. On a utilisé la relation dérivée pour estimer la pente de la correction de type Horner, dans le cas des données géothermiques individuelles, à une profondeur donnée. On a utilisé la pente, l'information sur la température obtenue à partir des données BHT individuelles, et te, pour déduire la température d'équilibre approximative. On a aussi utilisé les données des essais aux tiges (DST) pour évaluer la température en fonction de la profondeur. La qualité des données varie selon la méthode de correction utilisée.

L'analyse des données BHT en fonction de la profondeur et de la conductivité thermique mesurées dans les puits du delta du Mackenzie, par Majorowicz et al. (1990), a démontré que les données obtenues à des profondeurs de moins de 1,5 km paraissent anormalement élevées comparativement aux données obtenues à plus grande profondeur et à la base du pergélisol. Par conséquent, les gradients géogéothermiques basés sur les différences que montrent les températures entre les résultats BHT profonds et peu profonds, ou entre les températures de la surface du sol et les résultats BHT peu profonds, ne peuvent représenter de façon précise le champ géothermique. On a évité les résultats représentant des anomalies, lors du calcul des gradients géothermiques, en employant des profondeurs plus fiables de la base du pergélisol, connues d'après les études de Judge et al. (1988). La fonction température-profondeur a été établie pour chaque puits, d'après une température fixe à la base du pergélisol, et BHT et DST corrigés. La pente de la fonction température-profondeur donne les gradients géothermiques.

Des exemples de diagraphies de la température en fonction de la profondeur sont représentés dans le cas de six puits (fig. 14), choisis dans des régions de gradients contrastés , telles que décrites plus loin. La figure 15 localise les six puits. Comme dans la majorité des puits, les températures sont une fonction linéaire de la profondeur.

Les gradients géothermiques moyens calculés ont servi à construire la carte des gradients géothermiques. On a interprété et mis en forme les courbes de niveau calculées, et en même temps rejeté les anomalies locales bien visibles basées sur des données non fiables et sur des données ponctuelles isolées. On a choisi comme équidistance 5 mK/m, valeur supérieure à l'écart type estimé des valeurs individuelles du gradient géothermique. Les gradients géothermiques varient de moins de 25 mK/m à plus de 45 mK/m.

La structure centrale de la carte des gradients thermiques (fig. 15) est une dépression longitudinale (<30 mK/m), qui s'étend du nord du bassin de Beaufort–Mackenzie vers le sud, en direction de l'île Richards. À l'est, le gradient augmente en atteignant des maximums (>40 mK/m) dans la partie périphérique du bassin, au sud-est et dans la péninsule Tuktoyaktuk. La partie occidentale du bassin profond est caractérisée par des gradients plus élevés que la partie centrale de ce bassin. La région de la plaine côtière du Yukon présente de faibles gradients (<30 mK/m). Les anomalies locales, basées sur l'étude de groupes de plusieurs puits, montrent des variations détaillées complexes surimposées à ces structures principales.

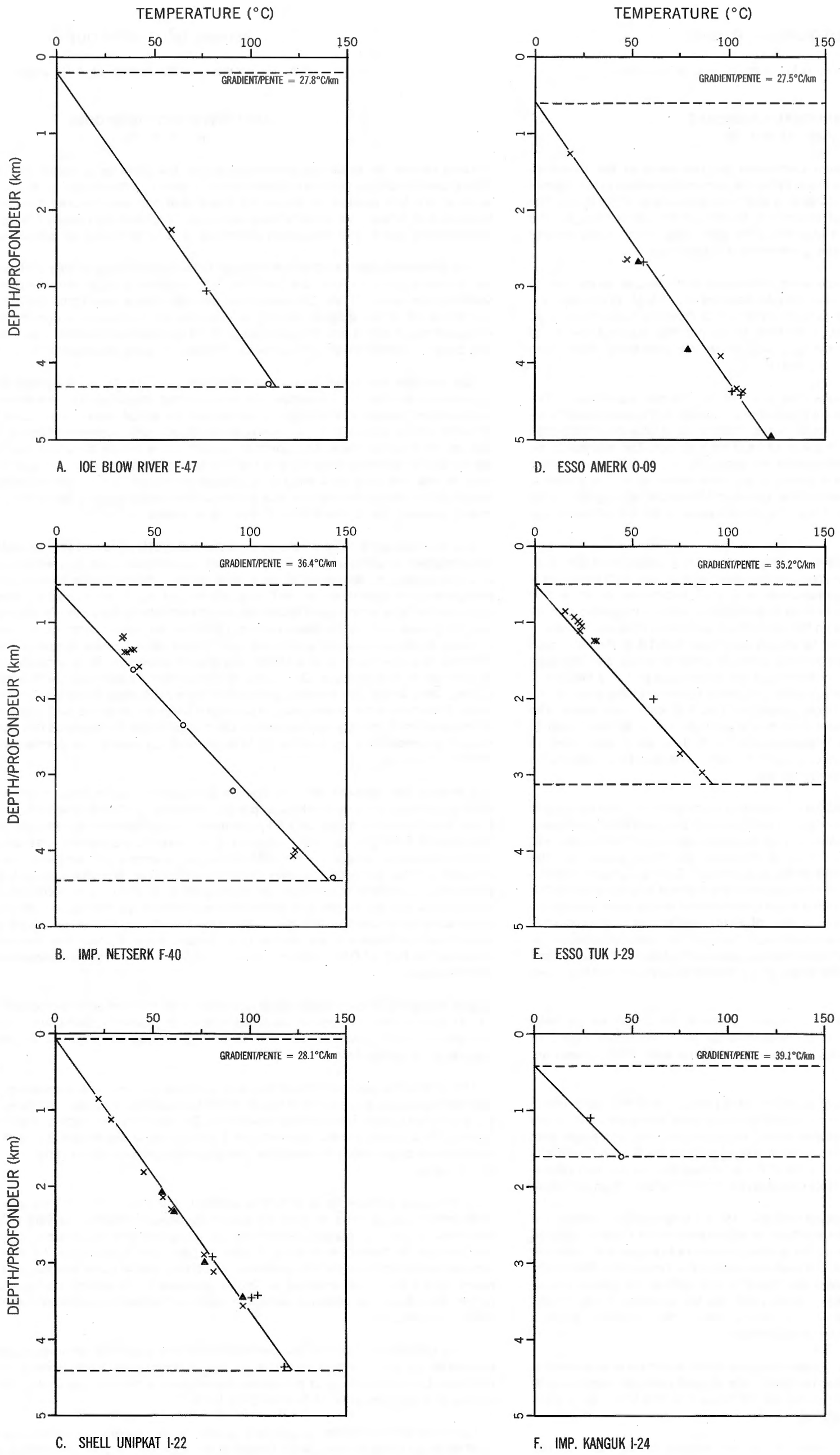
Il est difficile de corréler les configurations des gradients géothermiques avec l'épaisseur des sédiments. La zone centrale de faible gradient thermique est généralement alignée dans une direction sud-nord. Les variations de la puissance des sédiments ne sont pas liées à cette orientation, comme le montre très clairement la sédimentation d'Iperk.

Les variations régionales du gradient géothermique peuvent être associées à la principale structure crustale et au cadre tectonique du bassin. Il est possible d'établir une corrélation entre la région où les gradients géothermiques augmentent vers le sud-est, avec la région de la marge protérozoïque et de la croûte continentale (plate-forme). Dans la région de la croûte océanique, les gradients géothermiques sont faibles (25 à 30 mk/m), mais légèrement plus élevés dans la partie occidentale du bassin, région caractérisée par une tectonique de compression. Il existe un lien entre ces faibles gradients et la faible production thermique de la croûte océanique qui est principalement de caractère basique, mais la densité des données ponctuelles est peu élevée dans la partie occidentale du bassin.

Une partie de la région des gradients géothermiques faibles coïncide avec une zone extracôtière de pergélisol très épais. Par conséquent, dans cette région, à grande profondeur, les températures sont déprimées par rapport à celles des régions environnantes. On a observé des températures de l'ordre de 10 à 20°C à des profondeurs de 1 km dans des parties de la région de Beaufort–Mackenzie.

---

*Abréviation de l'anglais «bottom hole temperature».
**Abréviation de l'anglais «drillstem test».



o *BHT data corrected using Horner plot and information on correction time and time since circulation*

donnée de température du fond des puits (BHT) corrigées à l'aide de la courbe de Horner et information sur le temps de correction et le temps écoulé depuis la circulation

▲ *BHT data corrected using Horner plot: circulation time taken as the median value for the area of study*

données de température du fond des puits (BHT) corrigées à l'aide de la courbe de Horner: le temps de circulation est considéré comme la valeur médiane s'appliquant à la région d'étude

\+ *BHT–individual data corrected using the slope of the Horner plot and information of circulation time and time since circulation*

température du fond des puits (BHT)—données individuelles corrigées à l'aide de la pente de la courbe de Horner et information sur le temps de circulation et le temps écoulé depuis la circulation

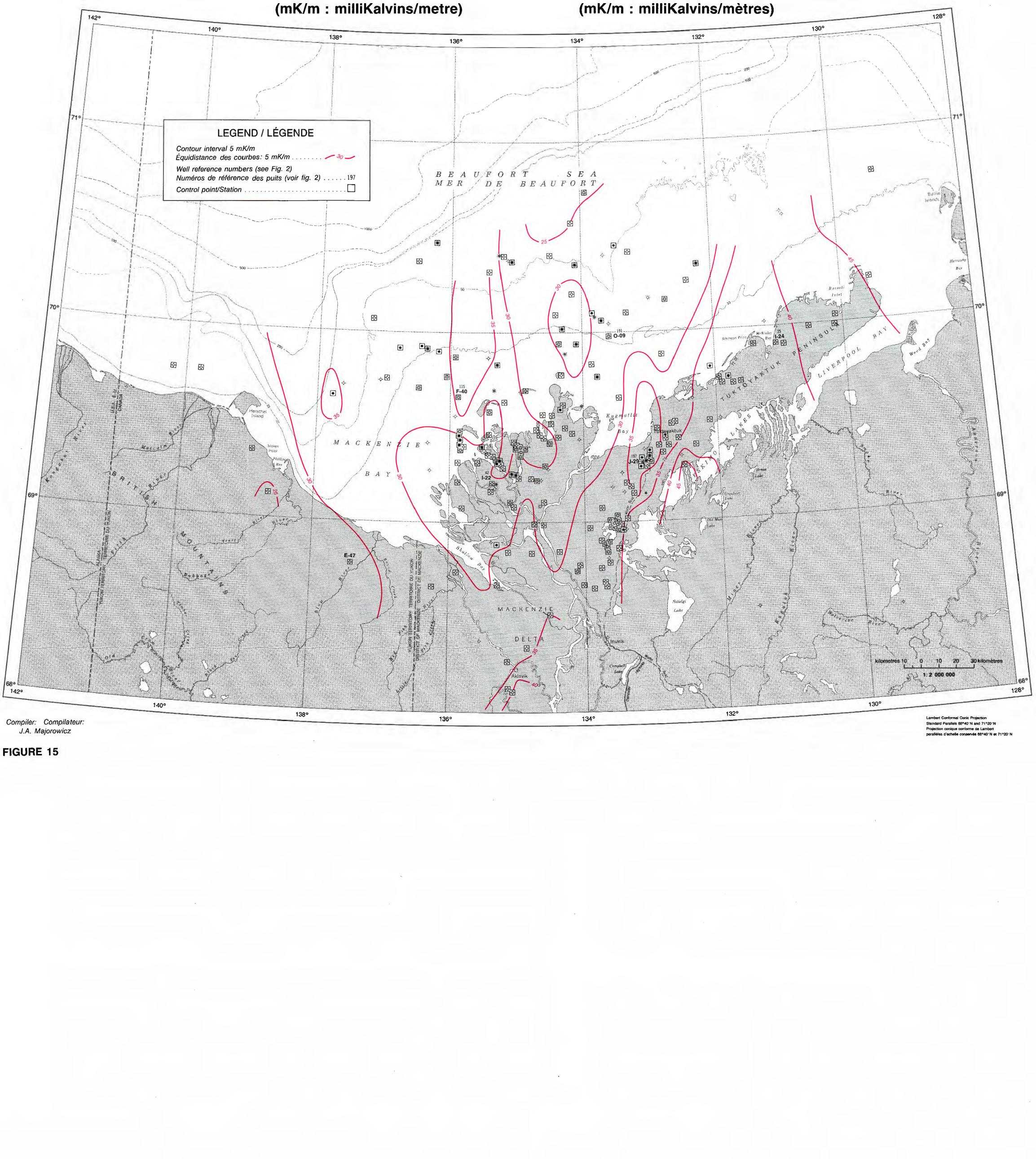
× *Drillstem test data (DST)*

données d'essai aux tiges

FIGURE 14

GEOTHERMAL GRADIENTS:
(mK/m : milliKalvins/metre)

GRADIENTS GÉOTHERMIQUES:
(mK/m : milliKalvins/mètres)



Compiler: Compilateur:
J.A. Majorowicz

FIGURE 15

HEAT FLUX
(Fig. 16)

The relationship between thermal gradient, thermal conductivity and heat flow (heat flux) is defined by the equation for steady-state heat conduction in one dimension:

$Q = K * (dT/dz)$ . . . . . (1)

where Q is steady heat flow, K is thermal conductivity and dT/dz is thermal gradient.

For each well the temperature data (bottom hole temperature – BHT, and drillstem test temperatures – DST) have been converted to the thermal gradient by the least square fit method. This gradient has been combined with the effective thermal conductivity of the whole depth interval for which the average temperature gradient was calculated to give a heat flow estimate.

The method of estimating thermal conductivity from ''net-rock'' has been used. This method has its disadvantages, the greatest of which is the uncertainty inherent in any average value of conductivity by rock type, both in the problems of measurement and in variation within one type in different locations and in different formations at a single location. However, in view of the impossibly large effort and the uncertainties involved in establishing measured values for all places within a wide area, this method offers a reasonable option for regional mapping (Jessop, 1990). The files of ''net-rock'' evaluation for wells in the Beaufort–Mackenzie region have been generated by Canadian Stratigraphic Ltd. The average conductivities of the major rock types were assumed to be similar to those used by Majorowicz et al. (1990). The average values are based on the measured rock thermal conductivity in the saturated state.

The assumed thermal conductivities are:

limestone	2.4 ± 0.9 W/mK
dolomite	3.1 ± 1.4 W/mK
anhydrite	5.8 ± 1.1 W/mK
shale	1.4 ± 0.4 W/mK
sandstone	3.1 ± 1.3 W/mk
siltstone	2.7 ± 0.2 W/mK
marlstone	3.0 ± 1.1 W/mK
chert	1.4 ± 0.5 W/mK
conglomerate	3.2 ± 1.8 W/mK

The assumed averages for sandstone, siltstone and shale are the most significant because of their major contribution to the basin's sedimentary fill.

The effective conductivities (Keff) of the sedimentary sequences have been calculated according to the ''series'' model, which can be justified by the concept of flat-lying sedimentary layers. The uncertainties associated with the use of the mean thermal conductivity values are related to large variations of rock conductivities within particular lithologies, as listed above. It might be expected that potential error in heat flux values arising from estimated conductivities would be reduced by averaging over several intervals, each many hundreds of metres long. Reiter and Jessop's (1985) and Jessop's (1990) estimates of errors at about ±15% are believed to be realistic. The dependence of the conductivity of clastic rocks on compaction has been neglected since it is compensated by the change in direction of the high conductivity of anisotropic shaly particles with depth, as discussed by Blackwell and Steele (1989). The average rock conductivity used is based on measurements of rock samples from various depths and therefore on rocks characterized by various porosity values. As a result, any depth dependence of rock thermal conductivity was ignored. Effective thermal conductivity has been calculated for the depth interval between the base of permafrost and the maximum depth of the well.

Heat flux has been computed using equation (1). The heat flux values were estimated for the depth interval between the base of permafrost and the maximum depth reached by individual wells. The analysis of the values computed shows that the heat flux varies from 38 mW/m^2 to 99 mW/m^2. Statistical analysis of the frequency distribution of all the data shows that the average is 56 mW/m^2 and the standard deviation is only 9 mW/m^2. The sample size N = 185. The average heat flux computed for the Beaufort–Mackenzie area is very similar to the heat flux values for Canada Basin (56 mW/m^2 to 58 mW/m^2), as reported by Langseth et al. (1988) on the basis of 350 measurements done from a drifting ice island.

The contour interval value on the heat flux contour map is close to 10% of the average heat flux. This is close to the lower limit of the estimated error of the heat flux determinations. However, the smoothness and consistency of the major regional trends emerging from the map were decisive in the above choice of the contour interval.

The heat flux values vary from a low of under 45 mW/m^2 on the Yukon coastal plain to a high of above 65 mW/m^2 in the northeastern part of the Tuktoyaktuk Peninsula (Aklavik Arch Complex). The values in the eastern part of the offshore basin are, in general, lower than in the western part, and significantly lower than for the continental part to the southeast. A north-south and north-northeast to south-southwest trend is observed for many parts of the heat flow zones in the central part of the basin. The highs and lows generally are parallel. The highs onshore, in the southeastern part of the map, exhibit a northeast-to-southwest trend. This is consistent with the strike of the Aklavik Arch Complex. In the eastern offshore part of the basin there is an anomaly with values over 60 mW/m^2 which coincides with the Amauligak oil-bearing structure. In general this anomaly coincided with the Tarsiut-Amauligak Fault Zone. The zone of low heat flow (<50 mW/m^2) crosses through the centre of the basin from the continental slope southward toward the Mackenzie Delta.

The highest heat flux values in the eastern part of the basin (>70 mW/m^2) coincide with an area of thick continental crust. High heat flux values (55 to 70 mW/m^2) correlate with the southeastern, faulted basin-margin. The heat flux values decrease northwestward and toward the offshore area underlain by transitional crust (less or equal to 50 to 55 mW/m^2, except for one anomaly in the Amauligak region). Heat flux in the area of oceanic crust is also low (less or equal to 50 mW/m^2). Heat flux in the western part of the basin, within the zone of the transitional crust, generally is higher than in the eastern part of the basin, and there are several zones with heat flux higher than 55 mW/m^2 and even as high as 65 mW/m^2. The heat flux in the Alaska plate is low (<50 mW/m^2) and very different from the eastern basin-margin and platform. The thick, mostly clastic sediments offshore obviously contribute a great deal to the surface heat flow and the estimates vary between 5 and 15 mW/m^2, depending on the assumed heat generation of sediments and the ratio between sandy and shaly sediments. However, a correlation of heat flow exists between different crustal blocks and tectonic terrains rather than between the thickness of the crust or the thickness of the sedimentary column.

The southern part of the Beaufort–Mackenzie Basin is located mostly within the faulted continental margin (Dietrich et al., 1989; Coflin, 1990). The margin formed during Cretaceous rifting, approximately 80 to 120 Ma ago. It is quite probable that the rifting could have been associated with high heat flow. However, conductive cooling of the lithosphere has dissipated most of the heat resulting from this event. The difference in heat flow between the Alaska plate and the Canadian platform may have tectonophysical significance. It is also very significant that the eastern and western parts of the Beaufort–Mackenzie Basin are different in their heat flux characteristics. Whether the differences are due to the rifting and opening of Canada Basin is not known. The north-south trend of some of the heat flux zones in the basin might be symptomatic of the old rifting process.

FLUX THERMIQUE
(fig. 16)

L'équation linéaire de la conduction de chaleur en régime continu établit le lien entre le gradient thermique, la conductivité thermique et le flux de chaleur (flux thermique). Elle s'écrit :

$Q = K * (dT/dz)$ . . . . . (1)

où Q identifie le flux de chaleur (constant); K, la conductivité thermique; et dT/dz, le gradient thermique.

Les données de température de chaque puits, notamment la température du fond des puits (BHT) et les températures d'essai aux tiges (DST), ont été converties en gradient thermique à l'aide de la méthode des moindres carrés. Les chiffres obtenus ont été combinés à la conductivité thermique réelle de tout l'intervalle de profondeur, dont le gradient moyen de température a été calculé afin d'évaluer le flux de chaleur.

La conductivité thermique a été estimée à l'aide de la méthode considérant le «volume net de roche». Cette méthode a ses faiblesses, la plus grande étant l'incertitude inhérente à toute valeur moyenne de conductivité selon la lithologie, que ce soit en raison des difficultés à mesurer cette variable ou des variations selon l'endroit (pour une même lithologie) et selon la formation (pour un même site). Cependant, comme l'obtention de valeurs mesurées à chaque site d'une grande région constitue un processus ardu et imprécis, la méthode susmentionnée s'avère un compromis acceptable dans le cas d'un projet de cartographie régionale (Jessop, 1990). C'est la Canadian Stratigraphic Ltd. qui s'est chargée d'évaluer la conductivité thermique du «volume net de roche» des puits forés dans la région de Beaufort–Mackenzie. Quant aux valeurs moyennes de conductivité des principales lithologies, elles ont été considérées semblables à celles citées dans Majorowicz et al. (1990); elles dérivent de la conductivité thermique mesurée de la roche à l'état saturé.

Voici donc les valeurs de conductivité thermique qui ont été utilisées :

calcaire	2,4 ± 0,9 W/mK
dolomie	3,1 ± 1,4 W/mK
anhydrite	5,8 ± 1,1 W/mK
shale	1,4 ± 0,4 W/mK
grès	3,1 ± 1,3 W/mK
siltstone	2,7 ± 0,2 W/mK
marne	3,0 ± 1,1 W/mK
chert	1,4 ± 0,5 W/mK
conglomérat	3,2 ± 1,8 W/mK

Les moyennes associées aux grès, aux siltstones et aux shales sont les plus importantes étant donné que le matériel de remplissage du bassin se compose principalement de ces lithologies.

Les valeurs de conductivité réelle des séquences sédimentaires ont été calculées à l'aide du modèle des «séries», qui s'applique dans le cas de couches sédimentaires horizontales. Les incertitudes reliées à l'utilisation de la conductivité moyenne relèvent des grandes variations dans la valeur de cette variable pour des lithologies précises (voir liste ci-haut). Il se peut que l'erreur potentielle sur les valeurs de flux thermique, due à l'approximation de la conductivité, soit amoindrie par l'établissement d'une moyenne sur plusieurs intervalles, mesurant plusieurs centaines de mètres d'épaisseur individuellement. Reiter et Jessop (1985) ainsi que Jessop (1990) ont estimé l'erreur à ± 15 %, chiffre qui apparaît réaliste. L'influence de la compaction sur la conductivité des roches clastiques a été négligée, puisqu'elle est compensée par le changement d'orientation de la forte conductivité des particules argileuses anisotropes avec la profondeur (Blackwell et Steele, 1989). Les valeurs moyennes de conductivité prises en considération ont été calculées à partir de mesures faites sur des échantillons prélevés à diverses profondeurs, donc sur des lithologies de porosité variable. Ainsi, tout lien entre la profondeur et la conductivité thermique a été ignoré. La conductivité thermique réelle a été évaluée sur l'intervalle compris entre la base du pergélisol et la profondeur maximale du puits.

Le calcul du flux de chaleur s'est fait à l'aide de l'équation (1), sur l'intervalle de profondeur entre la base du pergélisol et la profondeur maximale d'un puits individuel. L'analyse des résultats révèle que le flux thermique varie de 38 à 99 mW/m^2. Quant à l'examen statistique de la distribution de fréquences pour l'ensemble des données, il montre que la moyenne se chiffre à 56 mW/m^2 et que l'écart type n'est que de 9 mW/m^2, l'échantillon (N) comptant 185 valeurs calculées. Le flux thermique moyen de la région de Beaufort–Mackenzie s'apparente beaucoup à celui du bassin Canada (56 à 58 mW/m^2), évalué par Langseth et al. (1988) sur considération de 350 mesures effectuées à partir d'une île de glace en dérive.

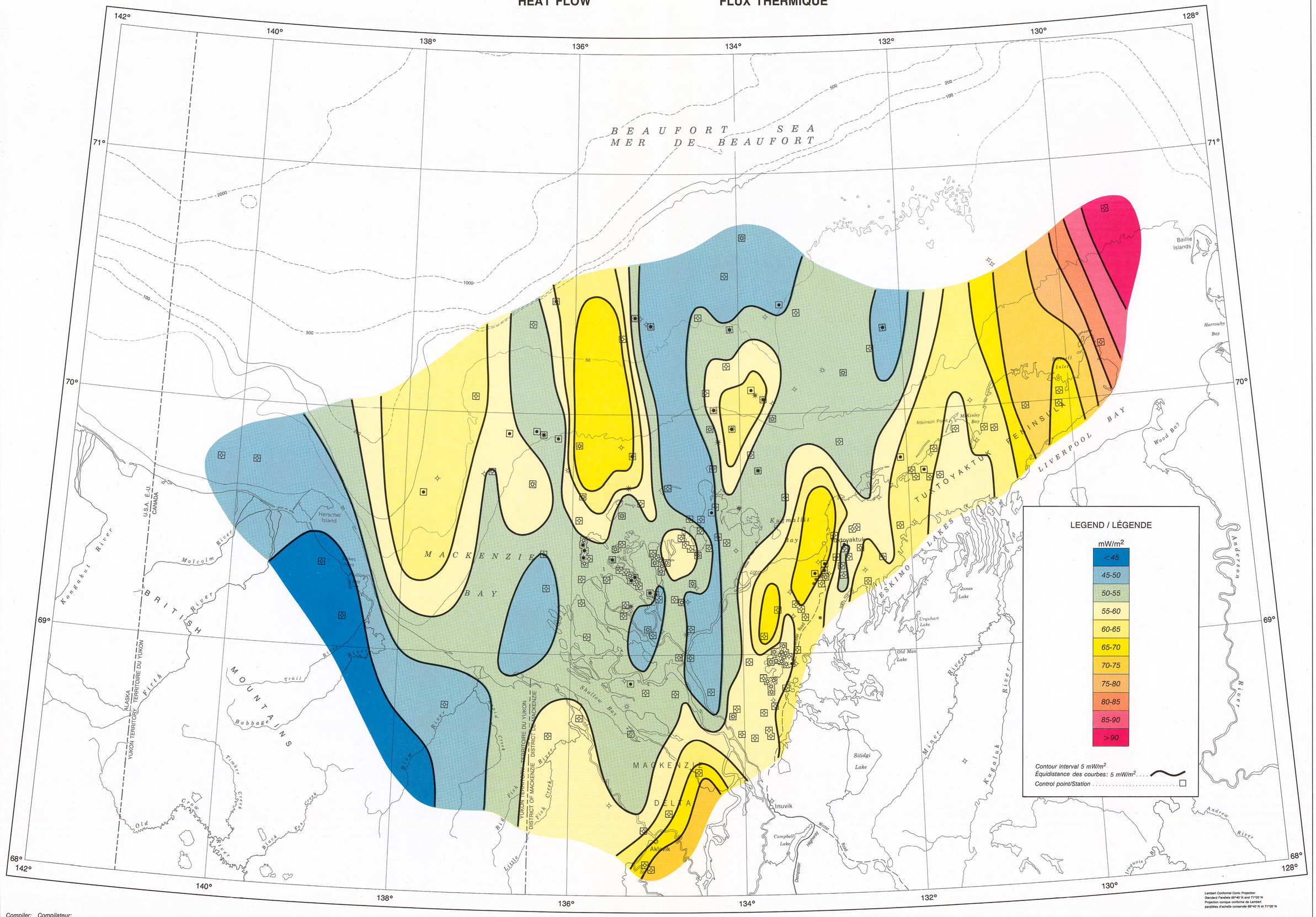
L'intervalle entre les isoflux thermiques de la carte atteint presque 10 % du flux de chaleur moyen, ce qui correspond approximativement à la limite inférieure de l'erreur estimée dans la détermination de ce paramètre. Les contours adoucis et la régularité des grandes orientations régionales de la carte ont toutefois été deux facteurs déterminants dans le choix de l'intervalle des isolignes.

Les valeurs de flux thermique oscillent entre un minimum inférieur à 45 mW/m^2 dans la région de la plaine côtière du Yukon et un maximum supérieur à 65 mW/m^2 dans le nord-est de la péninsule Tuktoyaktuk (complexe de l'arche d'Aklavik). Dans la partie orientale du bassin extracôtier, les valeurs sont généralement plus faibles que dans sa partie occidentale et beaucoup plus faibles que sur le continent au sud-est. Une orientation nord-sud et nord-nord-est à sud-sud-ouest s'observe à de nombreux endroits dans les zones de flux thermique du centre du bassin. Les zones de valeurs maximales et minimales sont généralement parallèles. Les zones de valeurs maximales sur le continent, localisées dans la section sud-est de la carte, présentent une orientation nord-est–sud-ouest, parralèle au complexe de l'arche d'Aklavik. Dans la zone extracôtière de la partie orientale du bassin, une anomalie de plus de 60 mW/m^2 est associée à la structure pétrolifère Amauligak et correspondrait, de façon générale, à la zone de failles de Tarsiut-Amauligak. La région de flux thermique faible (<50 mW/m^2) recoupe le centre du bassin; elle débute au talus continental et s'étend vers le sud jusqu'au delta du Mackenzie.

Dans la partie orientale du bassin, les plus fortes valeurs de flux thermique (>70 mW/m^2) sont associées à une zone de croûte continentale épaisse. Quant aux valeurs dites élevées, variant de 55 à 70 mW/m^2, elles correspondent à la marge sud-est du bassin, caractérisée par la présence de failles. Le flux de chaleur diminue vers le nord-ouest et vers la zone extracôtière à croûte transitionnelle; il ne dépasse pas 50 à 55 mW/m^2, sauf dans la région d'Amauligak où une anomalie est signalée. Dans la zone à croûte océanique, la valeur de ce paramètre est également faible, atteignant au plus 50 mW/m^2. Dans la partie occidentale du bassin, comprise dans la zone à croûte transitionnelle, le flux thermique est généralement plus élevé que dans sa partie orientale et à plusieurs endroits, la valeur mesurée excède 55 mW/m^2 (montant même jusqu'à 65 mW/m^2). Au niveau de la plaque Alaska, le flux de chaleur est faible (<50 mW/m^2) et très différent de celui de la marge du bassin et de la plate-forme à l'est. Dans la zone extracôtière, il est évident que la présence d'une grande épaisseur de sédiments principalement clastiques a grandement contribué au flux thermique en surface; les évaluations oscillent entre entre 5 et 15 mW/m^2 selon la quantité de chaleur que l'on attribue aux sédiments et la proportion de matériaux gréseux et argileux. À noter toutefois que le flux de chaleur peut être corrélé avec les différents blocs crustaux et ensembles tectoniques, mais pas avec l'épaisseur de la croûte ou de la colonne sédimentaire.

La partie sud du bassin de Beaufort–Mackenzie se trouve en majorité dans la zone de marge continentale faillée (Dietrich et al., 1989; Coflin, 1990). La formation de la marge remonte à la période de rifting du Crétacé (environ 80 à 120 Ma). Il est très vraisemblable que le rifting ait été associé à un flux thermique élevé. Le refroidissement de la lithosphère par conduction a cependant dissipé la presque totalité de la chaleur accumulée à ce moment. La différence entre le flux thermique de la plaque Alaska et celui de la plate-forme canadienne pourrait constituer un fait majeur du point de vue tectonophysique. Sont également de grande importance les différences notées dans les caractéristiques de flux thermique des parties orientale et occidentale du bassin de Beaufort–Mackenzie. Il n'a toujours pas été prouvée que ces dissimilitudes étaient causées par le processus de rifting et d'ouverture du bassin Canada. Dans le bassin, les quelques zones de flux thermique d'orientation nord-sud pourraient constituer la seule indication d'un ancien processus de rifting.

HEAT FLOW FLUX THERMIQUE



Compiler: Compilateur:
J.A. Majorowicz

FIGURE 16

STRATIGRAPHY AND STRUCTURE

STRATIGRAPHIE ET STYLE STRUCTURAL

Photo: J. Dixon

STRATIGRAPHY
(Fig. 17)

J. Dixon

Proterozoic to Holocene strata are present throughout the Beaufort–Mackenzie area. Onshore, there are strata representing most of the geological systems, whereas offshore, our knowledge of the stratigraphy is based largely on drilling and reflection seismic. Consequently, the known offshore strata are mostly Tertiary. Deep reflection seismic has helped to unravel the stratigraphy and structure below depths normally encountered by drilling and conventional CDP seismic but there still remains much speculation when interpreting such data.

Proterozoic strata are known from the Campbell Uplift near Inuvik, and there is a narrow belt of presumed Proterozoic strata that extends northeastward from the uplift into the subsurface under Tuktoyaktuk Peninsula (Wielens, 1987, 1988). These strata are a mixture of quartzite, shale, carbonate and local volcaniclastic rock. For many years the Neruokpuk Formation of the Romanzof Uplift was considered to be Proterozoic (Norris, 1985), but more recent work has revealed lower Paleozoic fossils in parts of the mapped formation (Lane and Cecile, 1989).

Cambrian to Devonian strata crop out on the Carnwath Platform, Campbell Uplift, White Uplift, Barn Uplift and Romanzof Uplift. East of the Richardson Mountains, Cambrian to Middle Devonian strata are predominantly platform carbonates with some clastics and evaporites in Lower to Upper Cambrian strata (Old Fort Island, Mount Clark and Saline River formations) underlying Anderson Plain. Cambrian to Devonian platform carbonates subcrop under Tuktoyaktuk Peninsula (Wielens, 1987, 1988) but apparently there are no strata equivalent to the Old Fort Island to Saline River succession. A local occurrence of quartzose sandstone under Tuktoyaktuk Peninsula appears to be Cambrian in age (Wielens, 1988).

In the Richardson Mountains the lower Paleozoic succession consists of basinal shales and turbidites of the Road River Formation. There is an isolated carbonate bank in the White Uplift surrounded by basinal deposits. In the Barn and Romanzof uplifts, Road River-equivalent strata consist of highly deformed argillites, sandstones and thin bedded carbonates, all of basinal origin (Lane and Cecile, 1989).

Toward the end of the Middle Devonian there was a pronounced change in the sedimentary regime. The carbonate platform was flooded by clastics, first represented by the organic-rich Canol shale, and followed by the thick clastics of the Upper Devonian Imperial Formation. Within the Beaufort–Mackenzie area Imperial strata were deposited as sediment gravity-flow deposits, consisting of interbedded shale and sandstone with some local conglomerates.

Carboniferous and Permian strata are exposed west of Mackenzie Delta, in the Cache Creek Uplift and the flanks of Romanzof and Barn uplifts. Carboniferous strata are represented by the clastics of the Kekiktuk and Kayak formations, in turn overlain by the limestone-dominant Lisburne Group. Carboniferous and Permian strata have been locally penetrated under the southwest part of Mackenzie Delta, where they consist of interbedded limestone, shale and sandstone. Permian strata are mostly clastics with some minor carbonate occurrences. They are well exposed in the Cache Creek Uplift and are present in the subsurface under the southern and southwestern parts of Mackenzie Delta. In the British Mountains, only a thin representative of the Permian Sadlerochit Group is present.

Triassic strata of the Ivishak and Shublik formations have a very limited distribution, and are present as local outcrops adjacent to the Romanzof Uplift. The Ivishak Formation is poorly known in northwest Canada and consists of conglomerate. Shublik strata consist of interbedded limestone, sandstone and shale.

Jurassic to Pleistocene strata are dealt with in more detail in the text accompanying the isopach and facies maps, and will be only briefly reviewed here.

Jurassic to Valanginian (Lower Cretaceous) strata occur in two facies belts. Within and west of Rapid Depression the succession is shale-dominant and has been grouped together as the Kingak Formation. On the east flank and east of Rapid Depression the succession consists of alternating sandstone- and shale-dominant intervals that have been given formation rank (Dixon, 1992a).

The Valanginian-Hauterivian Kamik Formation is a sandstone-rich succession that extends across the Rapid Depression on to the southeast flank of Romanzof Uplift. Overlying the Kamik Formation is the shale-dominant Mount Goodenough Formation, at the base of which is a major regional unconformity. The next major change occurred in the late Aptian–Early Albian when there was a major transgression on to the craton (Martin House and Arctic Red formations) and a thick succession of sediment-gravity flow beds were deposited in the Rapid Depression (the informally named Albian flysch).

Cenomanian to Campanian strata are represented by two organic-rich shale successions, the Boundary Creek and Smoking Hills sequences. These two units represent the distal facies of foreland basin deposits present under Eagle Plain (Dixon, 1992b) and in the Peel Trough (Yorath and Cook, 1981). Since the Maastrichtian, delta-dominated, foreland basin sedimentation has been centred on the Beaufort Sea continental margin. The Upper Cretaceous to Holocene strata have been divided into basin-wide, transgressive-regressive sequences (Dietrich et al., 1985; Dixon et al., 1985; Dixon et al., 1992).

The Proterozoic to Holocene succession has been divided into a number of tectonostratigraphic assemblages, bounded by major regional unconformities (Lerand, 1973; Norris and Yorath, 1981). Proterozoic strata are included in the Inuvikian assemblage; Cambrian to Devonian strata are part of the Franklinian assemblage; Carboniferous to middle Hauterivian strata are included in the Ellesmerian assemblage, and upper Hauterivian to Holocene strata are part of the Brookian assemblage. A major mid-Cretaceous unconformity divides the Brookian into a lower and an upper assemblage.

STRATIGRAPHIE
(fig. 17)

J. Dixon

Des couches du Protérozoïque à l'Holocène s'observent dans toute la région de Beaufort–Mackenzie. Sur le continent, la plupart des systèmes géologiques sont représentés, tandis qu'au large des côtes, le fait que les connaissances stratigraphiques actuelles soient surtout basées sur des données de sondage et de sismique-réflexion explique pourquoi les strates extracôtières connues sont pour la plupart tertiaires. Les sondages de sismique-réflexion profonde ont aidé à élucider la stratigraphie et la structure du sous-sol à des profondeurs plus grandes que celles atteintes par les forages et les levés sismiques à couverture multiple classiques, mais il subsiste encore beaucoup d'incertitude dans l'interprétation de ces données.

Des couches protérozoïques ont été identifiées dans le soulèvement de Campbell près d'Inuvik et une bande étroite de strates considérées du Protérozoïque s'étend vers le nord-est du soulèvement jusqu'à la péninsule Tuktoyaktuk, endroit où elles sont en subsurface (Wielens, 1987, 1988). Ces strates sont un mélange de quartzite, de shale, de roches carbonatées et de roches volcanoclastiques, ces dernières étant observées localement. Pendant de nombreuses années, la Formation de Neruokpuk du soulèvement de Romanzof a été considérée d'âge protérozoïque (Norris, 1985), mais des travaux plus récents ont révélé la présence de fossiles du Paléozoïque inférieur dans certaines parties de la formation cartographiée (Lane et Cecile, 1989).

Des couches du Cambrien au Dévonien affleurent dans les régions de la plate-forme de Carnwath ainsi que des soulèvements de Campbell, de White, de Barn et de Romanzof. À l'est des monts Richardson, les strates du Cambrien au Dévonien moyen sont surtout composées de roches carbonatées de plate-forme; il y a cependant quelques roches clastiques et évaporites dans les couches du Cambrien inférieur à supérieur (formations d'Old Fort Island, de Mount Clark et de Saline River) de la plaine d'Anderson. Des roches carbonatées de plate-forme du Cambrien au Dévonien ont été signalées dans la subsurface de la péninsule Tuktoyaktuk (Wielens, 1987, 1988), mais il ne semble pas s'y trouver de couches équivalentes à la succession allant de la Formation d'Old Fort Island à celle de Saline River. Toujours sous la péninsule Tuktoyaktuk, une occurrence locale de grès quartzeux semble être d'âge cambrien (Wielens, 1988).

Dans les monts Richardson, la succession du Paléozoïque inférieur est constituée de shales et de turbidites de bassin associés à la Formation de Road River. Dans la région du soulèvement de White, un banc carbonaté isolé est entouré de sédiments de bassin. Restent les soulèvements de Barn et de Romanzof où les couches équivalentes à la Formation de Road River sont composées d'argilites, de grès et de roches carbonatées en minces strates très déformés, ces lithologies étant toutes associées à un milieu de bassin (Lane et Cecile, 1989).

Vers la fin du Dévonien moyen, on note une modification marquée du régime sédimentaire. La plate-forme carbonatée a été recouverte de roches clastiques, représentées d'abord par le shale de Canol riche en matière organique et ensuite par les clastites épaisses de la Formation d'Imperial du Dévonien supérieur. Dans la région de Beaufort–Mackenzie, les couches de la Formation d'Imperial ont été déposées par gravité formant des interlits de shale et de grès avec, par endroits, des conglomérats.

Des strates carbonifères et permiennes affleurent à l'ouest du delta du Mackenzie, dans la région du soulèvement de Cache Creek et sur les flancs des soulèvements de Romanzof et de Barn. Les couches carbonifères sont représentées par les roches clastiques des formations de Kekiktuk et de Kayak, à leur tour surmontées du Groupe de Lisburne principalement calcaire. Des couches carbonifères et permiennes ont été localement pénétrées dans la partie sud-ouest du delta du Mackenzie, où elles sont composées de calcaire, de shale et de grès interstratifiés. Les couches permiennes sont surtout des clastites, les roches carbonatées étant rares. Elles sont bien exposées dans la région du soulèvement de Cache Creek et elles sont présentes dans le sous-sol des parties sud et sud-ouest du delta du Mackenzie. Dans les monts British, seul un mince représentant du Groupe de Sadlerochit du Permien est observé.

Les strates triasiques des formations d'Ivishak et de Shublik sont d'étendue limitée et affleurent par endroits en contiguïté avec le soulèvement de Romanzof. La Formation d'Ivishak, mal définie dans le nord-ouest du Canada, est composée de conglomérat. Quant aux couches de Shublik, elles sont constituées de calcaire, de grès et de shale interstratifiés.

Comme les strates du Jurassique au Pléistocène sont traitées plus en détail dans le texte accompagnant les cartes d'isopaques et de faciès, l'analyse suivante qui s'y rapporte sera brève.

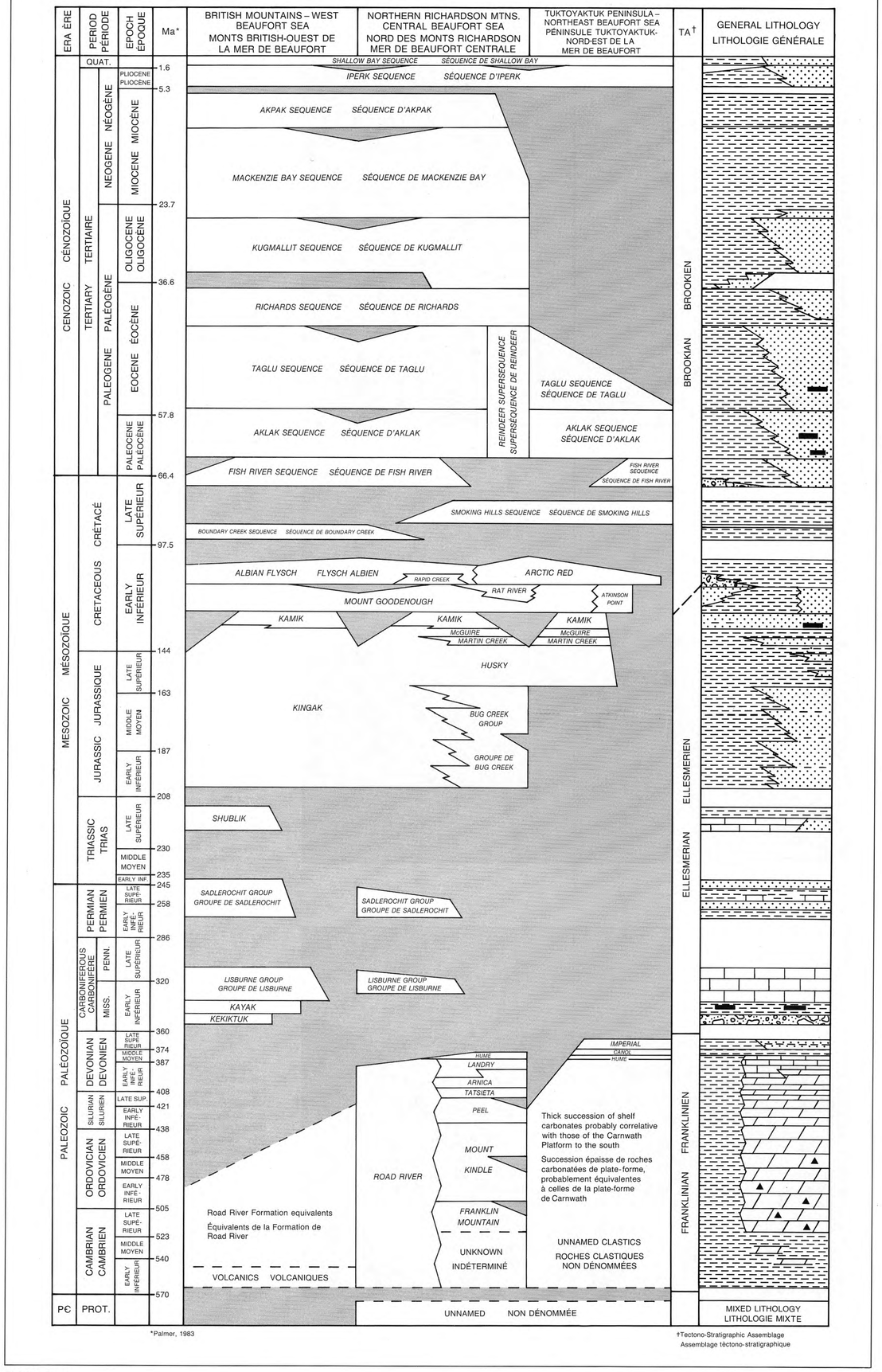
Les couches du Jurassique au Valanginien (Crétacé inférieur) sont présentes dans deux zones de faciès. Au sein et à l'ouest de la dépression de Rapid, la succession est principalement composée de shale et a été groupée avec la Formation de Kingak. Sur le flanc est et à l'est de la dépression de Rapid, la succession consiste en des intervalles où dominent, en alternance, des grès et des shales; on a attribué le rang de formation à ces intervalles (Dixon, 1992a).

La Formation de Kamik du Valanginien-Hauterivien est une succession gréseuse qui s'étend à la dépression de Rapid et se termine sur le flanc sud-est du soulèvement de Romanzof. Sur la Formation de Kamik repose la Formation de Mount Goodenough à shale dominant, à la base de laquelle se trouve une importante discordance régionale. Suit un changement majeur qui s'est produit à l'Aptien supérieur-Albien inférieur, marqué par une importante transgression sur le craton (formations de Martin House et d'Arctic Red) et le dépôt par mouvement de gravité d'une épaisse succession dans la dépression de Rapid (appelée de façon informelle le «flysch albien»).

Les strates du Cénomanien au Campanien sont représentées par deux successions de shale riche en matière organique, les séquences de Boundary Creek et de Smoking Hills. Ces deux unités sont les faciès distaux des sédiments de bassin d'avant-pays sur lesquels se sont formées la plaine d'Eagle (Dixon, 1992b) et la cuvette de Peel (Yorath et Cook, 1981). Depuis le Maastrichtien, la sédimentation surtout deltaïque de bassin d'avant-pays a été centrée sur la marge continentale de la mer de Beaufort. Les couches du Crétacé supérieur à l'Holocène ont été divisées en séquences de transgression-régression à l'échelle du bassin (Dietrich et al., 1985; Dixon et al., 1985; Dixon et al., 1992).

La succession du Protérozoïque à l'Holocène a été divisée en un certain nombre d'assemblages tectonostratigraphiques, limités par d'importantes discordances régionales (Lerand, 1973; Norris et Yorath, 1981). Les strates protérozoïques sont associées à l'Assemblage inuvikien; celles du Cambrien au Dévonien, à l'Assemblage franklinien; celles du Carbonifère au Hauterivien moyen, à l'Assemblage ellesmérien; et celles du Hauterivien supérieur à l'Holocène, à l'Assemblage brookien. Une importante discordance du Crétacé moyen divise le Brookien en un assemblage inférieur et supérieur.

TABLE OF FORMATIONS TABLEAU DES FORMATIONS



*Palmer, 1983

†Tectono-Stratigraphic Assemblage
Assemblage tectono-stratigraphique

FIGURE 17

OUTCROP PHOTOGRAPHS

A. Cambro-Ordovician Road River Formation at Jurassic Butte, northern Richardson Mountains, Northwest Territories. Interbedded shale and chert in near-vertical beds. ISPG photograph 3397-2. Photographed by M.P. Cecile.

A. Formation cambro-ordovicienne de Road River (Jurassic Butte, partie nord des monts Richardson, Territories du Nord-Ouest). Interlits de shale et de chert dont les couches sont presque verticales. Photo de l'IGSP n° 3397-2, prise par M.P. Cecile.

B. Cambro-Ordovician strata in the Barn Mountains, Yukon Territory. 1 - Cambrian argillite; 2 - Ordovician limestone; 3 - Ordovician chert. View to the north. ISPG photograph 3397-4. Photographed by M.P. Cecile.

B. Strates cambro-ordoviciennes observées dans les monts Barn, au Yukon. 1 - argilite cambrienne; 2 - chert ordovicien; 3 - calcaire ordovicien. Vue en direction du nord. Photo de l'IGSP n° 3397-4, prise par M.P. Cecile.

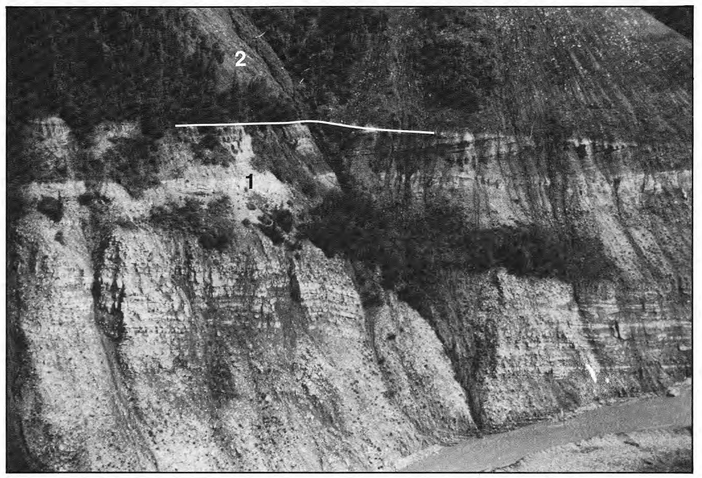
C. Cambro-Ordovician Unit C2 (1) in the White Mountains, Yukon Territory, overlain by the Ordovician-Silurian Vunta Formation (2). Unit C2 consists of light grey, thick bedded dolostone with some locally prominent breccia beds. The Vunta Formation consists of light to medium grey weathering pelletal and skeletal wackestone, intraclast packstone and grainstone. ISPG photograph 3380-1. Photographed by D.W. Morrow.

C. Unité C2 (1) du Cambro-Ordovicien, sous-jacente à la Formation de Vunta (2) de l'Ordovicien au Silurien (monts White, au Yukon). L'unité C2 se compose de dolomie gris pâle en lits épais et de quelques horizons bréchiques, localement importants. Quant à la Formation de Vunta, elle est constituée de wackestones à pellets et à bioclastes, de même que de packstones et de grainstones à intraclastes, dont la couleur d'altération varie du gris pâle au gris moyen. Photo de l'IGSP n° 3380-1, prise par D.W. Morrow.

PHOTOGRAPHIES D'AFFLEUREMENTS

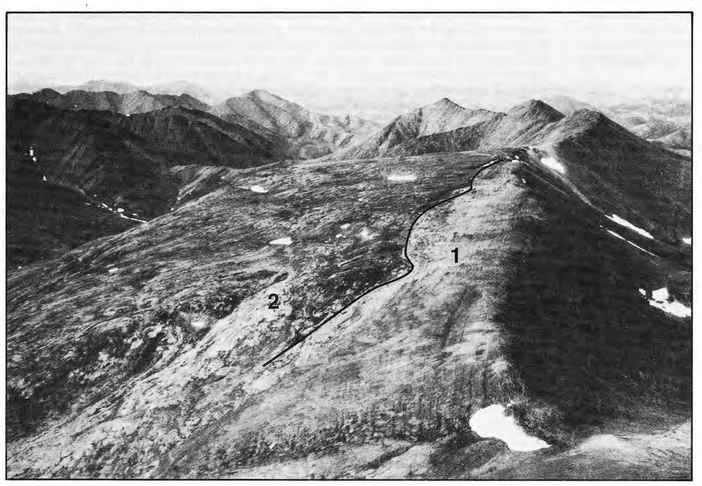
D. The Middle Devonian Ogilvie Formation (1) unconformably overlain by Permian strata (2 and 3) in the White Mountains, Yukon Territory. Ogilvie strata consist of bluish grey weathering, shoaling-upward cycles of lime mudstone and packstone. The Permian rocks consist of a lower thin bedded, brown weathering platy siltstone (2), overlain by light grey weathering, fusulinid grainstone and packstone (3). ISPG photograph 3380-3. Photographed by D.W. Morrow.

D. Formation d'Ogilvie (1) du Dévonien moyen, en discordance sous les states permiennes (2 et 3) des monts White, au Yukon. Les strates d'Ogilvie presentent des mudstones et des packstones calcaires à couleur d'altération gris-bleu, disposés en cycles d'eau de moins en moins profonde. Les lithologies permiennes consistent en de minces lits de siltstones en plaquettes à couleur d'altération brune (2), recouverts par des grainstones et des packstones à fusulinidés et à couleur d'altération gris pâle (3). Photo de l'IGSP n° 3380-3, prise par D.W. Morrow.



E. The Upper Devonian Imperial Formation (1) unconformably overlain by the upper Aptian–lower Albian Martin House Formation; (2) Vittrekwa River, southwest of Fort McPherson, Northwest Territories. The Imperial Formation consists of interbedded conglomerate, conglomeratic sandstone and sandstone. Note the two sets of very large-scale foreset bedding in the submarine fan deposits of the Imperial Formation. Martin House strata consist of interbedded shale, siltstone, very fine grained sandstone and thin coquina beds. ISPG photograph 1858-24. Photographed by J. Dixon.

E. Formation d'Imperial (1), du Dévonien supérieur en discordance sous celle de Martin House (2) de l'Aptien supérieur à l'Albien inférieur (rivière Vittrekwa, sud-ouest de Fort McPherson, Territoires du Nord-Ouest). La Formation d'Imperial se compose d'interlits de conglomérats, de grès conglomératiques et de grès. À noter les deux ensembles de couches frontales de très grande échelle dans les dépôts de cône sous-marin de la formation. Les strates de Martin House consistent en des interlits de shale, de siltstone, de grès à grain très fin et de lumachelle (unités minces). Photo de l'IGSP n° 1858-24, prise par J. Dixon.



F. Carboniferous Kekiktuk Formation (2) unconformably overlying Cambro-Ordovician strata (1); British Mountains, Yukon Territory. ISPG photograph 3385-1. Photographed by L.S. Lane.

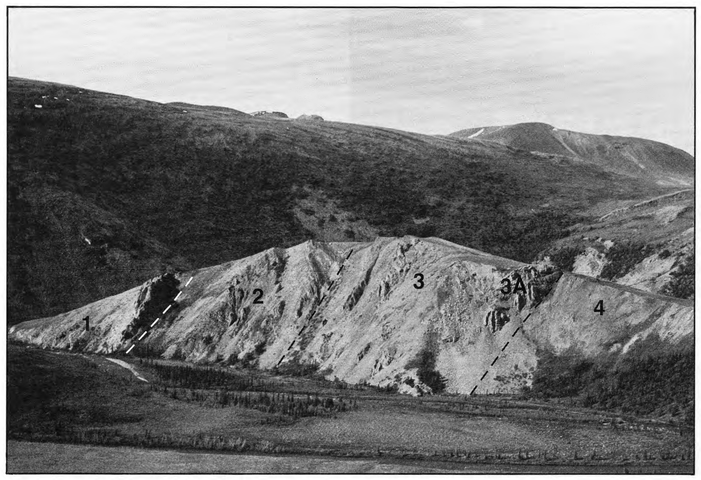
F. Formation carbonifère de Kekiktuk (2), en discordance sur les strates cambro-ordovicienne (1), (monts British, Yukon). Photo de l'IGSP n° 3385-1, prise par L.S. Lane.

FIGURE 18

OUTCROP PHOTOGRAPHS

A. Shale of the Carboniferous Kayak Formation (1) overlain by limestone of the Carboniferous Lisburne Group (2). Tulugaq River, British Mountains, Yukon Territory. ISPG photograph 3382-1. Photographed by J. Utting.

A. Shale de la formation carbonifère de Kayak (1), sous-jacent au calcaire du Groupe de Lisburne (2) du même âge (rivière Tulugaq, monts British, Yukon). Photo de l'IGSP n° 3382-1, prise par J. Utting.



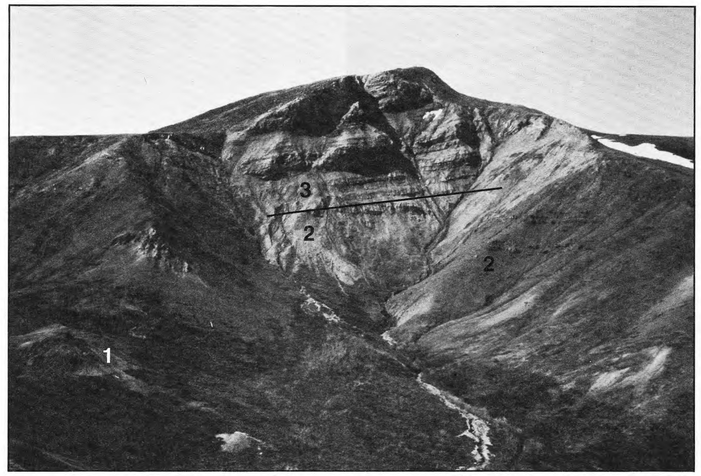
B. Steeply dipping Devonian(?) to Permian strata along Cache Creek (ex-Little Fish River), northern Richardson Mountains. 1 – Devonian(?); 2 – Middle Pennsylvanian strata; 3 – Permian carbonate unit, with a *Palaeoaplysina* mound at the top (3A); 4 – Permian shale. ISPG photograph 3408-1. Photographed by W.W. Nassichuk.

B. Dans le nord des monts Richardson, strates à fort pendage du Dévonien(?) au Permien, observées le long du ruisseau Cache (anciennement la Petite rivière Fish). 1 – Dévonien(?); 2 – strates du Pennsylvanien moyen; 3 – unité de roches carbonatées du Permien et 3A – monticule à *Palaeoaplysina* au sommet; 4 – shale permien. Photo de l'IGSP n° 3408-1, prise par W.W. Nassichuk.

C. Shale and thin sandstone beds of the Lower Jurassic to Lower Cretaceous Kingak Formation along Babbage River, British Mountains, Yukon Territory. Note the thrust repetition of the sandy interval in the middle foreground. ISPG photograph 3385-3. Photographed by F.G. Young.

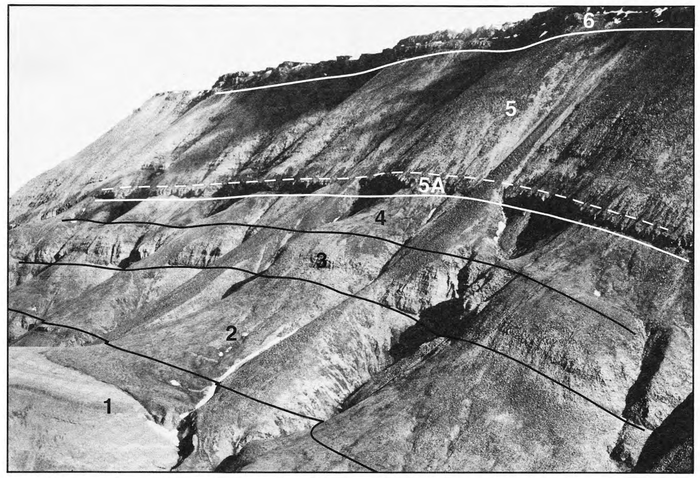
C. Shale et minces lits de grès de la Formation de Kingak du Jurassique inférieur au Crétacé inférieur, observés le long de la rivière Babbage, dans les monts British, au Yukon. Au premier plan, au centre, on observe une répétition de l'intervalle due gréseux à un chevauchement. Photo de l'IGSP n° 3385-3, prise par F.G. Young.

PHOTOGRAPHIES D'AFFLEUREMENTS



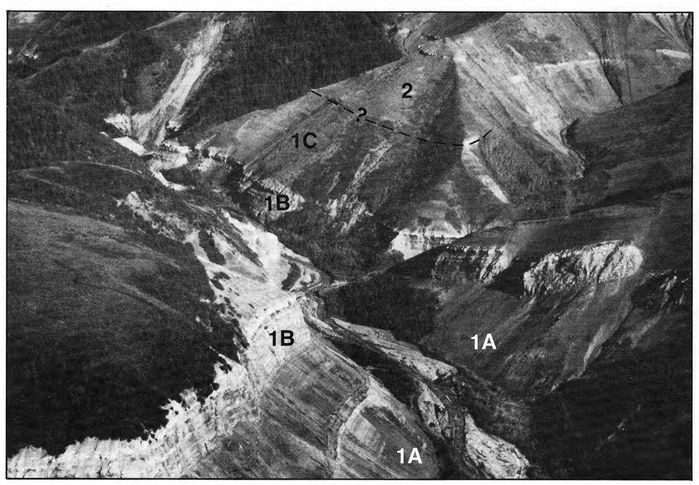
D. The Lower to Middle Jurassic, sandstone-dominant Bug Creek Group (3) unconformably overlying Permian sandstones (2). In the foreground are black shales of the Cambro-Ordovician Road River Formation (1). Jurassic Butte, Aklavik Range, northwestern Richardson Mountains, Northwest Territories. ISPG photograph 2406-4. Photographed by J. Dixon.

D. Grès (lithologie dominante) du Groupe de Bug Creek (3) du Jurassique inférieur à moyen, en discordance sur des grès permiens (2). Au premier plan de la photo, on observe des shale noirs de la formation cambro-ordovicienne de Road River (1) (Jurassic Butte, chaînon Aklavik, partie nord-ouest des monts Richardson, Territoires du Nord-Ouest). Photo de l'IGSP n° 2406-4, prise par J. Dixon.



E. The Bug Creek Group at Murray Ridge, northern Richardson Mountains, unconformably overlying Permian strata (1). Murray Ridge Formation (2), Almstrom Creek Formation (3), Manuel Creek Formation (4), Richardson Mountains Formation (5), (5; 5A-Little Bell Member), and the Aklavik Formation (6). ISPG photograph 3408-3. Photographed by T.P. Poulton.

E. Dans le nord des monts Richardson, à la crête Murray, Groupe de Bug Creek en discordance sur des strates permiennes (1). Formations de Murray Ridge (2), d'Almstrom Creek (3), de Manuel Creek (4), de Richardson Mountains (5) (5: 5A-Membre de Little Bell), et d'Aklavik (6). Photo de l'IGSP n° 3408-3, prise par T.P. Poulton.

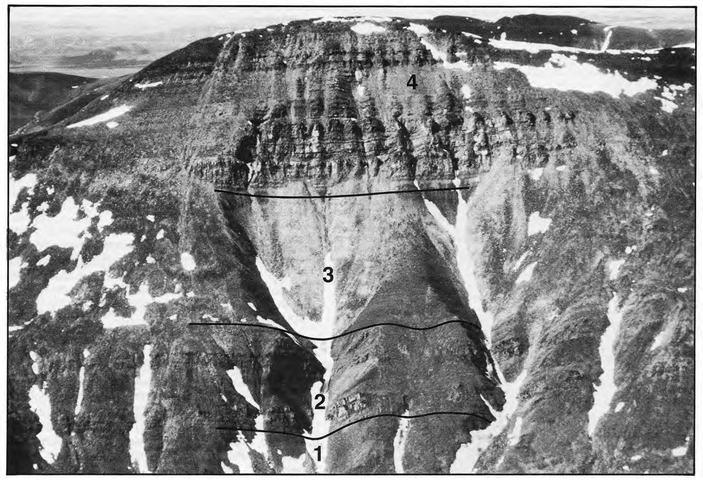


F. The Upper Jurassic to Berriasian, shale-dominant Husky Formation (1) overlain unconformably by shale of Mount Goodenough Formation (2). Lower member (1A), arenaceous member (1B), red-weathering and upper members (1C) of the Husky Formation. Location at "Treeless Creek", just north of Mount Lang, northern Richardson Mountains, Northwest Territories. ISPG photograph 1895-4. Photographed by J. Dixon.

F. Formation de Husky (1) du Jurassique supérieur au Berriasien, composée principalement de shale et en discordance sous les shales de la Formation de Mount Goodenough (2). Elle comprend les membres inférieur (1A) et arénacé (1B), de même que ceux à altération rouge et supérieur (1C). Lithologies observées au «ruisseau Treeless», immédiatement au nord du mont Lang, dans le nord des monts Richardson (Territoires du Nord-Ouest). Photo de l'IGSP n° 1895-4, prise par J. Dixon.

FIGURE 19

OUTCROP PHOTOGRAPHS



A. The Neocomian Parsons Group (units 2 to 4) near Mount McGuire, northern Richardson Mountains, Yukon Territory. Husky Formation (1) gradationally overlain by the Martin Creek Formation (2), in turn abruptly overlain by McGuire Formation (3). Kamik Formation (4) gradationally overlies McGuire strata. ISPG photograph 1858-3. Photographed by J. Dixon.

A. Groupe de Parsons du Néocomien (unités 2 à 4), observé à proximité du mont McGuire, dans le nord des monts Richardson, au Yukon. Formation de Husky (1) graduellement recouverte par celle de Martin Creek (2), à son tour sous-jacente (contact franc) à la Formation de McGuire (3). La Formation de Kamik (4) présente un contact progressif avec les strates sous-jacentes de McGuire. Photo de l'IGSP n° 1858-3, prise par J. Dixon.

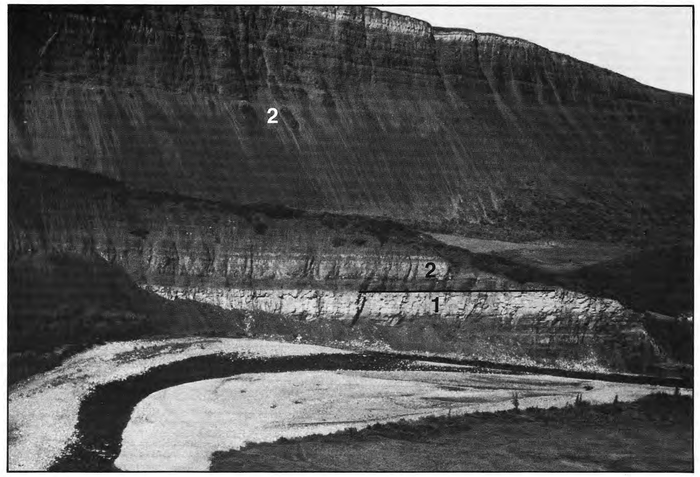
B. The Berriasian Martin Creek Formation (2) at the type section in Martin Creek, northeastern Richardson Mountains, Northwest Territories. Abruptly, but conformably, underlain by the Husky Formation (1) and overlain by the McGuire (3) and Kamik formations (4). Martin Creek sandstones are interpreted to be shoreface deposits and contain an abundance of hummocky cross stratified beds at this locality. ISPG photograph 3294-10. Photographed by J. Dixon.

B. Formation de Martin Creek (2) du Berriasien, à son stratotype du ruisseau Martin, dans le nord-est des monts Richardson (Territoires du Nord-Ouest). La formation sous-jacente de Husky (1) et celles sus-jacentes de McGuire (3) et de Kamik (4) sont en contact net mais concordant. Les grès de Martin Creek sont considérés comme des dépôts d'avant-plage et présentent de nombreuses stratifications obliques bosselées à cet endroit. Photo de l'IGSP n° 3294-10, prise par J. Dixon.

C. Interbedded sandstone, shale and coal of the lower member, Valanginian-Hauterivian Kamik Formation at Lower Canyon, Willow River, northeastern Richardson Mountains, Northwest Territories. Note the small channel-fill (arrow). These beds are interpreted as representing tidal channel or tidal delta deposits at the base, overlain by lagoonal beds. ISPG photograph 3081-8. Photographed by J. Dixon.

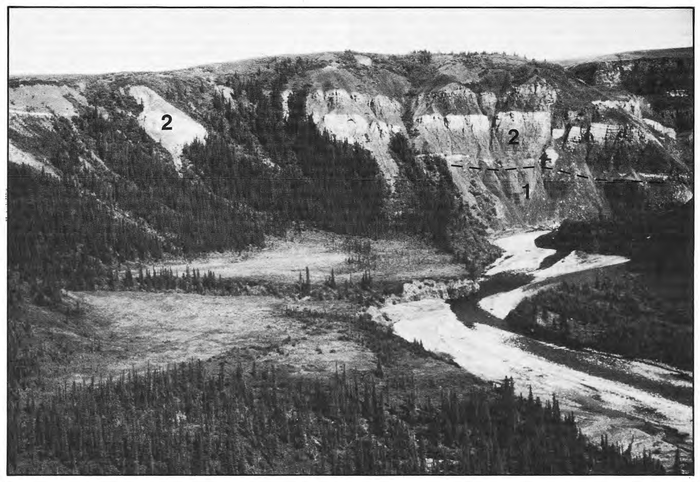
C. Interlits de grès, de shale et de charbon du membre inférieur de la Formation de Kamik, variant en âge du Valanginien au Hauterivien (Lower Canyon, rivière Willow, partie nord-est des monts Richardson, Territoires du Nord-Ouest). À noter le petit remblaiement de chenal indiqué par la flèche. Les strates en position inférieure sont considérées comme des dépôts de chenal de marée ou de delta de marée et sont recouvertes par des lithologies lagunaires. Photo de l'IGSP n° 3081-8, prise par J. Dixon.

PHOTOGRAPHIES D'AFFLEUREMENTS



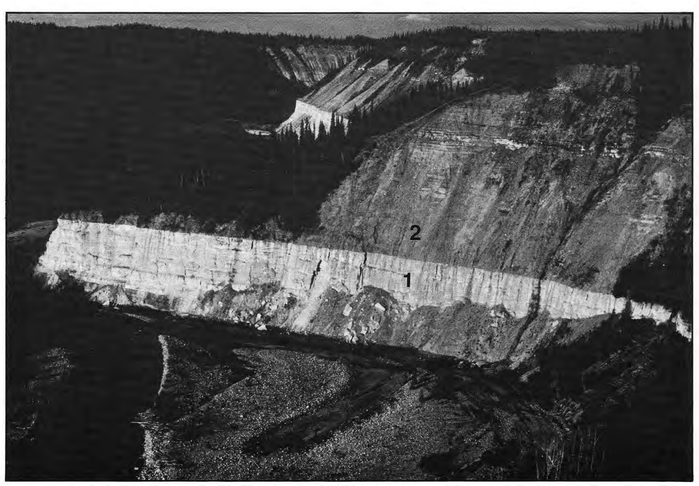
D. Shale and siltstone of the Mount Goodenough Formation (2) unconformably overlying truncated Martin Creek Formation (1). Fish River, northern Richardson Mountains, Yukon Territory. ISPG photograph 2236-8. Photographed by J. Dixon.

D. Shale et siltstone de la Formation de Mount Goodenough (2), en discordance sur la formation tronquée de Martin Creek (1) (rivière Fish, partie nord des monts Richardson, Yukon). Photo de l'IGSP n° 2236-8, prise par J. Dixon.



E. Inner shelf, coarsening-upward, shale to sandstone, cycles in the late Barremian to early Aptian Rat River Formation (2). Mount Goodenough Formation (1) gradationally underlies Rat River strata. Fish River, northern Richardson Mountains, Yukon Territory. ISPG photograph 2236-2. Photographed by J. Dixon.

E. Cycles négatifs de plate-forme continentale interne, dont la granulométrie varie de celle des shales à celle des grès et faisant partie de la Formation de Rat River (2) du Barrémien supérieur à l'Aptien inférieur. La Formation de Mount Goodenough (1) est en contact progressif sous les strates de Rat River (rivière Fish, partie nord des monts Richardson, Yukon). Photo de l'IGSP n° 2236-2, prise par J. Dixon.

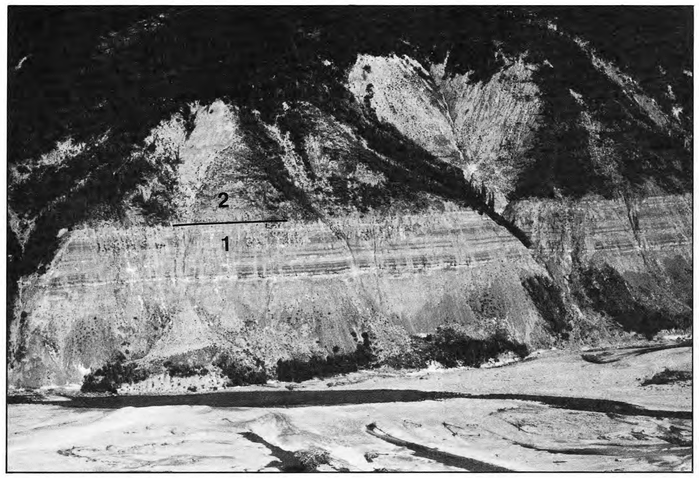


F. Sandstones of the upper Barremian-lower Aptian Rat River Formation (1) abruptly overlain by interbedded shale, siltstone and sandstone of the upper Aptian-lower Albian Martin House Formation (2). Stony Creek, west of Fort McPherson, Northwest Territories. ISPG photograph 3081-9. Photographed by J. Dixon.

F. Grès de la Formation de Rat River (1), datant du Barrémien supérieur à l'Aptien inférieur et en contact franc sous des interlits de shale, de siltstone et de grès de la Formation de Martin House (2), de l'Aptien supérieur à l'Albien inférieur (ruisseau Stony, à l'ouest de Fort McPherson, Territoires du Nord-Ouest). Photo de l'IGSP n° 3081-9, prise par J. Dixon.

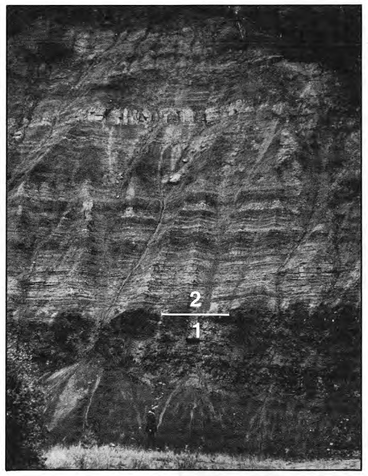
FIGURE 20

OUTCROP PHOTOGRAPHS



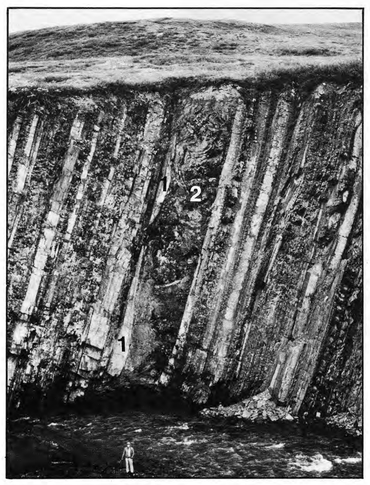
A. Upper Aptian to Lower Albian beds of the Martin House Formation (1) abruptly overlain by the Arctic Red Formation (2). Martin House strata consist of dark brown to grey shale interbedded with thin sandstone and coquina beds. Arctic Red strata consist of medium to dark grey shale. Vittrekwa River, southwest of Fort McPherson, Northwest Territories. ISPG photograph 2846-8. Photographed by J. Dixon.

A. Lits de l'Aptien supérieur à l'Albien inférieur faisant partie de la Formation de Martin House (1), en contact sous-jacent net avec la Formation d'Arctic Red (2). Les strates de Martin House se composent de shale brun foncé à gris, interlité avec de minces unités de grès et de lumachelle. Quant à la Formation d'Arctic Red, elle est constituée de shale gris moyen à foncé (rivière Vittrekwa, au sud-ouest de Fort McPherson, Territoires du Nord-Ouest). Photo de l'IGSP n° 2846-8, prise par J. Dixon.



B. Thinly interbedded shale and sandstone of the Late Devonian Imperial Formation (1) unconformably overlain by the Albian Arctic Red Formation (2). The basal Arctic Red strata consist of thin beds of very fine grained sandstone separated by shaly partings. Caribou Creek, south of Campbell Lake, near Inuvik, Northwest Territories. ISPG photograph 2584-5. Photographed by J. Dixon.

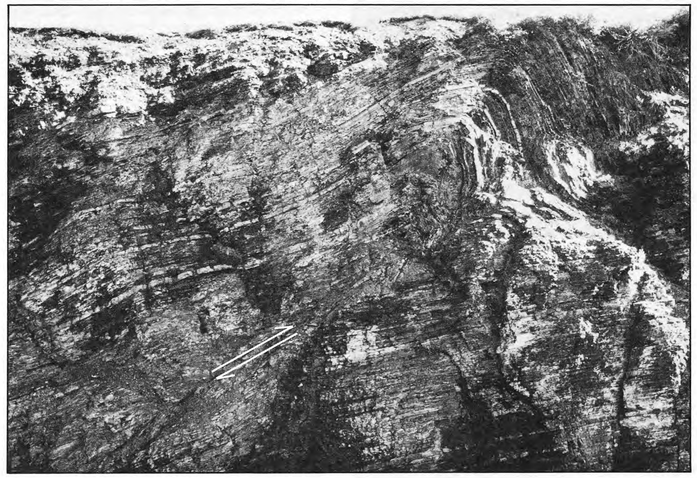
B. Shale et grès en interlits de faible épaisseur, faisant partie de la formation d'Imperial (1) du Dévonien supérieur. Ces lithologies sont surmontées en discordance par la formation albienne d'Arctic Red (2). Les strates basales de la formation d'Arctic Red sont composées de minces lits de grès à grain très fin, séparés par des filets de shale (ruisseau Caribou, au sud du lac Campbell, près d'Inuvik, Territoires du Nord-Ouest). Photo de l'IGSP n° 2584-5, prise par J. Dixon.



C. Interbedded sandstone, conglomerate and shale of the informally named Albian Flysch, Blow River area, northern Yukon Territory. Note the small-scale channels (1) and the penecontemporaneously deformed shales (2). ISPG photograph 3385-6. Photographed by L.S. Lane.

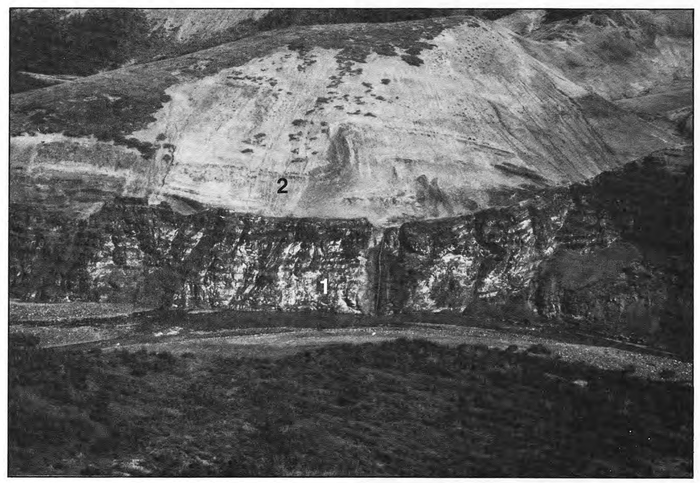
C. Interlits de grès, de conglomérats et de shale, observés dans le flysch albien, non dénommé formellement (région de la rivière Blow, partie nord du Yukon). À noter les chenaux de petite échelle (1) et les shales à déformation pénécontemporaine (2). Photo de l'IGSP n° 3385-6, prise par L.S. Lane.

PHOTOGRAPHIES D'AFFLEUREMENTS



D. Meso-scale thrust fault in Albian Flysch beds of the Blow River area, northern Yukon Territory. ISPG photograph 3317-2. Photographed by L.S. Lane.

D. Faille de chevauchement d'échelle mésoscopique dans des lits du flysch albien (région de la rivière Blow, partie nord du Yukon). Photo de l'IGSP n° 3317-2, prise par L.S. Lane.



E. Lower to middle Albian ferruginous shales and ironstone beds of the Rapid Creek Formation (1) abruptly overlain by syndepositionally folded shales of the Cenomanian to turonian Boundary Creek Formation (2). Fish River, northernmost Richardson Mountains, Yukon-Northwest Territories border. ISPG photograph 2236-7. Photographed by J. Dixon.

E. Shales ferrugineux et lits de roches ferrugineuses de l'Albien inférieur à moyen, faisant partie de la formation de Rapid Creek (1). Ces lithologies sont en contact net sous les shales à plis synsédimentaires de la formation de Boundary Creek (2), datant du Cénomanien au Tronien (rivière Fish, extrémité nord des monts Richardson, frontière entre le Yukon et les Territoires du Nord-Ouest). Photo de l'IGSP n° 2236-7, prise par J. Dixon.

FIGURE 21

OUTCROP PHOTOGRAPHS

A. Dark grey to black shales of the Albian Horton River Formation (1) abruptly overlain by organic-rich shales of the Santonian-Campanian Smoking Hills Formation (2), in turn abruptly overlain by light-grey shales of the Mason River Formation (Fish River Sequence) (3). Horton River, Northwest Territories. ISPG photograph 2236-3. Photographed by J. Dixon.

A. Shales gris foncé à noirs de la formation albienne de Horton River (1), en contact net sous des shales riches en matière organique de la Formation de Smoking Hills (2), du Santonien au Campanien. Cette dernière est à son tour sous-jacente (contact franc) à des shales gris pâle de la Formation de Mason River, faisant partie de la séquence de Fish River (3) (rivière Horton, Territoires du Nord-Ouest). Photo de l'IGSP n° 2236-3, prise par J. Dixon.

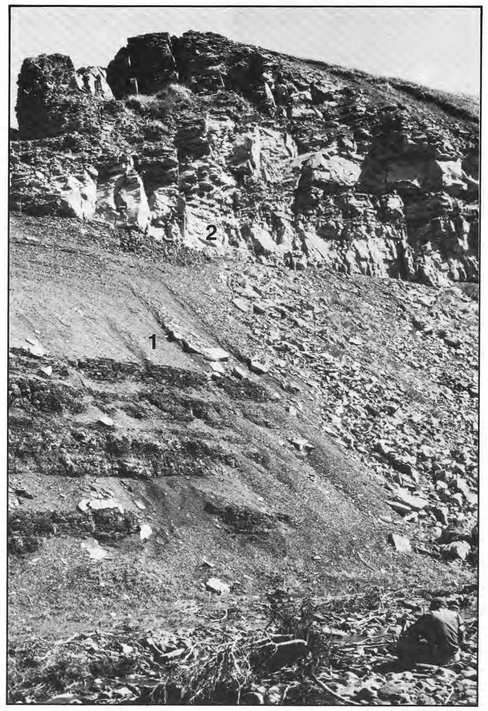
B. Sediment gravity-flow deposits of the Maastrichtian Cuesta Creek Member (basal beds of the Fish River Sequence). Note the cross-cutting relationships of some of the units (arrows). The upper beds of conglomerate and sandstone are part of a large channel-fill. Fish River, northernmost Richardson Mountains, Yukon-Northwest Territories border. ISPG photograph 2236-6. Photographed by J. Dixon.

B. Dépôts de mouvement de gravité dans le Membre de Cuesta Creek du Maastrichtien (lits basaux de la séquence de Fish River). À noter les quelques unités s'entrecoupant, indiquées par des flèches. Les lithologies supérieures, composées de conglomérats et de grès, font partie d'un important remblaiement de chenal (rivière Fish, extrémité nord des monts Richardson, frontière entre le Yukon et les Territoires du Nord-Ouest). Photo de l'IGSP n° 2236-6, prise par J. Dixon.

C. The Paleocene Aklak Sequence (Reindeer Formation) exposed along Caribou Hills, on the east side of Mackenzie Delta, Northwest Territories. Strata consists of weakly consolidated sandstone, conglomerate, coal, and some shale. ISPG photograph 2428-1. Photographed by D.J. McIntyre.

C. Séquence paléocène d'Aklak (Formation de Reindeer) affleurant le long des collines Caribou, dans la partie orientale du delta du Mackenzie (Territoires du Nord-Ouest). Les strates sont constituées d'unités peu consolidées, notamment de grès, de conglomérats, de charbon et d'un peu de shale. Photo de l'IGSP n° 2428-1, prise par D.J. McIntyre.

PHOTOGRAPHIES D'AFFLEUREMENTS



D. Beds of the Aklak Sequence on Aklak Creek, along the coastal plain north of the Richardson Mountains (Northwest Territories). The lower beds consist of thinly interbedded shale and sandstone with coal seams of floodplain origin (1) overlain by thick sandstone beds of fluvial channel origin (2). Coal beds are common in the floodplain deposits. ISPG photograph 263-22. Photographed by F.G. Young.

D. Lits de la séquence d'Aklak, observés au ruisseau Aklak, le long de la plaine côtière au nord des monts Richardson (Territoires du Nord-Ouest). Les lits inférieurs présentent de minces interlits de shale et de grès, de même que des couches charbonnières de plaine d'inondation (1), en contact sous-jacent avec des grès de chenal fluvial en lits épais (2). Les lits de charbon sont fréquents dans les dépôts de plaine d'inondation. Photo de l'IGSP n° 263-22, prise par F.G. Young.

E. White clay of the Oligocene Kugmallit Sequence (2) abruptly overlying sandstone and conglomerate of the Aklak Sequence (Reindeer Formation) (1) along Caribou Hills, east side of Mackenzie Delta, Northwest Territories. ISPG photograph 2428-3. Photographed by J. Dixon.

E. Argile blanche de la séquence oligocène de Kugmallit (2), en contact sur le grès et le conglomérat de la séquence d'Aklak (Formation de Reindeer) (1). Lithologies observées le long des collines Caribou, dans la partie orientale du delta du Mackenzie (Territoires du Nord-Ouest). Photo de l'IGSP n° 2428-3, prise par J. Dixon.

FIGURE 22

LOCATION OF RELFECTION SEISMIC LINES

EMPLACEMENT DES PROFILS DE SISMIQUE-RÉFLEXION

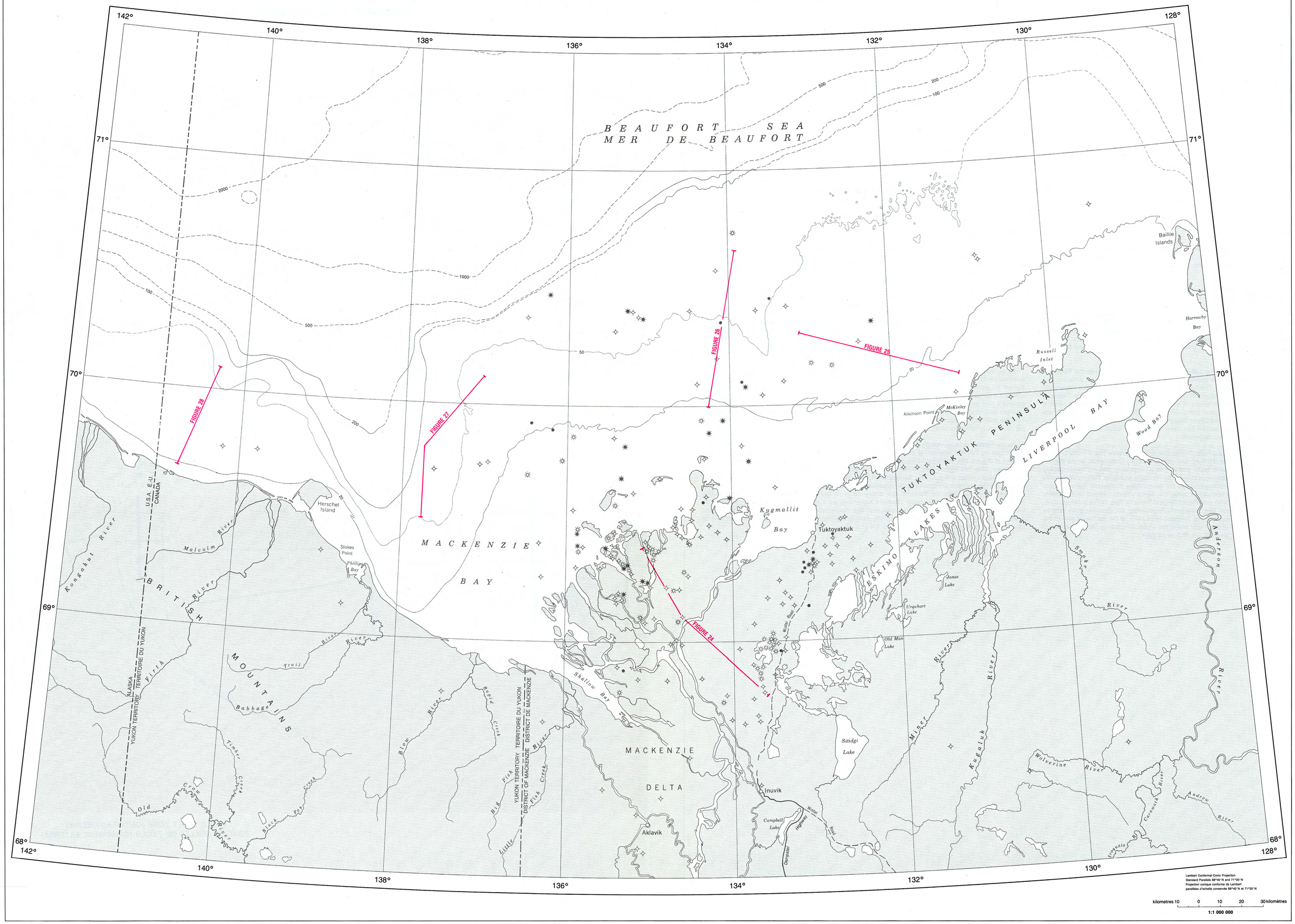


FIGURE 23

SEISMIC STRATIGRAPHY
(Figs. 23 to 28)

J.R. Dietrich

FIGURE 24: Section 1

Seismic section 1 is a 95 km long, SE-NW-oriented onland profile extending from the Eskimo Lakes Fault Zone into the south-central Beaufort–Mackenzie Basin beneath Richards Island. The reflection profile is a 6.0 second, 6 fold, migrated section.

The Eskimo Lakes Fault Zone, located at the southeast end of the section, is a major SW-NE-trending zone of down-to-basin normal faults. Lower Cretaceous strata thicken substantially across the faults whereas Upper Cretaceous and Tertiary strata display only small offsets across the zone. The Eskimo Lakes Fault, the major fault in this zone, is steeply dipping and planar in the shallow part of the section (1.0-2.0 sec.) but appears to be listric in shape at greater depths. Low-relief rollover of hangingwall strata is apparent below 2.0 seconds. The fault extends into and apparently detaches within northwest-dipping pre-Mesozoic strata.

Northwest of the Eskimo Lakes Fault Zone the profile crosses the Kugmallit Trough, a broad syncline containing a thick sequence of Upper Jurassic and Lower Cretaceous strata. The northwest flank of the trough is imaged seismically by dip reversals in reflections at 3.0 to 5.0 seconds, southeast of the Reindeer D-27 well. The deeper structure of the trough is not clearly imaged on seismic data in this area. The Lower Cretaceous strata within the Kugmallit Trough are unconformably overlain by Lower Tertiary sequences. In the area of the Reindeer D-27 well, the Tertiary section has been uplifted and folded as a result of Late Tertiary (?Late Miocene) tectonism.

Northwest of the Kugmallit Trough the profile crosses the SW-NE-trending Outer Hingeline. Lower Tertiary, and possibly Upper Cretaceous, strata thicken substantially across listric faults that overlie a hinge zone and northwest-dipping ramp in pre-Upper Cretaceous rocks. The Richards and older Tertiary sequences are expanded and locally rotated on the downthrown (northwest) sides of major Tertiary growth faults across this zone. The Tertiary faults crossed by this profile also appear to have been reactivated by post-Richards (late Tertiary) deformation, locally producing steep and irregular fault geometry and possibly even reverse displacements (e.g., area of the Toapolok H-24 well). At the northwest end of the section (in the area of the Taglu wells) the Upper Cretaceous-Tertiary section is estimated to be at least 10 km (5.5 sec.) thick.

STRATIGRAPHIE SISMIQUE
(fig. 23 à 28)

J.R. Dietrich

FIGURE 24: Profil 1

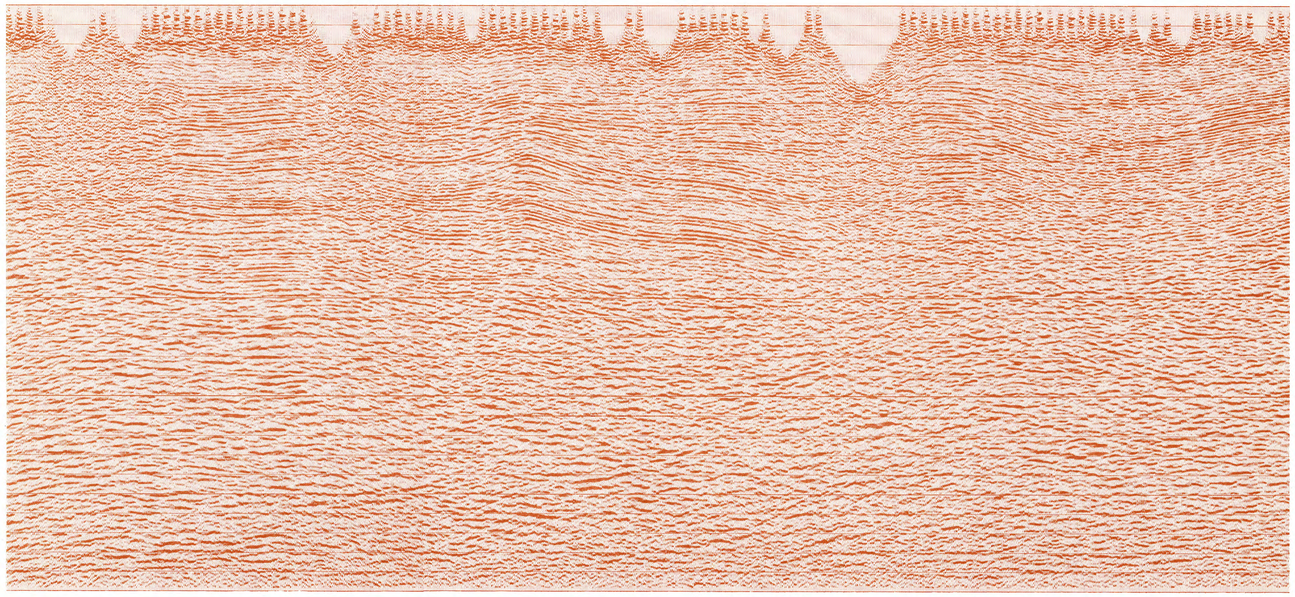
Le profil sismique 1 couvre une distance de 95 km sur le continent, selon une orientation sud-est – nord-ouest; il débute à la zone de failles d'Eskimo Lakes et se termine dans le centre sud du bassin de Beaufort–Mackenzie, sous l'île Richards. Le profil de réflexion consiste en un profil migré en couverture d'ordre 6, représentant la profondeur 6,0 secondes.

La zone de failles d'Eskimo Lakes, une entité majeure d'orientation SO-NE constituée de failles normales plongeant vers le bassin, se trouve à l'extrémité sud-est du profil. De part et d'autre des failles de la zone, les strates du Crétacé inférieur ont subi un épaississement important, tandis que les couches du Crétacé supérieur et du Tertiaire ne sont que légèrement décalées. La faille d'Eskimo Lakes, la plus importante de cette zone, est caractérisée par un pendage fort et une surface plane dans la portion peu profonde du profil (1,0-2,0 s). À grande profondeur, elle semble devenir une faille listrique. Un anticlinal de compensation peu prononcé dans les strates du compartiment supérieur est observé au-delà de 2,0 secondes de profondeur. La faille se poursuit jusque dans les strates pré-mésozoïques à pendage nord-ouest et devient apparemment un décollement à cet endroit.

Au nord-ouest de la zone de failles d'Eskimo Lakes, le profil recoupe la cuvette de Kugmallit, un grand synclinal renfermant une épaisse séquence de strates du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur. Au sud-est du puits Reindeer D-27, le flanc nord-ouest de la cuvette est représenté sismiquement par des inversions du pendage des réflexions entre 3,0 et 5,0 secondes de profondeur. L'allure structurale de la cuvette à plus grande profondeur n'apparaît pas clairement sur les profils sismiques de cette région. Les couches du Crétacé inférieur de la cuvette de Kugmallit sont en contact discordant sous des séquences du Tertiaire inférieur. Aux environs du puits Reindeer D-27, la section du Tertiaire a été soulevée et plissée par les mouvements tectoniques du Tertiaire supérieur (?Miocène supérieur).

Au nord-ouest de la cuvette de Kugmallit, le profil rencontre la charnière externe, d'orientation SO-NE. Les strates du Tertiaire inférieur, et peut-être du Crétacé supérieur, ont subi un épaississement important de part et d'autre des failles listriques observées au-dessus d'une charnière, et d'une rampe à pendage nord-ouest dans des roches antérieures au Crétacé supérieur. La séquence de Richards et les unités tertiaires plus vieilles ont subi une expansion et, par endroits, une rotation du côté du compartiment affaissé (nord-ouest) des principales failles synsédimentaires d'âge tertiaire à travers cette zone. Il semble également que les failles du Tertiaire que croise ce profil ont été réactivées par une déformation postérieure à la séquence de Richards (Tertiaire supérieur), qui a produit, localement, une géométrie de failles abruptes et irrégulières et même peut-être des mouvements inverses (par ex. région du puits Toapolok H-24). À l'extrémité nord-ouest du profil, dans la région des puits Taglu, l'épaisseur minimale de la section crétacée-tertiaire est évaluée à 10 km (5,5 s).

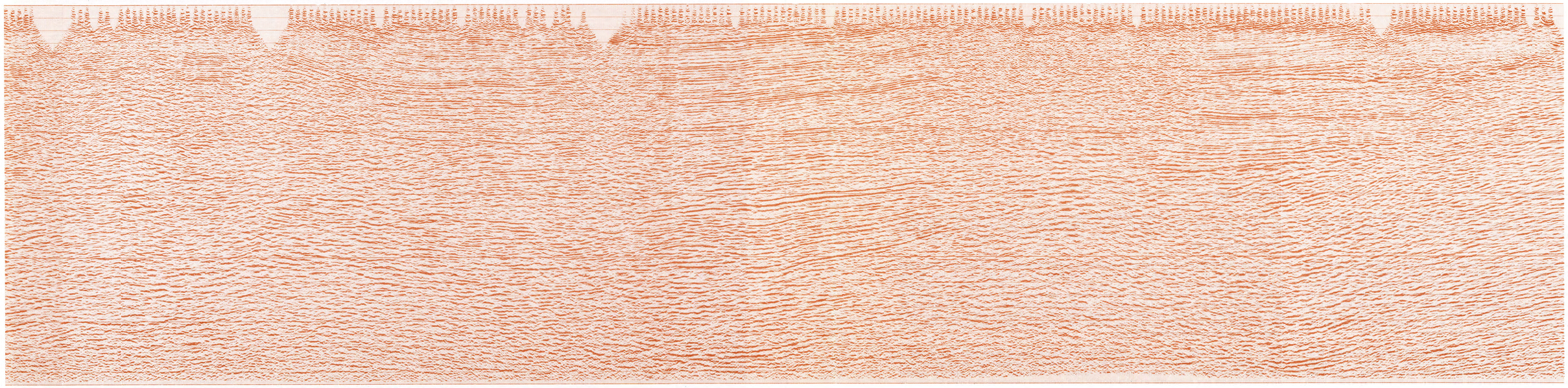
REFLECTION SEISMIC PROFILE: SOUTHEAST TUKTOYAKTUK PENINSULA TO MACKENZIE DELTA SECTION 1

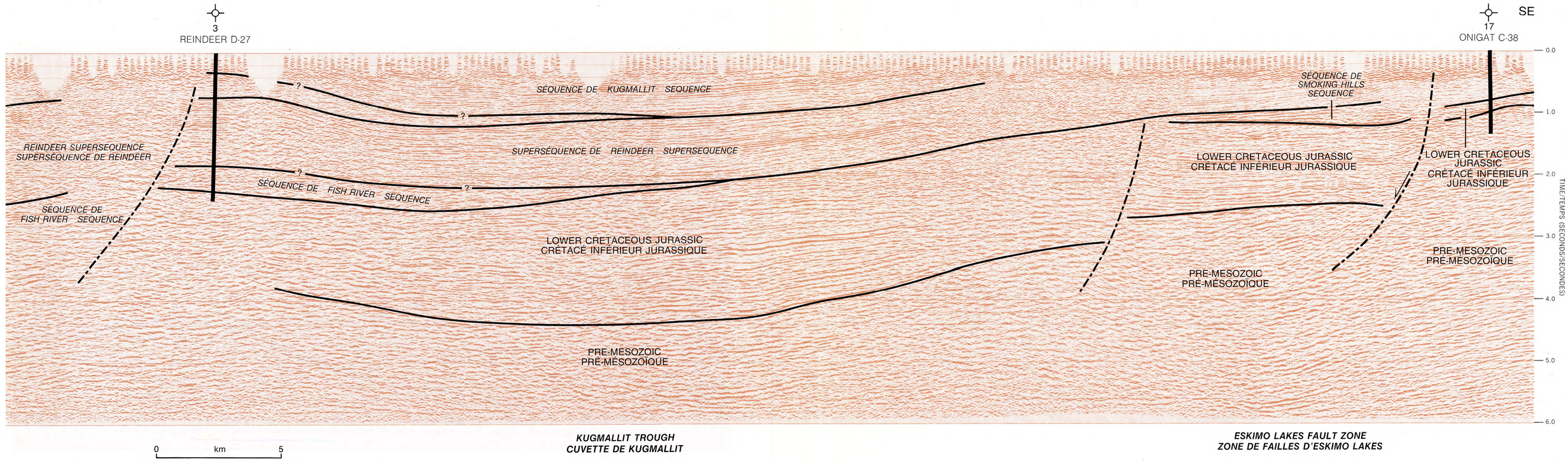


Compiler: Compilateur
J.R. Dietrich

FIGURE 24

PROFIL DE SISMIQUE-RÉFLEXION ALLANT DE LA PARTIE SUD-EST DE LA PÉNINSULE TUKTOYAKTUK AU DELTA DU MACKENZIE
PROFIL 1





Location of wells (see Fig. 2) 86
Emplacement des puits (voir fig. 2) 86

FIGURE 24 (Cont'd.)

FIGURE 25: Section 2

Seismic section 2 is an 80 km long, SE-NW-oriented marine refection profile that crosses the offshore extension of the Eskimo Lakes Fault Zone and adjacent Outer Platform Hingeline. The profile is a 48 fold, migrated section, displayed to 6.5 seconds.

At the southeast end of the section, highly deformed pre-Mesozoic rocks of the Arctic Platform unconformably underlie a thin sequence of Cretaceous strata and a thick prograding succession of Tertiary strata. The Cretaceous and underlying rocks are downfaulted basinward across several normal faults, including two faults within the Eskimo Lakes Fault Zone that displace the pre-Mesozoic section by at least 2.0 seconds. Small half grabens adjacent to some of the faults may contain Lower Cretaceous strata, similar in age to but substantially thinner than the Cretaceous deposits within the Kugmallit Trough.

The Outer Platform Hingeline at the northwest end of section 2 appears to be the offshore extension of the hingeline crossed by section 1. A major down-to-basin Tertiary listric fault overlies a hinge zone and ramp in pre-Tertiary rocks. The Tertiary fault appears to flatten with depth and may detach within lowermost Tertiary or Upper Cretaceous strata.

The Tertiary succession along the length of section 2 consists of the Plio-Pleistocene Iperk Sequence, the Oligocene Kugmallit Sequence and an undifferentiated section of Lower Tertiary strata. Much of the Tertiary section below about 1.5 seconds consists of deep-marine, slope and basinal deposits, characterized seismically by hummocky and discontinuous reflections.

FIGURE 25: Profil 2

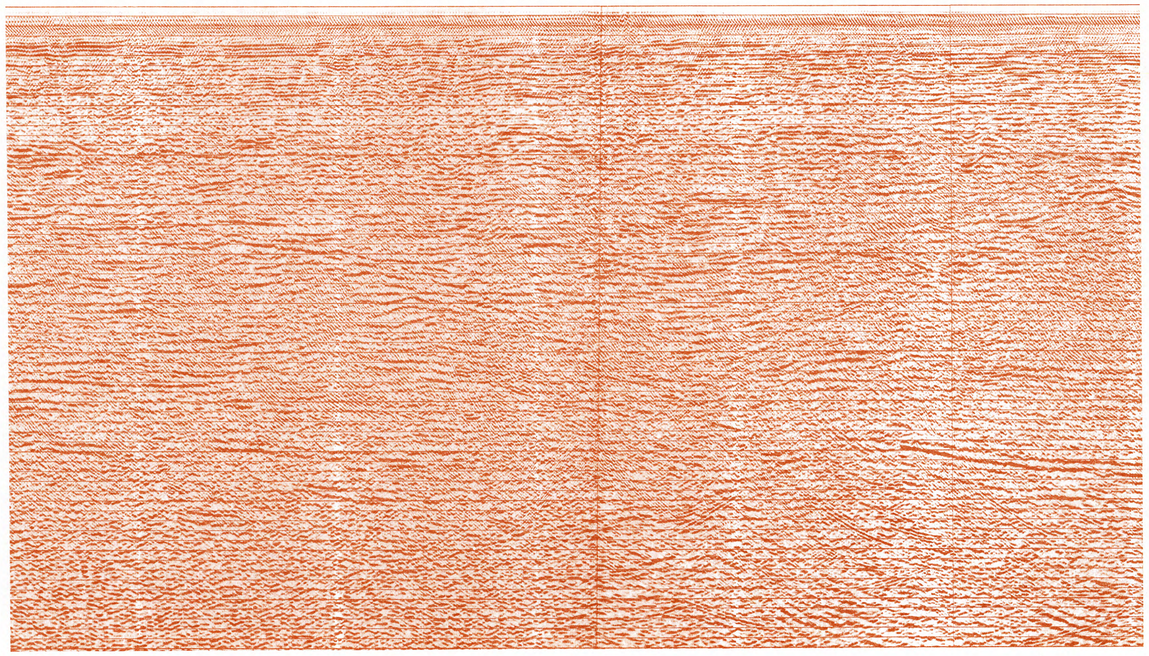
Le profil sismique 2, un levé marin de réflexion s'étendant sur 80 km selon une orientation SE-NO, traverse le prolongement en mer de la zone de failles d'Eskimo Lakes et de la charnière de la plate-forme externe, en position adjacente. Il s'agit d'un profil migré en couverture d'ordre 48, représentant la profondeur 6,5 secondes.

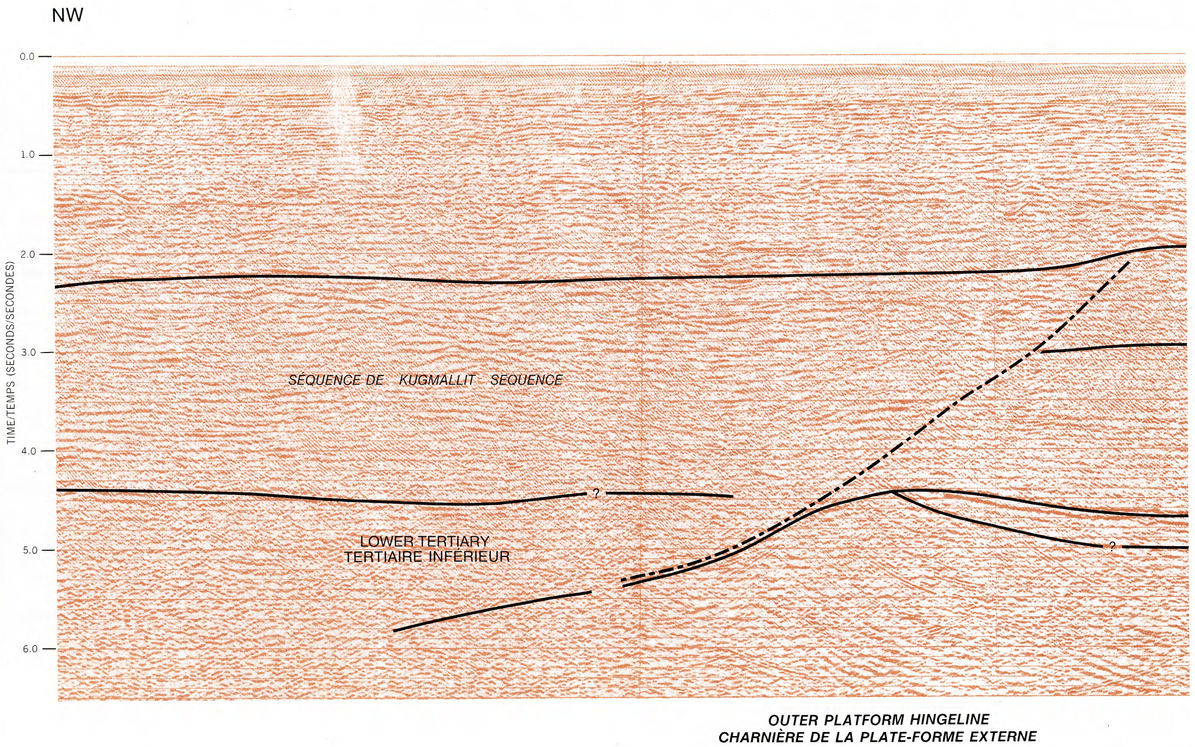
À l'extrémité sud-est du profil, des roches pré-mésozoïques intensément déformées de la Plate-forme de l'Arctique sont en discordance sous une mince séquence de strates crétacées et une épaisse succession progradante de couches tertiaires. Les unités du Crétacé et les lithologies sous-jacentes sont affaissées vers le bassin par une série de failles normales, dont entre autres deux qui font partie de la zone de failles d'Eskimo Lakes et qui ont déplacé le profil pré-mésozoïque d'au moins 2,0 secondes. De petits demi-grabens adjacents à quelques-unes des failles peuvent présenter des strates du Crétacé inférieur, dont l'âge est voisin de celui des dépôts crétacés de la cuvette de Kugmallit mais dont l'épaisseur s'avère considérablement moindre.

À la limite nord-ouest du profil 2, il semble que la charnière de la plate-forme externe soit le prolongement en mer de celle du profil 1. Une importante faille listrique plongeant vers le bassin surmonte une zone charnière et une rampe dans des roches pré-tertiaires. La faille tertiaire devient vraisemblablement plus horizontale en profondeur et peut présenter un décollement dans les couches basales du Tertiaire ou du Crétacé supérieur.

La succession tertiaire observée le long du profil 2 se compose de la séquence plio-pléistocène d'Iperk, de la séquence oligocène de Kugmallit et d'un profil non différencié de strates du Tertiaire inférieur. La majeure partie du profil à une profondeur supérieure à environ 1,5 seconde consiste en des sédiments marins profonds de talus et de bassin qui, du point de vue sismique, se reconnaissent à leurs réflexions bosselées et discontinues.

REFLECTION SEISMIC PROFILE: OFFSHORE FROM NORTHEAST TUKTOYAKTUK PENINSULA SECTION 2

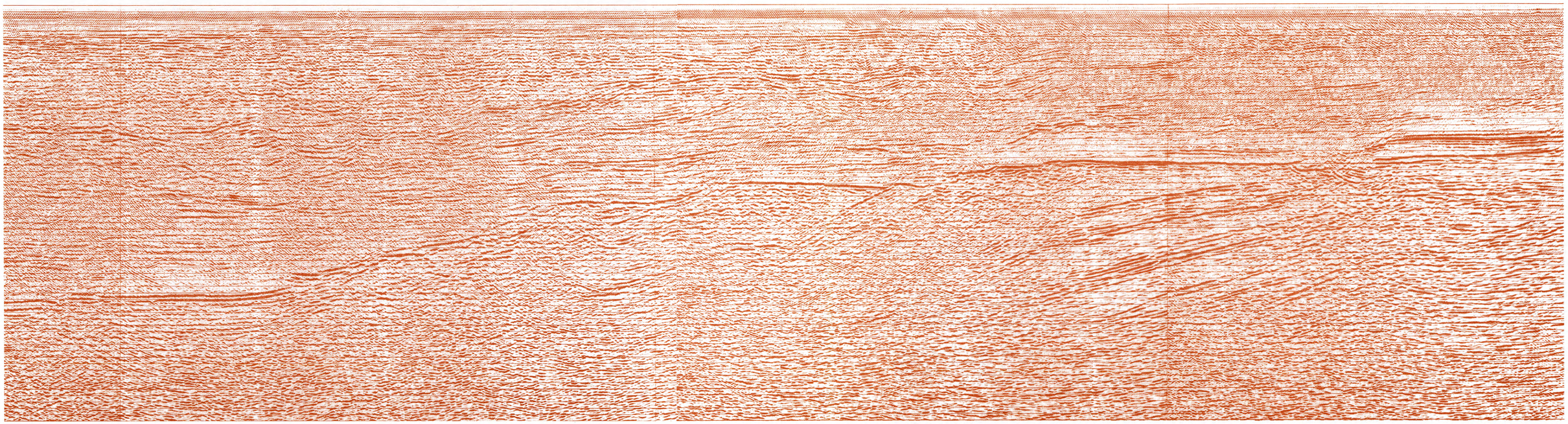




Compiler: Compilateur
J.R. Dietrich

FIGURE 25

PROFIL DE SISMIQUE-RÉFLEXION ALLANT DE LA PARTIE NORD-EST DE LA PÉNINSULE TUKTOYAKTUK À LA ZONE EXTRACÔTIÈRE
PROFIL 2



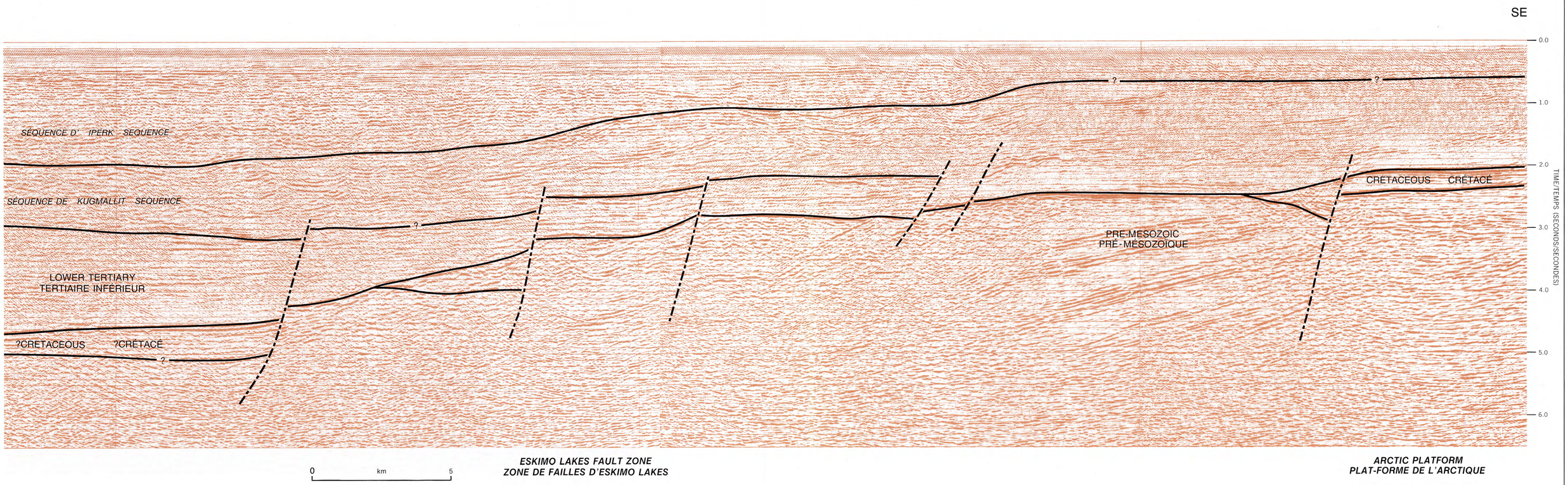


FIGURE 25 (Cont'd.)

FIGURE 26: Section 3

Seismic section 3 is an 80 km long, N-S-oriented marine reflection profile crossing the central portion of the Tarsiut–Amauligak Fault Zone. The profile is a 7.0 second, 48 fold stack section.

The Tarsiut–Amauligak Fault Zone is an E-W trending zone of listric normal faults in pre-Iperk (pre-Pliocene) strata. Most of the faults in the zone, including those crossed by section 3, are downthrown basinward (northward). The Akpak, Mackenzie Bay and Kugmallit sequences are expanded and rotated to varying degrees on the downthrown sides of the faults, indicating that fault growth was intermittently active during Oligocene and Miocene deposition.

North of the Tarsiut–Amauligak Fault Zone the Tertiary section is up to 12 km (7.0 sec.) thick, with the thickest section occurring on the basinward side of the northernmost fault, where Oligocene and younger strata may be up to 7.5 km (5.0 sec.) thick. A subhorizontal reflection below 6.0 seconds at the north end of the profile is interpreted as a deep structural detachment within Cretaceous(?) strata.

Apart from an isolated fold north of the Koakoak well location, the Tertiary section is relatively flat-lying and undeformed north of the Akpak P-35 well. Major shelf margin and slope unconformities occur at the base of the Iperk and Akpak sequences.

FIGURE 26: Profil 3

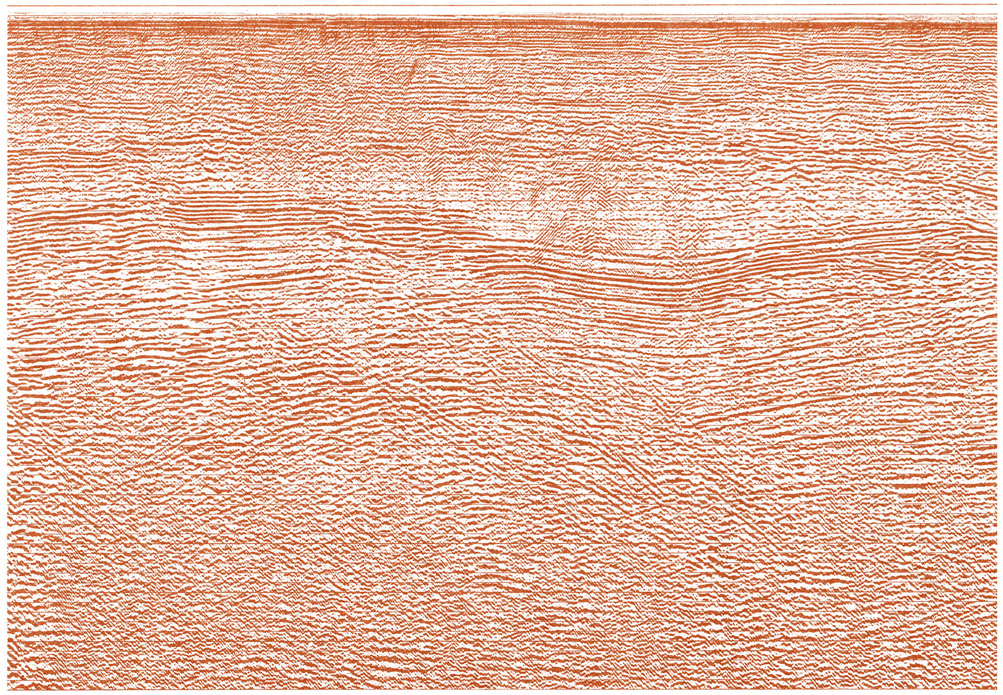
Le profil sismique 3, un levé marin de réflexion d'orientation nord-sud couvrant une distance de 80 km, traverse la partie centrale de la zone de failles de Tarsiut–Amauligak. Il s'agit d'un profil sommé en couverture d'ordre 48 et représente la profondeur 7,0 secondes.

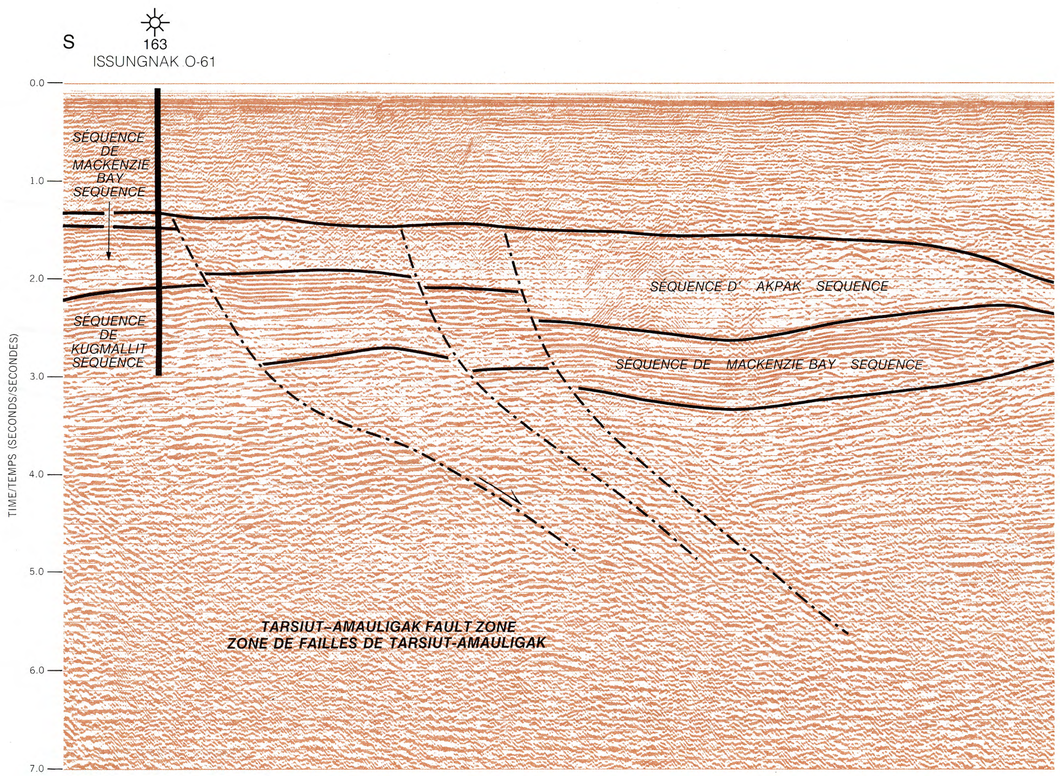
La zone de failles de Tarsiut–Amauligak, d'orientation est-ouest, consiste en des failles normales listriques dans des strates antérieures à la séquence d'Iperk (pré-Pliocène). La plupart des failles de la zone, y compris celles observées sur le profil 3, présentent des compartiments affaissés vers le bassin (vers le nord). Du côté du compartiment affaissé des failles, les séquences d'Akpak, de Mackenzie Bay et de Kugmallit ont subi une expansion et une rotation à divers degrés, ce qui signifie que les failles ont été actives de façon intermittente pendant la sédimentation de l'Oligocène et du Miocène.

Au nord de la zone de failles de Tarsiut–Amauligak, la section du Tertiaire atteint 12 km d'épaisseur (7,0 s), la portion la plus épaisse se trouvant du côté bassin de la faille la plus septentrionale; quant aux strates oligocènes et plus jeunes, elles peuvent mesurer jusqu'à 7,5 km d'épaisseur (5,0 s). À l'extrémité nord du profil, une réflexion subhorizontale observée à plus de 6,0 secondes de profondeur est associée à un décollement structural profond dans des couches crétacées(?).

À une certaine distance d'un pli isolé se trouvant au nord du puits Koakoak, la section tertiaire est relativement plane; au nord du puits Akpak P-35, elle ne présente pas de déformation. Des discordances majeures de marge de plate-forme continentale et de talus sont signalées à la base des séquences d'Iperk et d'Akpak.

REFLECTION SEISMIC PROFILE: CENTRAL BEAUFORT SEA
SECTION 3

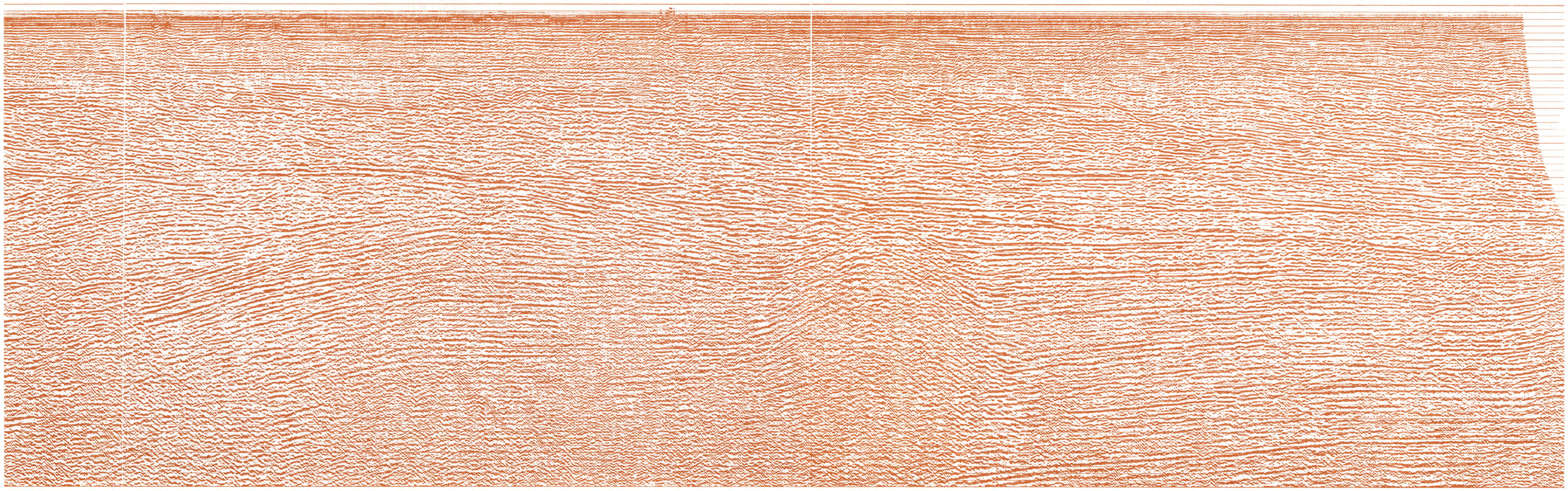


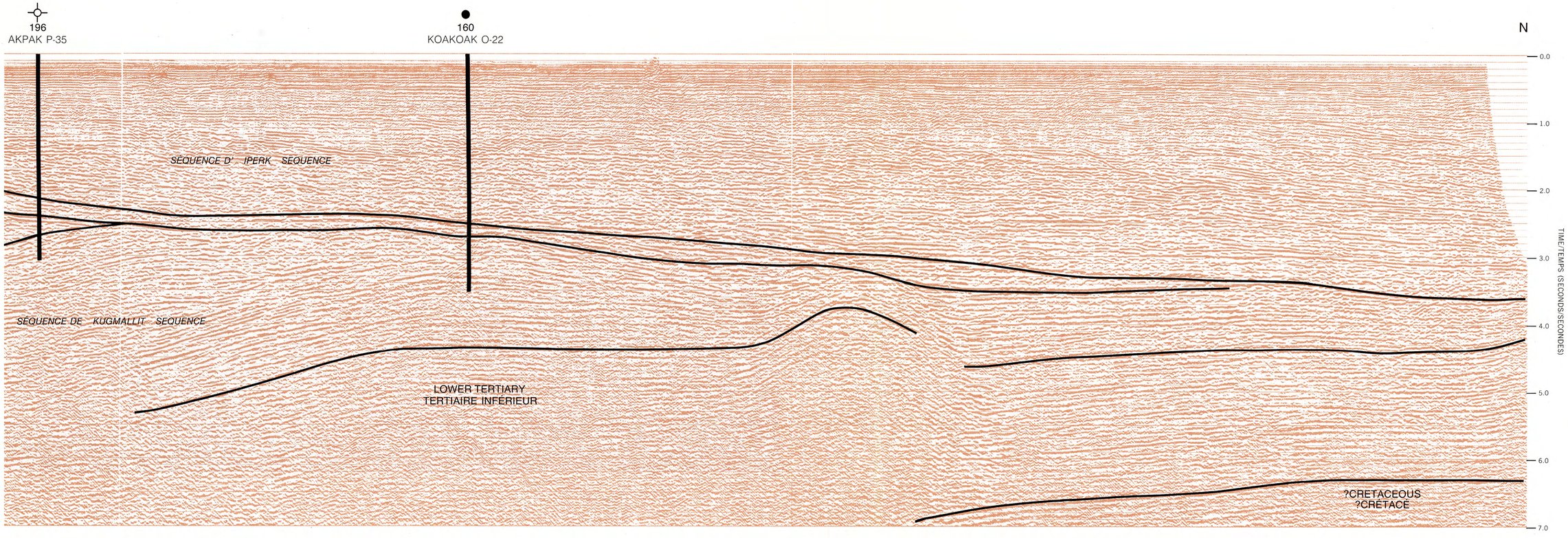


Compiler: Compilateur:
J.R. Dietrich

FIGURE 26

PROFIL DE SISMIQUE-RÉFLEXION DE LA PARTIE CENTRALE DE LA MER DE BEAUFORT
PROFIL 3





Location of wells (see Fig. 2) 196
Emplacement des puits (voir fig. 2) 196

FIGURE 26 (Cont'd.)

FIGURE 27: Section 4

Seismic section 4 is an 85 km long marine transect consisting of N-S and NE-SW segments. The section is located in the western Beaufort–Mackenzie Basin and crosses the locations of the Adlartok P-09 and Natiak O-44 well locations. The seismic profiles are 6.0 second, 48 fold, stack sections.

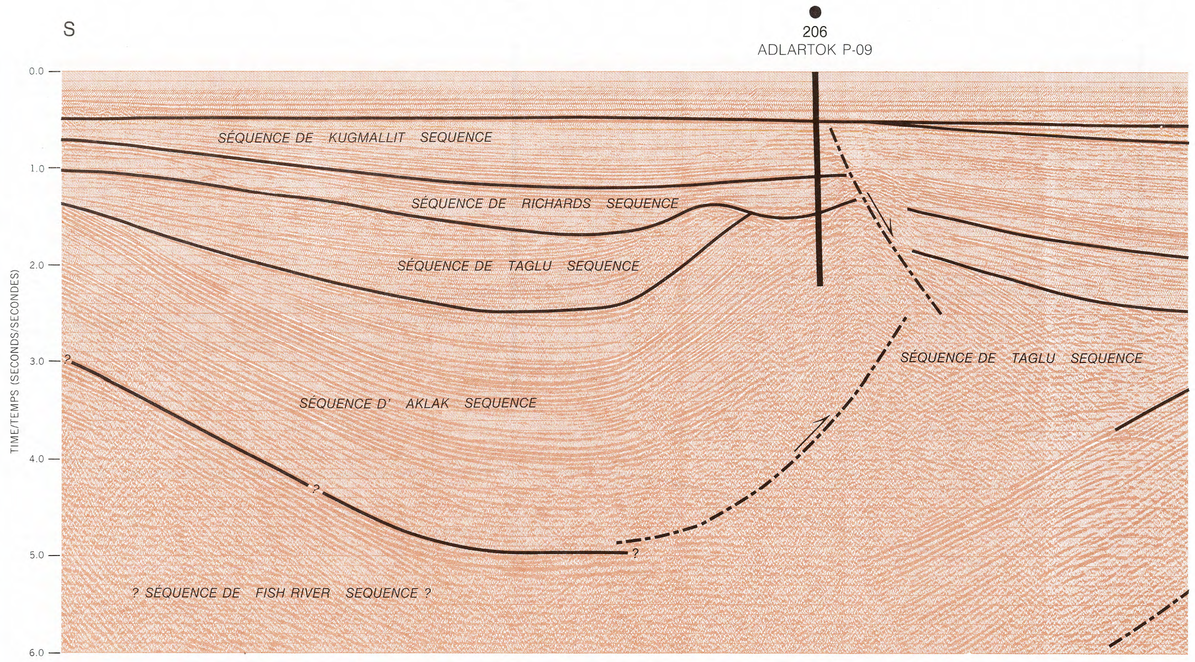
The section crosses a number of Lower Tertiary-cored asymmetrical anticlines that compose a portion of an arcuate foldbelt in the western half of the basin. The Adlartok structure, at the south end of the profile, consists of folded pre-middle Eocene strata of the Taglu and Aklak sequences. The crest of the fold is eroded by a Middle Eocene unconformity at the base of the Richards sequence. The fold is probably cored by a northeast-verging thrust fault and appears to be detached above subhorizontal reflections at 5.0 seconds. This detachment may occur within or at the top of the Paleocene Fish River Sequence. Other folds along the section, including the Natiak structure, are also asymmetrical and probably thrust-cored. The fold structures are unconformably overlain by less deformed, northward-prograding Upper Eocene to Miocene strata of the Richards, Kugmallit and Mackenzie Bay sequences. Some minor post-Eocene fold growth and normal faulting is evident on this line. There is no deformation in Plio-Pleistocene strata of the Iperk and Shallow Bay sequences.

FIGURE 27: Profil 4

Le profil sismique 4 est un transect marin d'une longueur de 85 km comprenant des segments nord-sud et nord-est – sud-ouest. Le profil se trouve dans la partie occidentale du bassin de Beaufort–Mackenzie et croise l'emplacement des puits Adlartok P-09 et Natiak O-44. Il s'agit de profils sismiques sommés en couverture d'ordre 48 et représentent la profondeur 6,0 secondes.

La coupe traverse de nombreux anticlinaux asymétriques au coeur formé d'unités du Tertiaire inférieur que constituent une section d'une zone de plissement arquée comprise dans la demi-ouest du bassin. La structure Adlartok, observée à l'extrémité sud du profil, est constituée de strates plissées antérieures à l'Éocène moyen, associées aux séquences de Taglu et d'Aklak. La crête du pli est érodée au niveau d'une discordance de l'Éocène moyen qui forme la base de la séquence de Richards. Le coeur du pli est probablement constitué d'une faille de chevauchement à vergence nord-est et semble présenter un décollement au-delà des réflexions subhorizontales, à 5,0 secondes de profondeur. Ce décollement peut se produire dans la séquence paléocène de Fish River ou à son sommet. D'autres plis du profil, dont notamment la structure Natiak, ont également une géométrie asymétrique et un coeur caractérisé par un chevauchement. Les entités plissées sont en discordance sous des strates de l'Éocène supérieur au Miocène moins déformées qui témoignent d'une progradation vers le nord, faisant partie des séquences de Richards, Kugmallit et Mackenzie Bay. Quelques structures mineures (plis synsédimentaires et failles normales) postérieures à l'Éocène sont observées sur ce profil. Il n'y a pas de traces de déformation dans les strates du Plio-Pléistocène des séquences d'Iperk et de Shallow Bay.

REFLECTION SEISMIC PROFILE: WESTERN BEAUFORT SEA
SECTION 4



Compiler: Compilateur:
J.R. Dietrich

FIGURE 27

PROFIL DE SISMIQUE-RÉFLEXION DE LA PARTIE OUEST DE LA MER DE BEAUFORT
PROFIL 4

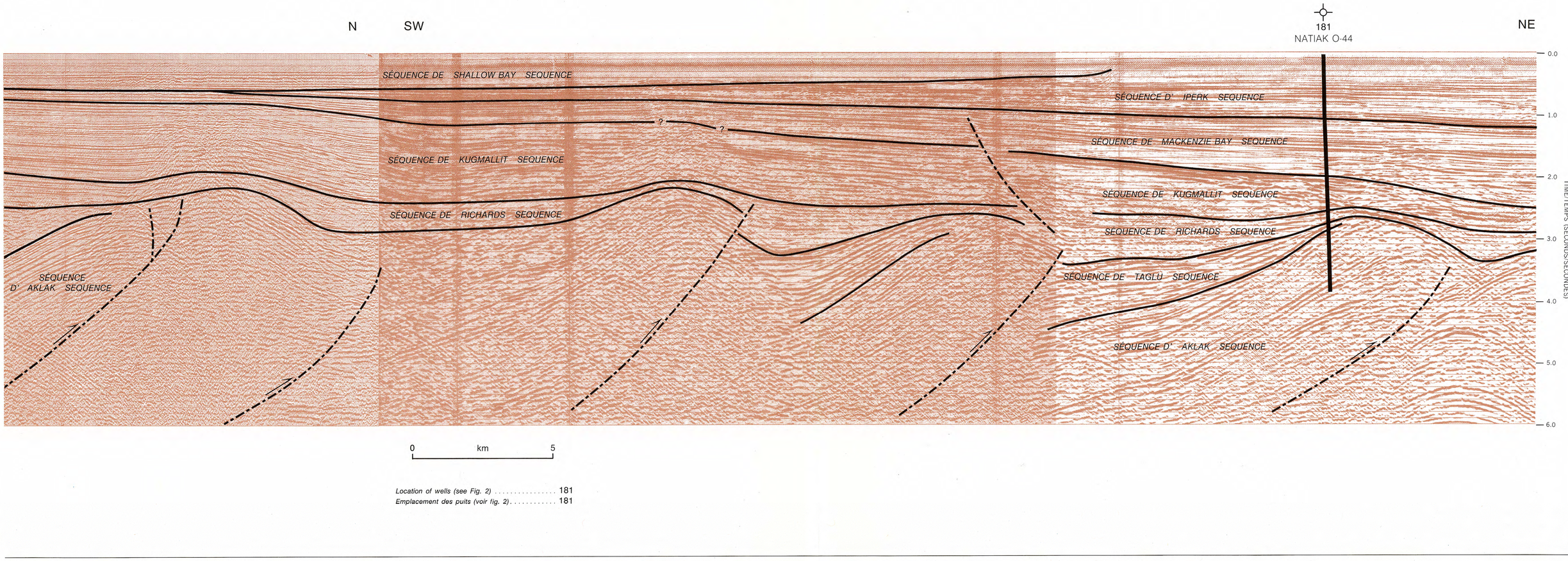


FIGURE 27 (Cont'd.)

FIGURE 28: Section 5

Seismic section 5 is a 50 km long, S-N-oriented marine profile crossing the Demarcation subbasin in the westernmost portion of the Canadian Beaufort–Mackenzie Basin. The profile is a 30 fold stack section displayed to 6.0 seconds.

The Demarcation subbasin is an asymmetrical, E-W-oriented syncline containing up to 6 km (4.0 sec.) of Upper Eocene and younger strata of the Richards, Kugmallit and Mackenzie Bay(?) sequences. Along the length of section 5 the subbasin fill unconformably overlies pre-Tertiary and Lower Tertiary strata.The north flank of the subbasin is a steeply dipping (rotated) unconformity surface. The subbasin is bounded to the north by complexly folded and thrust faulted Lower Tertiary strata within the Herschel High. The northern parts of the Demarcation subbasin and adjacent Herschel High were uplifted in Late Miocene time prior to deposition of a relatively thin (<0.5 sec.) and flat-lying section of Plio-Pleistocene sediments.

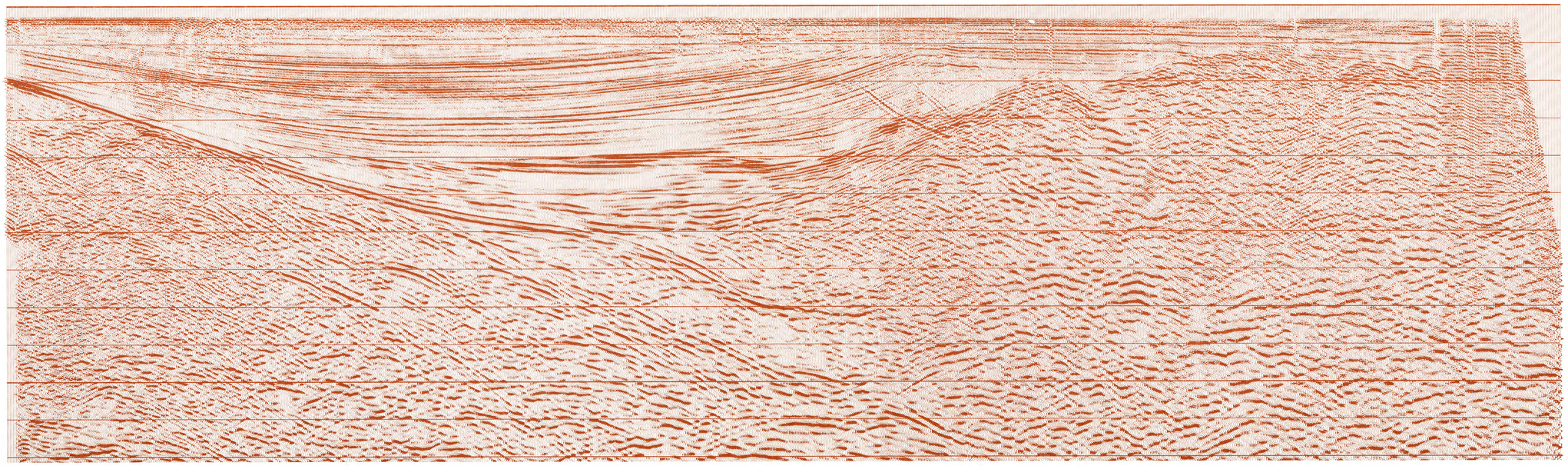
FIGURE 28: Profil 5

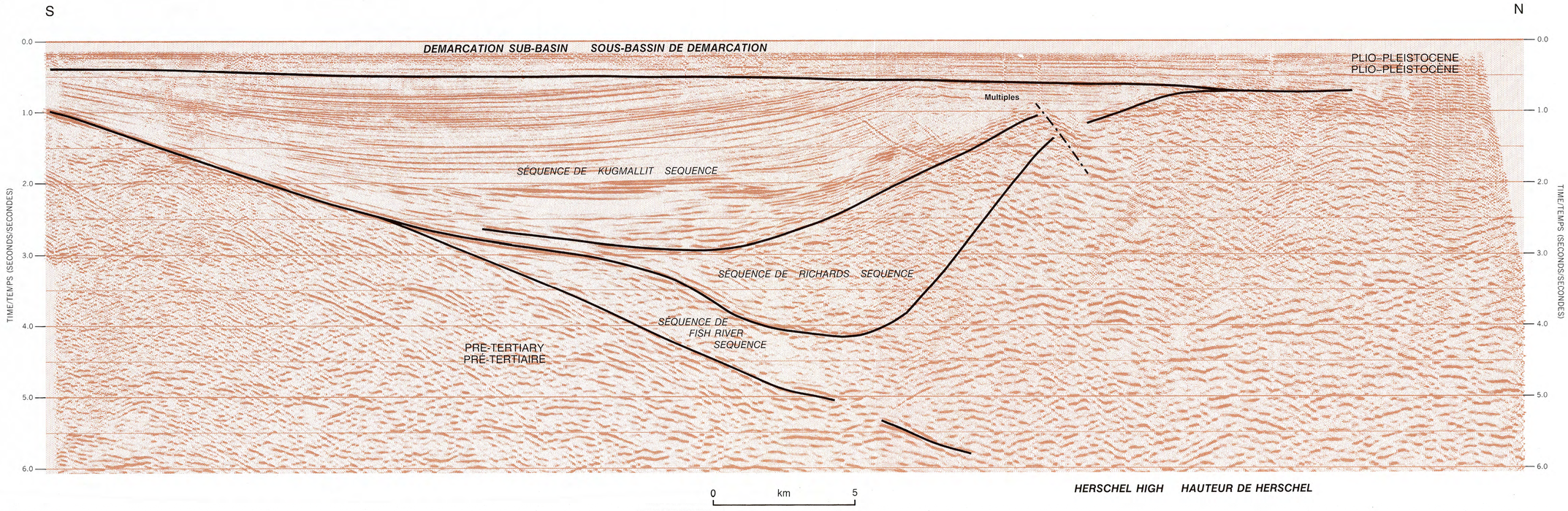
Le profil sismique 5, un profil marin d'orientation sud-nord couvrant une distance de 50 km, croise le sous-bassin de Demarcation associé à la portion la plus occidentale du bassin canadien de Beaufort–Mackenzie. Il s'agit d'un profil sommé en couverture d'ordre 30 et représente la profondeur 6,0 secondes.

Le sous-bassin de Demarcation est un synclinal asymétrique d'orientation est-ouest, renfermant des strates de l'Éocène supérieur et plus jeunes des séquences de Richards, Kugmallit et Mackenzie Bay(?); ces couches se succèdent sur une épaisseur de 6 km (4,0 s). Tout au long du profil 5, les unités de remplissage du sous-bassin sont en contact discordant sur des couches du pré-Tertiaire et du Tertiaire inférieur. Le flanc nord du bassin est une surface de discordance à pendage fort (qui a subi une rotation). Le sous-bassin est délimité au nord par des strates de la hauteur de Herschel, caractérisées par des plis complexes et des failles de chevauchement. La partie nord du sous-bassin de Demarcation et la hauteur adjacente de Herschel ont été soulevées au Miocène supérieur avant la sédimentation d'une section non déformée et relativement mince (<0,5 s) de sédiments du Plio-Pléistocène.

REFLECTION SEISMIC PROFILE: DEMARCATION SUB-BASIN AND HERSCHEL HIGH, WESTERN BEAUFORT SEA SECTION 5

PROFIL DE SISMIQUE-RÉFLEXION DU SOUS-BASSIN DE DEMARCATION ET DE LA HAUTEUR DE HERSCHEL, DANS LA PARTIE OUEST DE LA MER DE BEAUFORT PROFIL 5





Compiler: Compilateur:
J.R. Dietrich

FIGURE 28

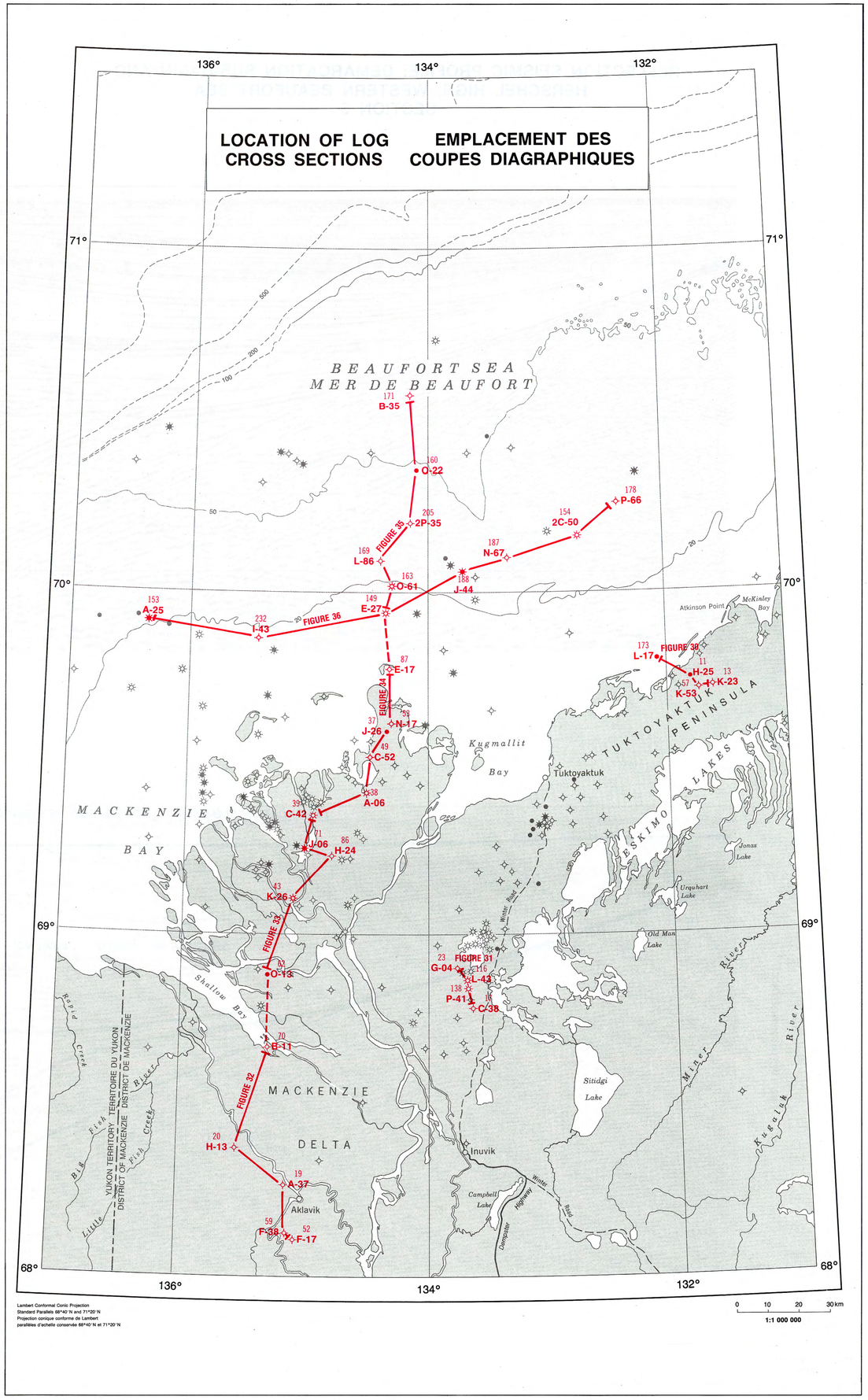
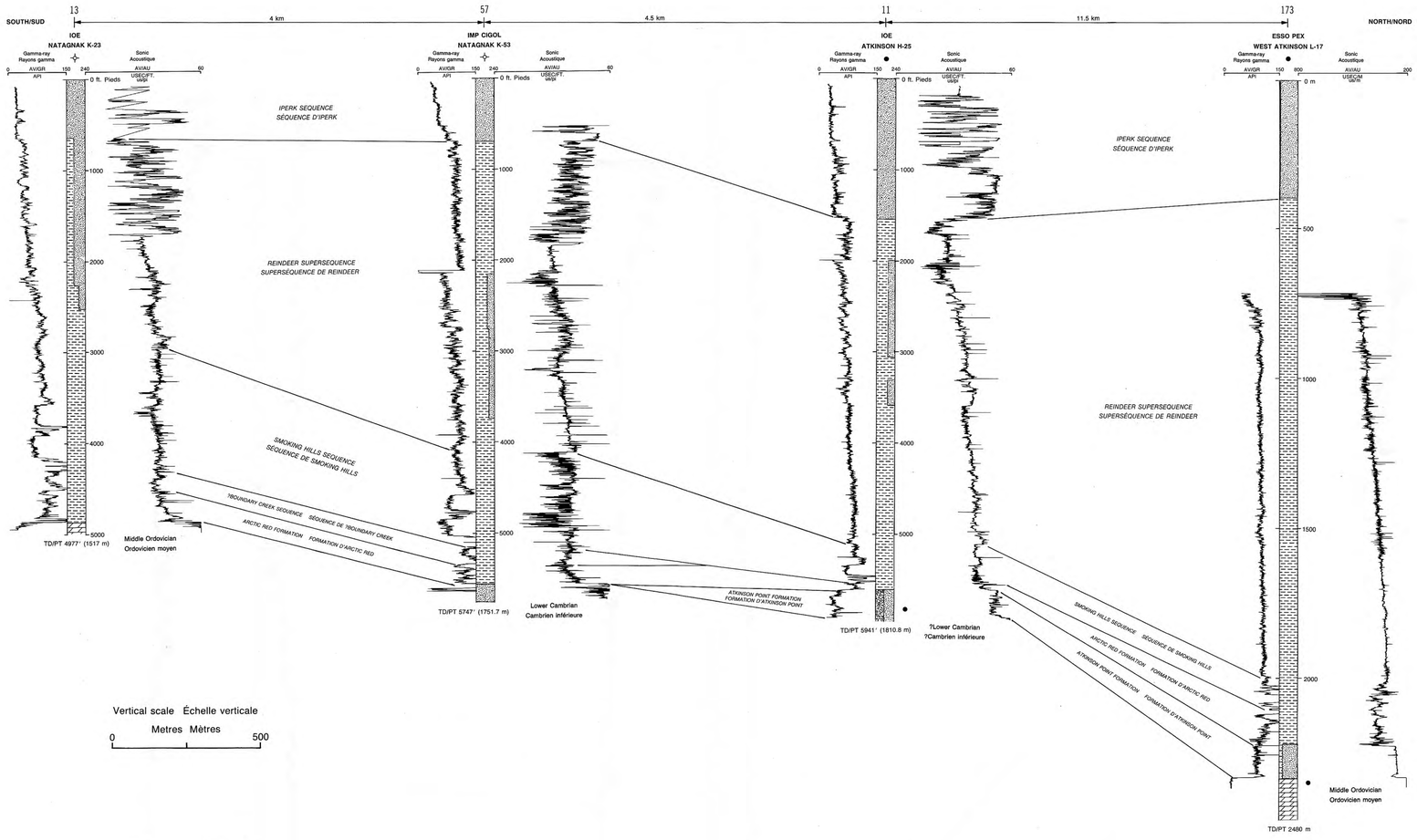

LOCATION OF LOG CROSS SECTIONS
EMPLACEMENT DES COUPES DIAGRAPHIQUES
136°
134°
132°
71°
70°
69°
68°
BEAUFORT SEA
MER DE BEAUFORT
MACKENZIE BAY
MACKENZIE DELTA
YUKON TERRITORY / TERRITOIRE DU YUKON
DISTRICT OF MACKENZIE / DISTRICT DE MACKENZIE
TUKTOYAKTUK PENINSULA
ESKIMO LAKES
Tuktoyaktuk
Kugmallit Bay
Atkinson Point
McKinley Bay
Inuvik
Aklavik
Sitidgi Lake
Campbell Lake
Shallow Bay
Jonas Lake
Urquhart Lake
Old Man Lake
Mackenzie River
Kugaluk River
Miner River
Fish Creek
Big Fish River
Little Fish River
Rapid Creek
Dempster Highway
Winter Road
171 B-35
160 O-22
205 2P-35
178 P-66
154 2C-50
187 N-67
169 L-86
188 J-44
163 O-61
153 A-25
232 I-43
149 E-27
87 E-17
37 J-26
39 N-17
49 C-52
38 A-06
39 C-42
71 I-06
86 H-24
43 K-26
82 O-13
20 E-11
20 H-13
19 A-37
59 F-38
52 F-17
173 L-17
11 H-25
13 K-23
57 K-53
23 G-04
116 L-43
138 P-41
C-38
FIGURE 24
FIGURE 25
FIGURE 26
FIGURE 27
FIGURE 28
FIGURE 29
FIGURE 30
FIGURE 31
FIGURE 32
FIGURE 33
FIGURE 34
FIGURE 35
FIGURE 36
FIGURE 37
FIGURE 38
Lambert Conformal Conic Projection
Standard Parallels 68°40' N and 71°20' N
Projection conique conforme de Lambert
parallèles d'échelle conservée 68°40'N et 71°20'N
0 10 20 30 km
1:1 000 000

FIGURE 29



LEGEND LÉGENDE

Note: A combination of two or more patterns indicates interbedded lithotypes.

Une combinaisson de deux ou plusieur figurés indique des lithofaciès interlités

Conglomerate-dominant	*Conglomérés dominants*
Sandstone-dominant	*Grès dominants*
Shale-dominant	*Shales dominants*
Chert-dominant	*Cherts dominants*
Dolostone-dominant	*Dolomies dominantes*
Limestone-dominant	*Calcaires dominantes*

Sequence/formation boundary
Délimitation des séquences ou formations ——

Intra-sequence/intraformation correlation
Corrélations à l'intérieur des séquences ou formations – – – –

Total depth ..... *Profondeur totale* ..... TD/PT

Gas tested ..... *Indice de gaz* ..... ☼

Oil and gas tested ... *Indice de pétrole et de gaz* ..... ✷

Oil tested ..... *Indice de pétrole* ..... ●

Abandoned ..... *Abandonné* ..... ✧

Well reference number (see Fig. 2)/Numéros de référence des puits (voir fig. 2) 163

See Figure 29 for location of section

Emplacement des coupes indiqué à la figure 29.

Datum: Sea level

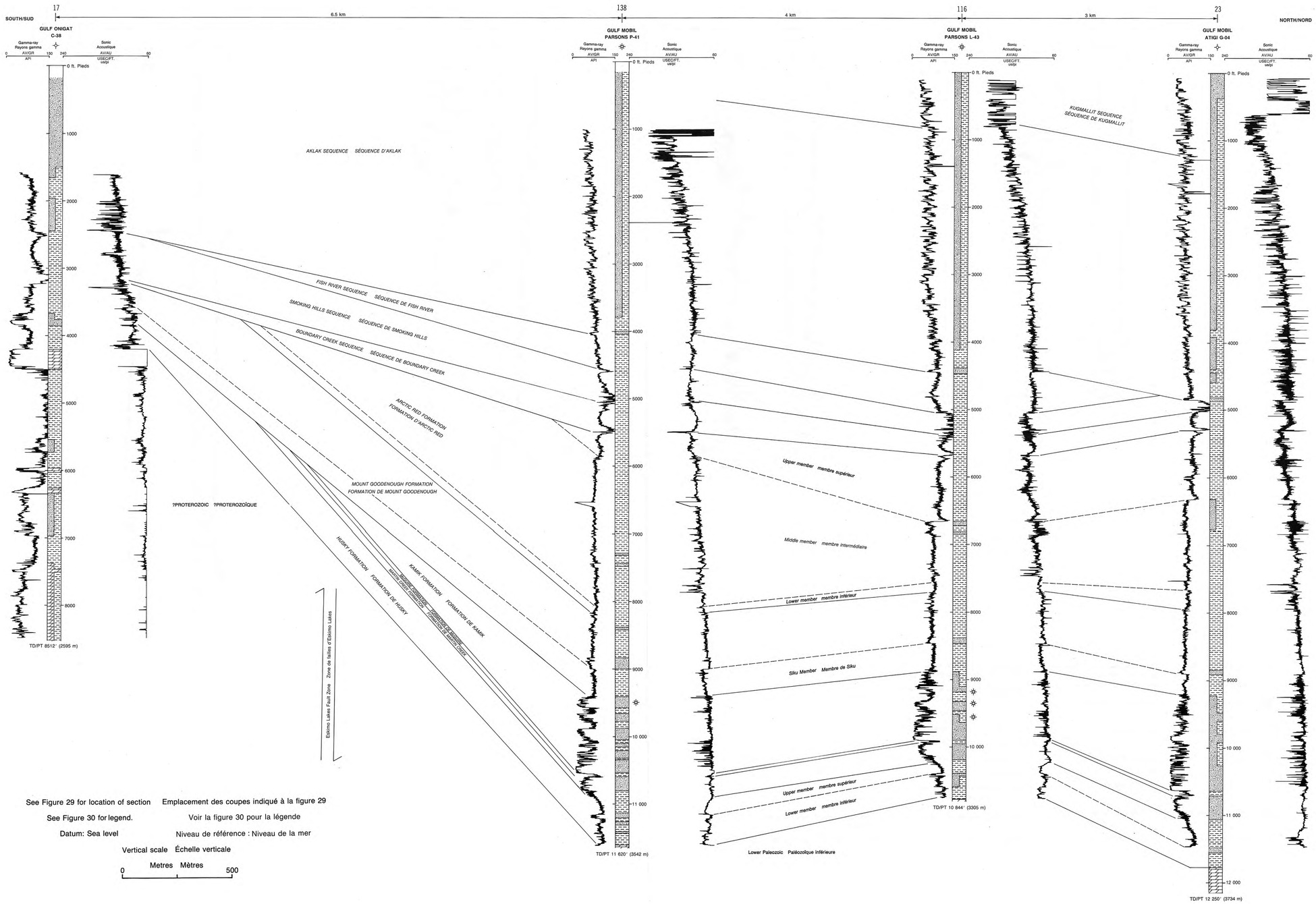
Niveau de référence : Niveau de la mer

STRATIGRAPHIC CORRELATIONS: NATAGNAK K-23 TO WEST ATKINSON L-17

CORRÉLATIONS STRATIGRAPHIQUES DU PUITS NATAGNAK K-23 AU PUITS WEST ATKINSON L-17

Compiler: Compilateur:
J. Dixon

FIGURE 30



See Figure 29 for location of section

See Figure 30 for legend.

Datum: Sea level

Vertical scale

Metres 0 500

Emplacement des coupes indiqué à la figure 29

Voir la figure 30 pour la légende

Niveau de référence : Niveau de la mer

Échelle verticale

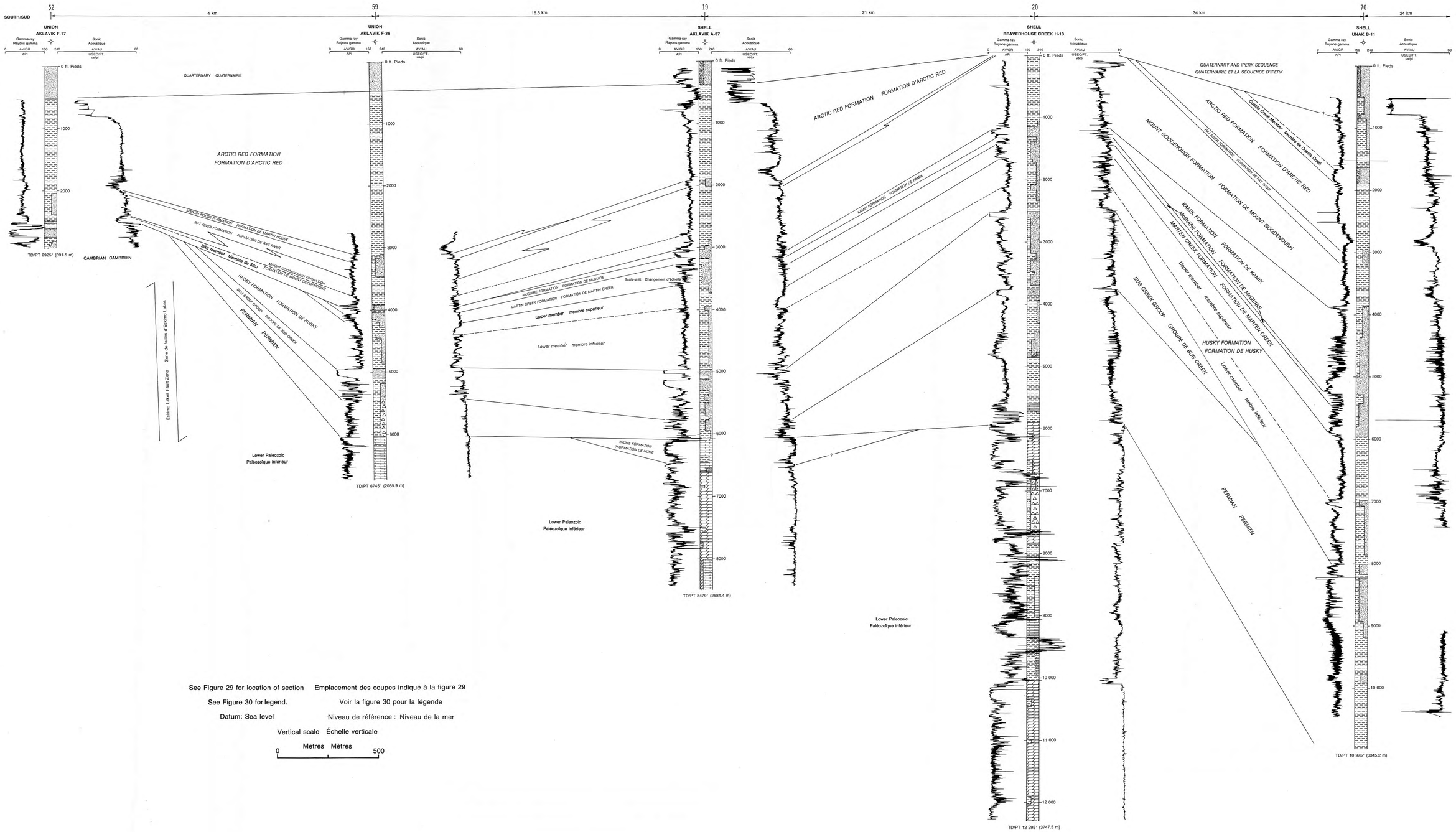
Mètres

STRATIGRAPHIC CORRELATIONS: ONIGAT C-38 TO ATIGI G-04

CORRÉLATIONS STRATIGRAPHIQUES DU PUITS ONIGAT C-38 AU PUITS ATIGI G-04

Compiler: Compilateur:
J. Dixon

FIGURE 31



See Figure 29 for location of section

See Figure 30 for legend.

Datum: Sea level

Vertical scale

Metres 0 500

Emplacement des coupes indiqué à la figure 29

Voir la figure 30 pour la légende

Niveau de référence : Niveau de la mer

Échelle verticale

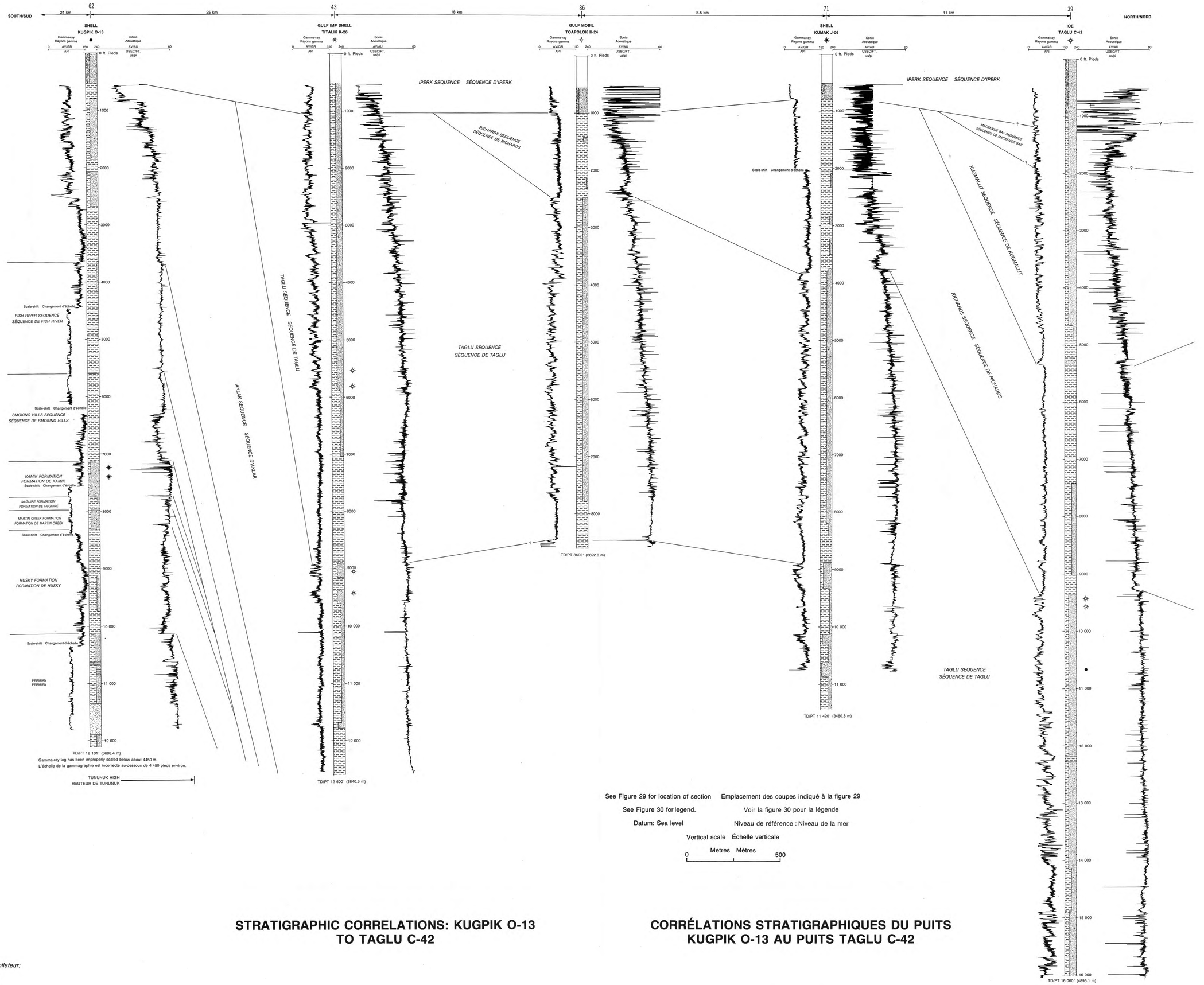
Mètres

STRATIGRAPHIC CORRELATIONS: AKLAVIK F-17 TO UNAK B-11

CORRÉLATIONS STRATIGRAPHIQUES DU PUITS AKLAVIK F-17 AU PUITS UNAK B-11

Compiler: Compilateur:
J. Dixon

FIGURE 32

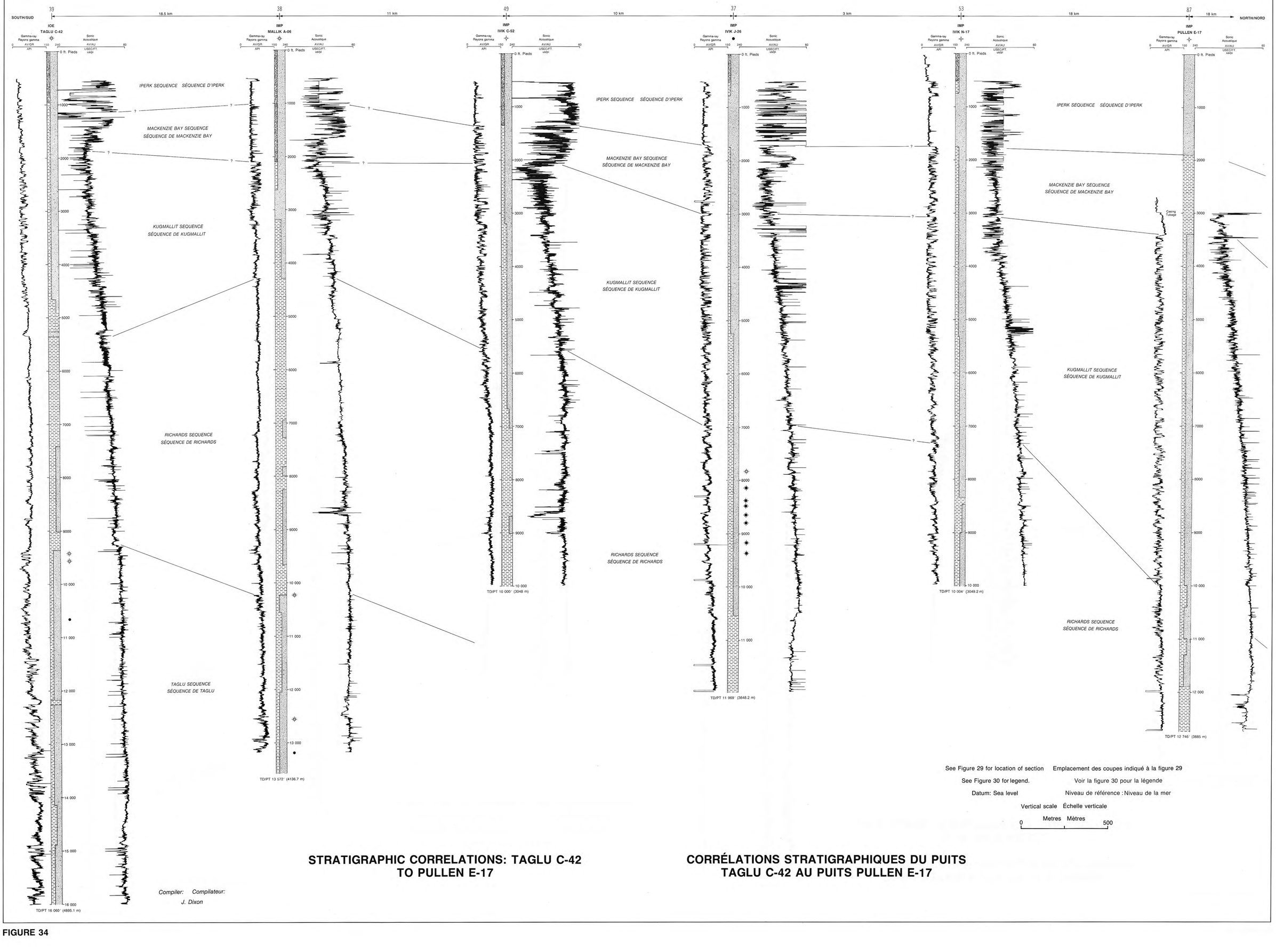


STRATIGRAPHIC CORRELATIONS: KUGPIK O-13 TO TAGLU C-42

CORRÉLATIONS STRATIGRAPHIQUES DU PUITS KUGPIK O-13 AU PUITS TAGLU C-42

Compiler: Compilateur:
J. Dixon

FIGURE 33



Compiler: Compilateur:
J. Dixon

See Figure 29 for location of section
See Figure 30 for legend.
Datum: Sea level
Vertical scale
Metres

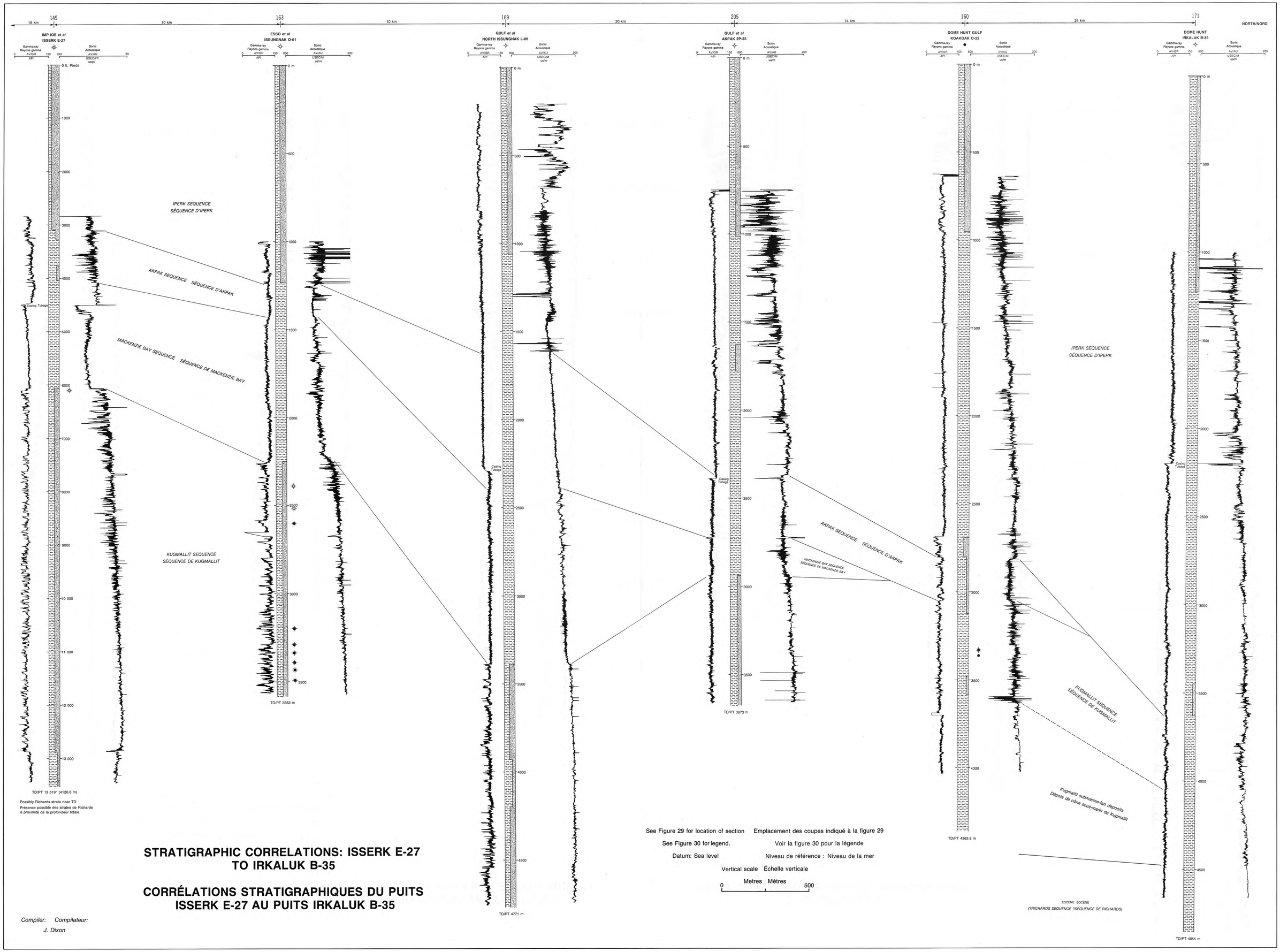
Emplacement des coupes indiqué à la figure 29
Voir la figure 30 pour la légende
Niveau de référence : Niveau de la mer
Échelle verticale
Mètres

0 500

STRATIGRAPHIC CORRELATIONS: TAGLU C-42 TO PULLEN E-17

CORRÉLATIONS STRATIGRAPHIQUES DU PUITS TAGLU C-42 AU PUITS PULLEN E-17

FIGURE 34



STRATIGRAPHIC CORRELATIONS: ISSERK E-27 TO IRKALUK B-35

CORRÉLATIONS STRATIGRAPHIQUES DU PUITS ISSERK E-27 AU PUITS IRKALUK B-35

See Figure 29 for location of section — Emplacement des coupes indiqué à la figure 29

See Figure 30 for legend. — Voir la figure 30 pour la légende

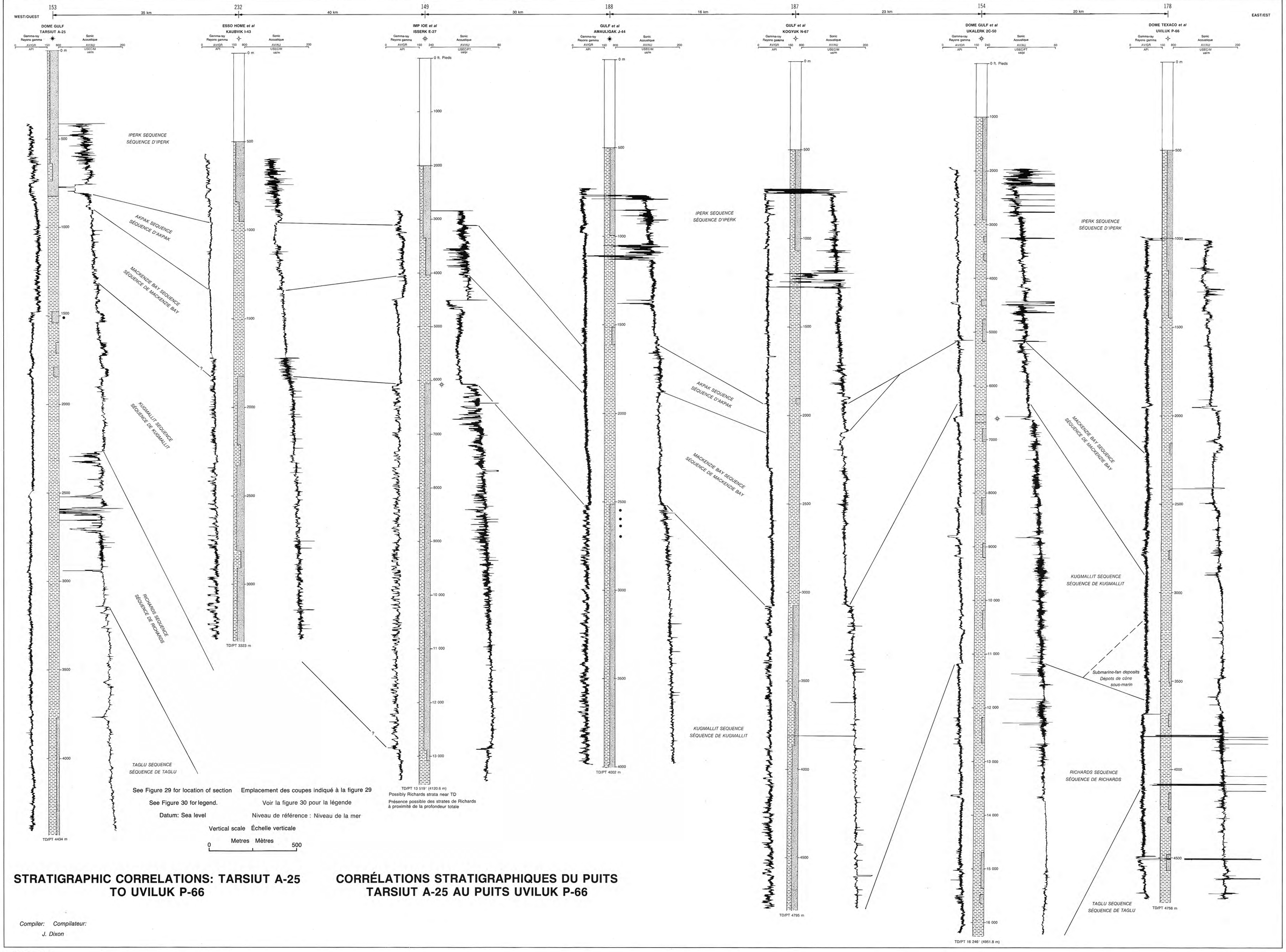
Datum: Sea level — Niveau de référence : Niveau de la mer

Vertical scale — Échelle verticale

0 Metres Mètres 500

Compiler: Compilateur:
J. Dixon

FIGURE 35



STRATIGRAPHIC CORRELATIONS: TARSIUT A-25 TO UVILUK P-66

CORRÉLATIONS STRATIGRAPHIQUES DU PUITS TARSIUT A-25 AU PUITS UVILUK P-66

Compiler: Compilateur:
J. Dixon

FIGURE 36

ISOPACH MAP: BUG CREEK GROUP

CARTE D'ISOPAQUES DU GROUPE DE BUG CREEK

J. Dixon

Strata of the Early and Middle Jurassic Bug Creek Group consist of a number of sandstone-and shale-dominant units of formational rank (Poulton et al., 1982). In Rapid Depression and westward, the arenite-rich strata shale out and become part of the vertically extensive Kingak Formation. The units include, from base to top, the Murray Ridge, Almstrom Creek, Manuel Creek, Richardson Mountains and Aklavik formations (Poulton, 1978; Dixon 1982a).

Murray Ridge strata consist of a silty shale unit with a local glauconitic sandstone at its base, which Poulton et al. (op. cit.) named the Scho Creek Member. The Almstrom Creek succession consists of interbedded shale, siltstone and sandstone, commonly arranged in a series of coarsening-upward units. Shale is the dominant lithology in the Manuel Creek Formation. In the Richardson Mountains Formation, shale, siltstone and sandstone are arranged in another series of coarsening-upward units. The Aklavik Formation is a sandstone-dominant succession, which in outcrop forms very prominent cliffs. In parts of the subsurface the Aklavik Formation consists of two sandstone units separated by a shale (Dixon, 1982).

Sandstones of the Bug Creek Group are mostly very fine to fine grained quartz arenites. Silica cement is ubiquitous in most of the sandstones although in bioturbated beds the sand grains are commonly embedded in a matrix of clay and organic matter. Local carbonate-cemented sandstone beds are present. In the map area most of the Bug Creek strata are marine in origin. This is evident from the macro- and microfossils, and the presence of hummocky cross-stratification, bioturbation and laminated beds. These sedimentological features indicate deposition in shoreline to inner-shelf environments.

Strata thin toward the east under Mackenzie Delta, due to depositional thinning and erosion. At least one major internal unconformity at, or near, the base of the Richardson Mountains Formation truncates older Bug Creek strata at the basin margin. This early or middle Bajocian unconformity is well displayed at the type section on Bug Creek and at Jurassic Butte, both on the east flank of the northern Richardson Mountains, southwest of the town of Aklavik. In the subsurface, the Bug Creek Group is up to 400 m thick but is known to be in excess of 600 m on the west flank of Richardson Mountains. The rapid thickening of Bug Creek strata between the Unak L-28 and Unak B-11 wells may be related to faulting adjacent to the Tununuk High. The thinning between the Beaverhouse Creek H-13 and Napartok M-01 wells appears to be depositional and the present-day eastern subcrop edge probably is not far-removed from the original depositional edge. If the subcrop edge is a depositional edge it is unlikely that Lower and Middle Jurassic strata are, or were, present in the Kugmallit Trough.

To date no hydrocarbons have been discovered in Bug Creek strata. Although pervasive silica cementation reduces its reservoir potential it is still a viable, if secondary, reservoir target in a restricted part of the Mackenzie Delta.

J. Dixon

Les strates du Groupe de Bug Creek, du Jurassique inférieur et moyen, se composent d'un certain nombre d'unités de grès et de shale (lithologies dominantes), lesquelles constituent des formations (Poulton et al., 1982). Dans la dépression de Rapid et en direction de l'ouest, les strates à arénite dominante passent latéralement aux shales de la Formation de Kingak, caractérisée par une extension verticale importante. De la base au sommet, on observe les formations de Murray Ridge, d'Almstrom Creek, de Manuel Creek, de Richardson Mountains et d'Aklavik (Poulton, 1978; Dixon, 1982a).

La Formation de Murray Ridge se compose de shale silteux et, par endroits, de grès glauconitiques à la base; Poulton et al. (op. cit.) ont dénommé cette unité le «Membre de Scho Creek». La succession d'Almstrom Creek consiste en des interlits de shales, de siltstones et de grès, formant généralement une série d'unités à cycle négatif. Les shales dominent la composition de la Formation de Manuel Creek; quant à la Formation de Richardson Mountains, elle présente des shales, des siltstones et des grès constituant une autre série d'unités à cycle négatif. La Formation d'Aklavik est représentée par une succession à grès dominant dont les affleurements forment d'imposantes falaises. En subsurface, la F ormation d'Aklavik est constituée de deux unités de grès séparées par des shales (Dixon, 1982).

Les grès du Groupe de Bug Creek se classifient généralement dans les arénites quartzeuses de granulométrie très fine à fine. La plupart d'entre eux présentent un ciment de silice, bien que dans les lits bioturbés, les grains de sable soient souvent sertis dans une matrice d'argile et de matière organique. Des grès à ciment carbonaté sont observés localement. Dans la région cartographique, la majorité des strates de Bug Creek ont une origine marine compte tenu du caractère des fossiles tant macroscopiques que microscopiques, ainsi que de la présence de stratifications obliques bosselées, de bioturbation et de lits laminés. Ces structures sédimentaires sont typiques d'un dépôt dans des milieux allant de la zone littorale à la plate-forme continentale interne.

Vers l'est, sous le delta du Mackenzie, on remarque un amincissement tant sédimentaire qu'érosionnel des strates. À la base de la Formation de Richardson Mountains ou à proximité de celle-ci, au moins une discordance interne d'importance recoupe les strates de Bug Creek (plus vieilles), localisées à la marge du bassin. Cette discordance du Bajocien inférieur ou moyen est bien visible au stratotype en bordure du ruisseau Bug et à Jurassic Butte, deux coupes situées sur le flanc oriental de la partie nord des monts Richardson, au sud-ouest d'Aklavik. En subsurface, le Groupe de Bug Creek mesure jusqu'à 400 m en épaisseur, bien que sur le flanc ouest des monts Richardson, cette variable puisse dépasser 600 m. Entre les puits Unak L-28 et Unak B-11, l'épaississement rapide des strates du Groupe de Bug Creek peut être dû à des failles adjacentes à la hauteur de Tununuk. L'amincissement entre les puits Beaverhouse Creek H-13 et Napartok M-01 semble être d'origine sédimentaire et la limite orientale actuelle de l'affleurement n'est probablement pas très éloignée de la bordure sédimentaire originale. Si la bordure de l'affleurement correspond à un biseau de sédimentation, il est invraisemblable que des strates du Jurassique inférieur et moyen soient ou aient été présentes dans la cuvette de Kugmallit.

Aucune occurrence d'hydrocarbures n'a été signalée dans les strates du Groupe de Bug Creek. Malgré la cimentation siliceuse pénétrative qui réduit son potentiel comme roche réservoir, il représente toujours une cible considérée viable bien que secondaire pour une zone restreinte du delta du Mackenzie.

Shales out to the west (Kingak Formation)
Passage latéral à l'ouest à des shales (Formation de Kingak)

Contour interval 100 metres
Équidistance des courbes : 100 mètres

Compiler: Compilateur:
J. Dixon

Lambert Conformal Conic Projection
Standard Parallels 68°40'N and 71°20'N
Projection conique conforme de Lambert
parallèles d'echelle conservée 68°40'N et 71°20'N

kilometres 10 0 10 20 30 kilomètres
1:1 000 000

FIGURE 37

ISOPACH MAP: HUSKY FORMATION

CARTE D'ISOPAQUES DE LA FORMATION DE HUSKY

J. Dixon

The Oxfordian to Berriasian Husky Formation is a shale-dominant succession that is in excess of 700 m thick in Kugmallit Trough. In the Richardson Mountains, Jeletzky (1967) identified four members, which are, in ascending order, the lower, arenaceous, red-weathering and upper members. In the subsurface, Dixon (1982a) identified only two members, a lower and upper, equivalent to Jeletzky's lower and arenaceous, and red-weathering and upper members, respectively. There are in excess of 700 m of Husky strata within the Kugmallit Trough, thinning through erosion and deposition on to the Eskimo Lakes Arch, Tununuk High and Cache Creek High. Husky strata rest abruptly on the Bug Creek Group in the west, overlapping to the northeast on to Paleozoic rocks along Tuktoyaktuk Peninsula. Erosional remnants of Husky rocks on the Eskimo Lakes Arch and in the Horton River G-02 well (a few kilometres southwest of Harrowby Bay on the eastern edge of the map) attest to the once much wider extent of its occurrence. Marked thinning on the North Parsons structure points to syndepositional growth of the structure. Rapid thinning to an erosional edge between Kugpik O-13 and Kugpik L-24 is principally the result of mid-Cretaceous erosion on the Tununuk High.

Although shale-dominant, the lower member (sensu Dixon, 1982a) contains a significant proportion of siltstone and sandstone, commonly present in coarsening-upward units, the most prominent being the equivalent of Jeletzky's arenaceous member (Dixon, 1982a; Braman, 1985). South of about 68°N the sandstone-siltstone content becomes predominant and in such areas the laterally equivalent strata are named either North Branch Formation, for those strata on the eastern flanks of the Richardson Mountains (Jeletzky, 1967), or Porcupine River Formation, for those strata on the west flank (Jeletzky, 1977). Within, and west of, the Rapid Depression, the underlying and overlying Bug Creek Group and Martin Creek Formation cannot be identified as a result of westerly shale-out, hence the intervening Husky shale cannot be differentiated within the Kingak succession.

Husky strata are marine throughout the map area, as is evident by the macro- and microfossils, and the prevalence of bioturbated sandy beds. Where primary sedimentary structures are preserved they are dominated by ripple laminae, parallel laminae and hummocky cross-stratification.

There have been no hydrocarbons recovered from any of the interbedded sandstones in the Husky Formation, and the generally poor reservoir quality of the sandstones detracts from their reservoir potential (Braman, 1985). However, Langhus (1980) has suggested that the Husky Formation may be the source-rock for the gas and condensate in the North Parsons structure.

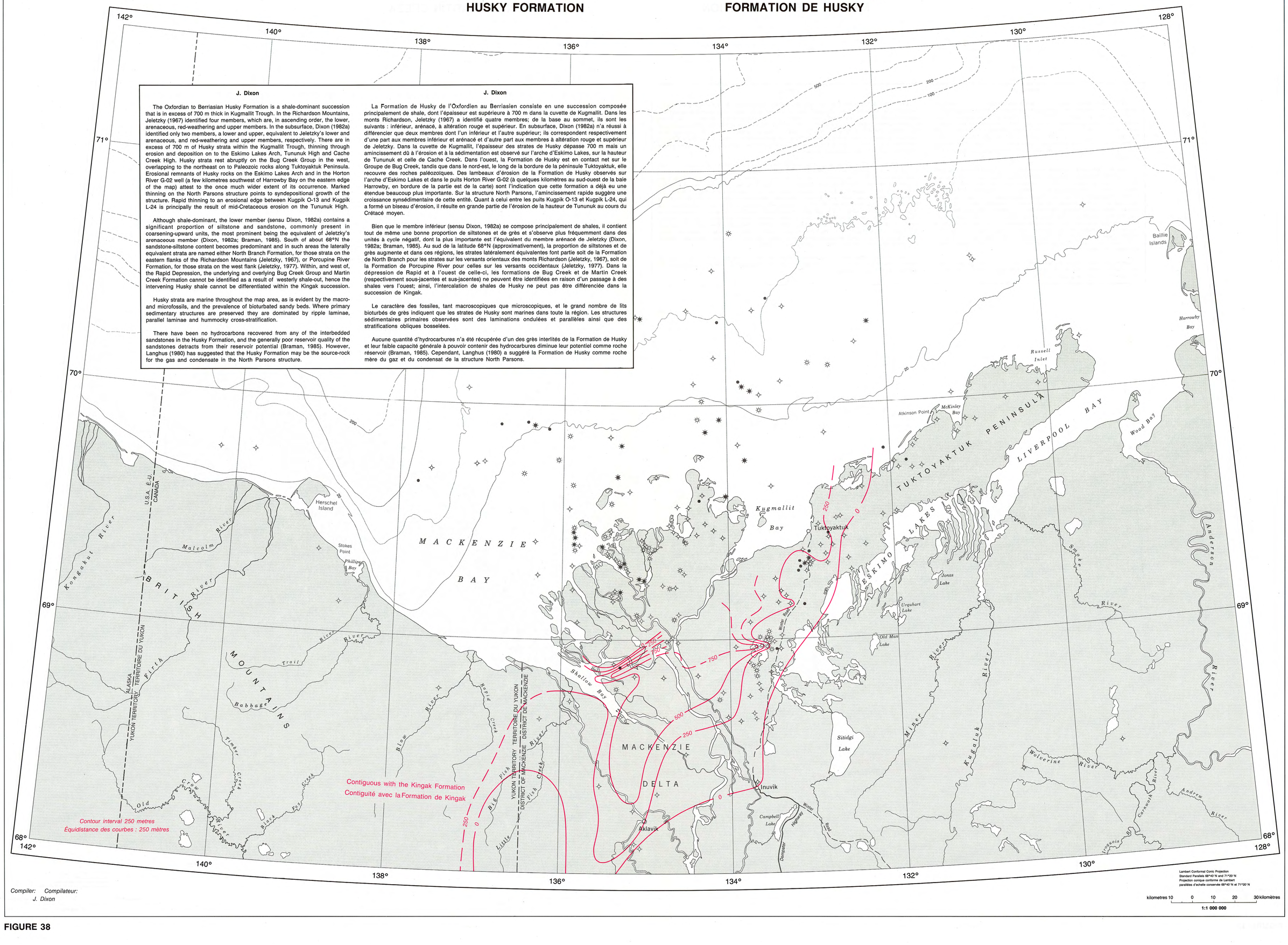
J. Dixon

La Formation de Husky de l'Oxfordien au Berriasien consiste en une succession composée principalement de shale, dont l'épaisseur est supérieure à 700 m dans la cuvette de Kugmallit. Dans les monts Richardson, Jeletzky (1967) a identifié quatre membres; de la base au sommet, ils sont les suivants : inférieur, arénacé, à altération rouge et supérieur. En subsurface, Dixon (1982a) n'a réussi à différencier que deux membres dont l'un inférieur et l'autre supérieur; ils correspondent respectivement d'une part aux membres inférieur et arénacé et d'autre part aux membres à altération rouge et supérieur de Jeletzky. Dans la cuvette de Kugmallit, l'épaisseur des strates de Husky dépasse 700 m mais un amincissement dû à l'érosion et à la sédimentation est observé sur l'arche d'Eskimo Lakes, sur la hauteur de Tununuk et celle de Cache Creek. Dans l'ouest, la Formation de Husky est en contact net sur le Groupe de Bug Creek, tandis que dans le nord-est, le long de la bordure de la péninsule Tuktoyaktuk, elle recouvre des roches paléozoïques. Des lambeaux d'érosion de la Formation de Husky observés sur l'arche d'Eskimo Lakes et dans le puits Horton River G-02 (à quelques kilomètres au sud-ouest de la baie Harrowby, en bordure de la partie est de la carte) sont l'indication que cette formation a déjà eu une étendue beaucoup plus importante. Sur la structure North Parsons, l'amincissement rapide suggère une croissance synsédimentaire de cette entité. Quant à celui entre les puits Kugpik O-13 et Kugpik L-24, qui a formé un biseau d'érosion, il résulte en grande partie de l'érosion de la hauteur de Tununuk au cours du Crétacé moyen.

Bien que le membre inférieur (sensu Dixon, 1982a) se compose principalement de shales, il contient tout de même une bonne proportion de siltstones et de grès et s'observe plus fréquemment dans des unités à cycle négatif, dont la plus importante est l'équivalent du membre arénacé de Jeletzky (Dixon, 1982a; Braman, 1985). Au sud de la latitude 68°N (approximativement), la proportion de siltstones et de grès augmente et dans ces régions, les strates latéralement équivalentes font partie soit de la Formation de North Branch pour les strates sur les versants orientaux des monts Richardson (Jeletzky, 1967), soit de la Formation de Porcupine River pour celles sur les versants occidentaux (Jeletzky, 1977). Dans la dépression de Rapid et à l'ouest de celle-ci, les formations de Bug Creek et de Martin Creek (respectivement sous-jacentes et sus-jacentes) ne peuvent être identifiées en raison d'un passage à des shales vers l'ouest; ainsi, l'intercalation de shales de Husky ne peut pas être différenciée dans la succession de Kingak.

Le caractère des fossiles, tant macroscopiques que microscopiques, et le grand nombre de lits bioturbés de grès indiquent que les strates de Husky sont marines dans toute la région. Les structures sédimentaires primaires observées sont des laminations ondulées et parallèles ainsi que des stratifications obliques bosselées.

Aucune quantité d'hydrocarbures n'a été récupérée d'un des grès interlités de la Formation de Husky et leur faible capacité générale à pouvoir contenir des hydrocarbures diminue leur potentiel comme roche réservoir (Braman, 1985). Cependant, Langhus (1980) a suggéré la Formation de Husky comme roche mère du gaz et du condensat de la structure North Parsons.



Compiler: Compilateur:
J. Dixon

FIGURE 38

ISOPACH MAP: MARTIN CREEK FORMATION

CARTE D'ISOPAQUES DE LA FORMATION DE MARTIN CREEK

J. Dixon

The Berriasian Martin Creek succession is a sandstone-dominant unit between two shale-rich formations, the underlying Husky Formation and overlying McGuire Formation (Dixon and Jeletzky, 1991). It is the lowest unit in the Parsons Group. Martin Creek strata gradationally overlie the Husky Formation but are abruptly, and locally erosionally, overlain by the McGuire Formation. The Martin Creek Formation is 200 m, or more, thick in the Kugmallit Trough, thinning on to the Eskimo Lakes Arch, Tununuk High and Cache Creek High. Much of the thinning can be attributed to younger erosion, although some depositional thinning is also apparent.

Under the Tuktoyaktuk Peninsula, southern Mackenzie Delta and the east flank of the northern Richardson Mountains, Martin Creek strata are almost entirely very fine to fine grained sandstone. Only in the upper few metres are shale interbeds present in some of the subsurface occurrences. East of the Cache Creek High the formation consists of a single, overall coarsening-upward succession, but on the west flank of high the formation contains several coarsening-upward units, each beginning with a shale interval. The sandstones are mostly silica-cemented quartz arenites. The sandstones on the flanks of the Cache Creek High mostly contain hummocky cross-stratification, swaley cross-stratification, wave and current-ripple laminae and bioturbation, all features typical of nearshore to inner shelf sedimentation (Dixon, 1982a, b). West of Rapid Depression the Martin Creek succession shales out, although local, thin sandstones are present within equivalent Berriasian strata.

Martin Creek strata contain gas and condensate in the Parsons gas field. There are no other known occurrences of hydrocarbons within Martin Creek strata, although it is a potentially good reservoir.

J. Dixon

La Formation de Martin Creek du Berriasien se compose principalement de grès et est comprise entre deux unités de shale (lithologie dominante), soit les formations de Husky (sous-jacente) et de McGuire (sus-jacente) (Dixon et Jeletzky, 1992). Elle constitue l'unité inférieure du Groupe de Parsons. Les strates de Martin Creek recouvrent progressivement la Formation de Husky mais sont en contact sous-jacent franc, parfois érosionnel, avec la Formation de McGuire. Dans la cuvette de Kugmallit, l'épaisseur de la Formation de Martin Creek atteint au moins 200 m; un amincissement s'observe sur l'arche d'Eskimo Lakes ainsi que sur les hauteurs de Tununuk et de Cache Creek. Il est dû en grande partie à une érosion postérieure bien qu'il soit localement associé à la sédimentation.

Sous la péninsule Tuktoyaktuk et la partie sud du delta du Mackenzie de même que sur le versant oriental de la partie nord des monts Richardson, la granulométrie de la presque totalité des grès de Martin Creek varie de très fine à fine. Dans quelques occurrences de subsurface, la présence d'interlits de shale se limite aux derniers mètres de la partie supérieure. À l'est de la hauteur de Cache Creek, la formation présente une seule succession à cycle négatif, tandis que sur le versant occidental de celle-ci, elle comprend de nombreuses unités à cycle négatif, chacune d'elles débutant par un intervalle de shale. Les grès consistent majoritairement en des arénites quartzeuses à ciment de silice. Les structures les plus fréquemment observées dans les grès des versants de la hauteur de Cache Creek sont des stratifications obliques bosselées, des stratifications obliques en creux (swaley cross-stratification), des laminations à rides d'oscillation et de courant et de la bioturbation, attestant d'un milieu de sédimentation qui varie de la zone littorale à la plate-forme continentale interne (Dixon, 1982a, b). À l'ouest de la dépression de Rapid, la Formation de Martin Creek passe latéralement à des shales bien que, localement, de minces unités de grès soient observées dans les strates équivalentes du Berriasien.

Du gaz et du condensat sont présents dans les strates de Martin Creek au champ de gaz naturel de Parsons. Aucune autre occurrence d'hydrocarbures n'a été signalée malgré le bon potentiel de ces lithologies comme roche réservoir.

142° 140° 138° 136° 134° 132° 130° 128°

71° 70° 69° 68°

BEAUFORT SEA / MER DE BEAUFORT

MACKENZIE BAY

MACKENZIE DELTA

TUKTOYAKTUK PENINSULA

LIVERPOOL BAY

ESKIMO LAKES

MOUNTAINS

BRITISH

U.S.A. É.U. CANADA

ALASKA YUKON TERRITORY TERRITOIRE DU YUKON

YUKON TERRITORY TERRITOIRE DU YUKON DISTRICT OF MACKENZIE DISTRICT DE MACKENZIE

Shales out to the west (Kingak Formation)
Passage latéral à l'ouest à des shales (Formation de Kingak)

Contour interval 50 metres
Équidistance des courbes : 50 mètres

Baillie Islands
Harrowby Bay
Russell Inlet
Atkinson Point
McKinley Bay
Wood Bay
Herschel Island
Stokes Point
Phillips Bay
Kugmallit Bay
Tuktoyaktuk
Jonas Lake
Urquhart Lake
Old Man Lake
Sitidgi Lake
Inuvik
Aklavik
Campbell Lake
Shallow Bay
Kongakut River
Malcolm River
Firth River
Trail River
Babbage River
Blow River
Rapid Creek
Fish Creek
Big Fish River
Little Fish River
Timber Creek
Old Crow River
Black River
Peel River
Mackenzie River
Anderson River
Smoke River
Miner River
Kugaluk River
Wolverine River
Carnwath River
Andrew River
Ivvavik
Dempster Highway
Inuvik-Tuk Highway

500 200 100 50 20 0 150

Lambert Conformal Conic Projection
Standard Parallels 68°40' N and 71°20' N
Projection conique conforme de Lambert
parallèles d'echelle conservée 68°40' N et 71°20' N

kilometres 10 0 10 20 30 kilometres

1:1 000 000

Compiler: Compilateur:
J. Dixon

FIGURE 39

ISOPACH MAP: McGUIRE FORMATION

CARTE D'ISOPAQUES DE LA FORMATION DE McGUIRE

J. Dixon

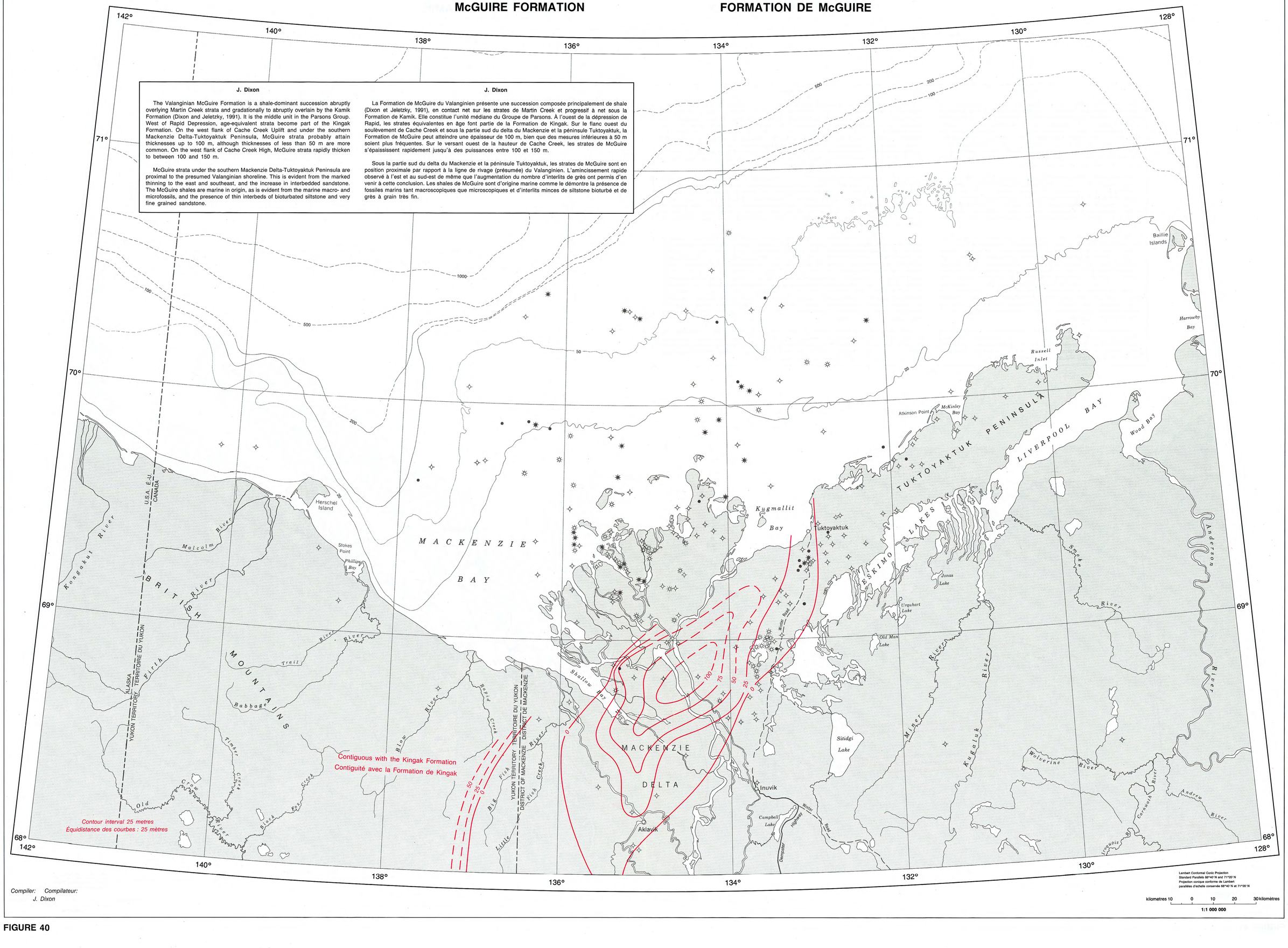
The Valanginian McGuire Formation is a shale-dominant succession abruptly overlying Martin Creek strata and gradationally to abruptly overlain by the Kamik Formation (Dixon and Jeletzky, 1991). It is the middle unit in the Parsons Group. West of Rapid Depression, age-equivalent strata become part of the Kingak Formation. On the west flank of Cache Creek Uplift and under the southern Mackenzie Delta-Tuktoyaktuk Peninsula, McGuire strata probably attain thicknesses up to 100 m, although thicknesses of less than 50 m are more common. On the west flank of Cache Creek High, McGuire strata rapidly thicken to between 100 and 150 m.

McGuire strata under the southern Mackenzie Delta-Tuktoyaktuk Peninsula are proximal to the presumed Valanginian shoreline. This is evident from the marked thinning to the east and southeast, and the increase in interbedded sandstone. The McGuire shales are marine in origin, as is evident from the marine macro- and microfossils, and the presence of thin interbeds of bioturbated siltstone and very fine grained sandstone.

J. Dixon

La Formation de McGuire du Valanginien présente une succession composée principalement de shale (Dixon et Jeletzky, 1991), en contact net sur les strates de Martin Creek et progressif à net sous la Formation de Kamik. Elle constitue l'unité médiane du Groupe de Parsons. À l'ouest de la dépression de Rapid, les strates équivalentes en âge font partie de la Formation de Kingak. Sur le flanc ouest du soulèvement de Cache Creek et sous la partie sud du delta du Mackenzie et la péninsule Tuktoyaktuk, la Formation de McGuire peut atteindre une épaisseur de 100 m, bien que des mesures inférieures à 50 m soient plus fréquentes. Sur le versant ouest de la hauteur de Cache Creek, les strates de McGuire s'épaississent rapidement jusqu'à des puissances entre 100 et 150 m.

Sous la partie sud du delta du Mackenzie et la péninsule Tuktoyaktuk, les strates de McGuire sont en position proximale par rapport à la ligne de rivage (présumée) du Valanginien. L'amincissement rapide observé à l'est et au sud-est de même que l'augmentation du nombre d'interlits de grès ont permis d'en venir à cette conclusion. Les shales de McGuire sont d'origine marine comme le démontre la présence de fossiles marins tant macroscopiques que microscopiques et d'interlits minces de siltstone bioturbé et de grès à grain très fin.



Compiler: Compilateur:
J. Dixon

FIGURE 40

ISOPACH MAP: KAMIK FORMATION

CARTE D'ISOPAQUES DE LA FORMATION DE KAMIK

J. Dixon

The Valanginian to Hauterivian Kamik Formation is the most prominent of the Cretaceous sandstone formations, and the only sandy Lower Cretaceous succession to extend across the Rapid Depression onto the southeast flanks of the Romanzof Uplift. It is the uppermost, and most prominent, unit of the Parsons Group (Dixon 1982a, 1991). Thicknesses up to 1000 m are probably attained in the Kugmallit Trough and Rapid Depression, thinning toward Eskimo Lakes Arch, Tununuk High, Cache Creek High and Romanzof Uplift. The thinning is both a product of depositional trends and younger erosional events. Reflection seismic indicates that pre-Mount Goodenough Formation erosion has removed Kamik strata on the north flank of Kugmallit Trough.

In both outcrop and subsurface the Kamik succession has a distinct two-fold division. The lower third consists of thick sandstone beds that form prominent cliffs in outcrop and in the subsurface the same character is seen as a blocky gamma-ray log trace on geophysical logs. The upper two-thirds contains a series of shale-to-sandstone, coarsening-upward units, and from east-to-west the amount of shale increases. West of Rapid Depression a thick shale is present at the base of the upper two-thirds of the succession, which becomes less prominent toward the east.

Most of the sandstones in the Kamik Formation are quartz arenites and grain size ranges from pebble to very fine grained. Coarser sandstones tend to be more common in the eastern occurrences. The lower third of the Kamik Formation contains a mixture of nonmarine, deltaic strata and shoreline sediments under Mackenzie Delta, becoming increasingly more marine westward. On the east flank of Cache Creek High the lower Kamik beds are typically shoreface and lagoonal in character. Westward, nearshore and inner shelf sediments become more common. The upper two-thirds of the succession also show an east-to-west change from shoreline to shelf sedimentation, but instead of deltaic beds being present in the east, barrier bar and tidal channel deposits have been interpreted as being present (Dixon, 1982a, b, 1991). Westward the amount of shale and bioturbated argillaceous sandstone increases, as the depositional realm becomes more distal from the shoreline.

Kamik strata form the bulk of the reservoir in the Parsons gas field and are the reservoir for a small oil pool at Tuk L-09. In the subsurface, under south Mackenzie Delta and Tuktoyaktuk Peninsula, the Kamik Formation generally has good porosity, although toward the west and northwest silica cementation becomes more prevalent and reservoir potential deteriorates.

J. Dixon

La Formation de Kamik du Valanginien au Hauterivien est la principale unité de grès du Crétacé et également la seule succession gréseuse du Crétacé inférieur; elle s'étend sur toute la dépression de Rapid jusqu'aux versants sud-est du soulèvement de Romanzof. Cette formation forme la limite supérieure du Groupe de Parsons et en constitue l'unité la plus importante (Dixon, 1982a, 1991). Elle mesure jusqu'à 1 000 m d'épaisseur, valeur qui doit être atteinte dans la cuvette de Kugmallit et la dépression de Rapid, et s'amincit en direction de l'arche d'Eskimo Lakes, des hauteurs de Tununuk et de Cache Creek et du soulèvement de Romanzof. L'amincissement est dû tant à des phénomènes sédimentaires qu'à des périodes postérieures d'érosion. Des données de sismique-réflexion indiquent que l'érosion antérieure à la Formation de Mount Goodenough est à l'origine du décapage des strates de Kamik sur le versant nord de la cuvette de Kugmallit.

Tant au niveau des affleurements qu'en subsurface, la succession de Kamik présente une division double distincte. Le tiers inférieur se compose de lits épais de grès qui forment d'importantes falaises en affleurement; en subsurface, les mêmes caractéristiques sont mises en évidence par un profil de gammagraphie en forme de bloc, sur les diagraphies géophysiques. Les deux tiers supérieurs consistent en une série d'unités dont la granulométrie varie, de la base au sommet, de celle des shales à celle des grès et dont la proportion de shale augmente d'est en ouest. À l'ouest de la dépression de Rapid, une épaisse unité de shale s'observe à la base des deux tiers supérieurs de la succession; vers l'est, cet horizon est de moins en moins important.

La plupart des grès de la Formation de Kamik sont considérés comme des arénites quartzeuses et varient en granulométrie des cailloux aux grains très fins. Les grès aux granulométries les plus grossières sont plus fréquemment observés à l'est. Sous le delta du Mackenzie, le tiers inférieur de la Formation de Kamik présente un mélange de strates de milieux non marin, deltaïque et littoral, dont le caractère marin domine de plus en plus vers l'ouest. Sur le versant oriental de la hauteur de Cache Creek, les lits inférieurs de Kamik sont typiques des zones d'avant-plage et de lagune. Vers l'ouest, on note une augmentation de la quantité de roches sédimentaires de milieu littoral et de plate-forme continentale interne. Quant aux deux tiers supérieurs de la succession, ils sont également marqués par une variation du milieu de dépôt passant d'est en ouest d'une zone de rivage à un environnement de plate-forme continentale; cependant, dans la partie est, au lieu des unités deltaïques, ce sont des dépôts de barrière littorale et de chenal de marée qui sont observés (Dixon, 1982a, b, 1991). Vers l'ouest, la proportion de shale et de grès argileux bioturbés augmente à mesure que le milieu de sédimentation devient de plus en plus distal par rapport au rivage.

Les strates de Kamik constituent le gros des roches réservoirs du champ de gaz naturel Parsons, en plus de renfermer un petit gisement de pétrole au puits Tuk L-09. En subsurface, sous la partie sud du delta de Mackenzie et la péninsule Tuktoyaktuk, la Formation de Kamik possède généralement un bonne porosité, en dépit du fait que vers l'ouest et le nord-ouest, la proportion de ciment de silice augmente et que le potentiel comme roche réservoir en soit d'autant diminué.

Present in outcrops and presumed to be covered by a thick Barremian to Albian succession in the Rapid Depression.

Lithologies observées en affleurement et, sur une base hypothétique, recouvertes par une epaisse succession du Barrémien à l'Albien dans la dépression de Rapid.

Contour interval 250 metres
Équidistance des courbes : 250 mètres

Compiler: Compilateur:
J. Dixon

Lambert Conformal Conic Projection
Standard Parallels 68°40' N and 71°20' N
Projection conique conforme de Lambert
parallèles d'echelle conservée 68°40' N et 71°20' N

kilometres 10 0 10 20 30 kilomètres

1:1 000 000

FIGURE 41

ISOPACH MAP: MOUNT GOODENOUGH, RAT RIVER AND ATKINSON POINT FORMATIONS

CARTE D'ISOPAQUES DES FORMATIONS DE MOUNT GOODENOUGH, DE RAT RIVER ET DE ATKINSON POINT

J. Dixon

The Mount Goodenough, Rat River and Atkinson Point formations (Dixon and Jeletzky, 1991; Dixon, 1979) are Grouped together because they form a successional and laterally equivalent interval, with a pronounced basal unconformity and a capping hiatal surface (sensu Frazier, 1974), or surface of maximum flooding (sensu Haq et al., 1987). The Rat River and Atkinson Point formations represent the coarse clastic component of this interval and are present adjacent to the Cache Creek High and on the northwest flank of the Eskimo Lakes Arch, respectively. Within the Kugmallit Trough and Rapid Depression, Rat River strata are either eroded or laterally replaced by shale. Locally there is a sandstone above the basal unconformity, especially against regional tectonic highs such as the Romanzof Uplift and Cache Creek High.

The succession is Late Hauterivian to early Aptian in age; the bulk of the strata being Barremian. Thicknesses in excess of 1000 m are locally known from the Kugmallit Trough and similar thicknesses are probably present within Rapid Depression. There is marked thinning onto Eskimo Lakes Arch, most of which can be attributed to depositional thinning. The thinning is most pronounced across the Eskimo Lakes Fault Zone, indicating active faulting during Barremian-early Aptian sedimentation. The thinning on to the Tununuk High is largely the result of mid-Cretaceous erosion.

Mount Goodenough strata is mostly shale with some interbeds of bioturbated siltstone and very fine grained sandstone. Locally there is a sandstone facies developed above the basal unconformity. The bulk of the succession consists of marine shelf sediments with some of the basal sandstones deposited as nearshore sediments.

Rat River strata generally consist of several shale-to-sandstone, coarsening-upward units of nearshore to inner shelf origin. The sandstone facies mostly consist of hummocky cross-stratified, laminated and bioturbated beds.

The locally developed Atkinson Point Formation consists of interbedded conglomerate, sandstone and siltstone. There is a lateral and vertical change from conglomerate-rich beds to sandy strata within the formation. Dixon (1979) interpreted the depositional environment as a local fan-delta grading into shoreline sediment.

The first oil discovery in the Beaufort–Mackenzie area was in Atkinson Point strata, along the northwest side of the central Tuktoyaktuk Peninsula (IOE Atkinson H-25). Subsequent drilling has not produced any other significant find in Atkinson Point strata. Gas has been recovered from Rat River Formation at Unak L-28, and there is a minor oil reservoir in a sandy unit within the lower part of the Mount Goodenough Formation in the Imnak J-29 well.

J. Dixon

Les formations de Mount Goodenough, de Rat River et d'Atkinson Point (Dixon et Jeletzky, 1991; Dixon, 1979) sont regroupées parce qu'elles constituent un intervalle d'unités superposées et latéralement équivalentes, limité à la base par une discordance nette et au sommet par un hiatus (sensu Frazier, 1974) ou une surface d'inondation maximale (sensu Haq et al., 1987). Les formations de Rat River et d'Atkinson Point sont les représentants clastiques à grain grossier de cet intervalle et s'observent repectivement en position adjacente à la hauteur de Cache Creek et sur le flanc nord-ouest de l'arche d'Eskimo Lakes. Dans la cuvette de Kugmallit et la dépression de Rapid, les strates de Rat River sont érodées ou font place latéralement à des shales. Par endroits, on note la présence d'un grès au-dessus de la discordance basale, plus particulièrement sur les flanc des hauteurs tectoniques d'importance régionale comme le soulèvement de Romanzof et la hateur de Cache Creek.

La succession varie en âge du Hauterivien supérieur à l'Aptien inférieur, mais la majorité des strates datent du Barrémien. Des épaisseurs supérieures à 1 000 m ont été signalées localement dans la cuvette de Kugmallit et des strates de même épaisseur comblent probablement la dépression de Rapid. Un amincissement prononcé essentiellement d'origine sédimentaire est observé sur l'arche d'Eskimo Lakes. L'amincissement le plus important s'observe dans la zone de failles d'Eskimo Lakes, attestant de la formation de failles au cours de la période de sédimentation du Barrémien à l'Aptien inférieur. Pour ce qui est de l'amincissement sur la hauteur de Tununuk, il découle principalement de l'érosion du Crétacé moyen.

Les strates de Mount Goodenough se composent en grande partie de shales et présentent quelques interlits de siltstones bioturbés et de grès à grain très fin. Un faciès gréseux s'observe localement au-dessus de la discordance basale. La composition de la succession se résume à des roches sédimentaires marines de plate-forme continentale et à quelques grès basaux déposés dans la zone littorale.

La Formation de Rat River est représentée par une succession d'unités à granoclassement inverse dont la granulométrie passe de celle des shales à celle des grès et dont le milieu de dépôt varie de la zone littorale à un environnement de plate-forme continentale interne. Le faciès gréseux présente principalement des lits bioturbés, laminés et à stratifications obliques bosselées.

La Formation d'Atkinson Point, observée localement, consiste en des interlits de conglomérat, de grès et de siltstones. Dans la formation, une variation latérale et verticale des faciès montre des lits à composition conglomératique dominante qui passent à des strates gréseuses. Selon Dixon (1979), le milieu de dépôt change progressivement d'un cône deltaïque local à une zone de rivage.

Dans la région de Beaufort–Mackenzie, la première découverte de pétrole a été signalée dans les strates d'Atkinson Point, le long du côté nord-ouest du centre de la péninsule Tuktoyaktuk (puits Atkinson H-25 de l'IOE). Aucun des forages entrepris par la suite dans ces strates n'a eu de résultats concluants. Du gaz a été récupéré à partir de la Formation de Rat River au puits Unak L-28 et un petit réservoir de pétrole a été identifié dans une unité gréseuse de la partie inférieure de la Formation de Mount Goodenough (puits Imnak J-29).

Western extent of Atkinson Point Formation
Extrémité orientale de la Formation d'Atkinson Point

Rat River Formation shales out to the west
Formation de Rat River passant latéralement à des shales à l'ouest

Eastern extent of Rat River Formation
Extrémité orientale de la Formation de Rat River

Contour interval 250 metres
Équidistance des courbes : 250 mètres

Compiler: Compilateur:
J. Dixon

Lambert Conformal Conic Projection
Standard Parallels 68°40' N and 71°20' N
Projection conique conforme de Lambert
parallèles d'echelle conservée 68°40' N et 71°20' N

kilometres 10 0 10 20 30 kilomètres
1:1 000 000

FIGURE 42

ISOPACH MAP: UPPER APTIAN–ALBIAN STRATA
(Arctic Red Formation and Albian flysch)

CARTE D'ISOPAQUES DES STRATES DE L'APTIEN SUPÉRIEUR À L'ALBIEN
(Formation d'Arctic Red et flysch albien)

J. Dixon

East of Cache Creek High, Upper Aptian-Albian strata consist of two formations, the Martin House and Arctic Red formations (Mountjoy and Chamney, 1969). The Martin House Formation consists of interbedded shale, siltstone, sandstone and bivalve coquinas, and has been identified only in the area south and east of the Trevor Fault. It represents a basal, coarser clastic unit underlying shales of the Arctic Red Formation. Local basal clastic beds have been identified along the Tuktoyaktuk Peninsula but their continuity with Martin House strata has not been established. Arctic Red strata consist of shale with minor siltstone and sandstone, are present under Mackenzie Delta, Tuktoyaktuk Peninsula and are widely exposed on the east flanks of Richardson Mountains and Peel Plateau. South and east of the Eskimo Lakes Fault Zone and Trevor Fault, Martin House or basal Arctic Red strata rest erosionally on older beds, overlapping Lower Cretaceous onto Paleozoic rocks in a southward and eastward direction.

West of Cache Creek Uplift, equivalent strata are present in the ironstone-rich Rapid Creek Formation (Young and Robertson, 1984) and the informally named Albian flysch (Jeletzky, 1971, Young, 1972). Rapid Creek strata consist of iron-rich shale and associated phosphate minerals. The Albian flysch contains interbedded shale, sandstone and conglomerate. On the eastern flank of Rapid Depression there is a locally consistent vertical succession of facies, consisting of a basal shale overlain by conglomerate and sandstone, in turn followed by interbedded sandstone and shale, and finally a shale-dominant interval. Rapid lateral facies changes are characteristic of the Albian flysch; consequently, the previously described vertical stratigraphy is not present everywhere.

Up to 1250 m of strata are present in the Kugmallit Trough, rapidly thinning across the Eskimo Lakes Fault Zone onto the Eskimo Lakes Arch, where there are generally 250 m or less. In Rapid Depression there are at least 4000 m of flysch (Young, 1977), but it is possible that there are considerably more.

Martin House strata are marine, shelf sediments, as is indicated by the presence of marine macro- and microfossils, glauconite, and bioturbated, ripple laminated and hummocky cross-stratified sandy beds. Arctic Red strata, likewise are marine shelf sediments, probably inner to outer shelf. Reflection seismic data in the Kugmallit Trough area clearly show that the Arctic Red Formation contains shelf-edge clinoforms within the trough (Dixon et al., 1989). Albian strata within Rapid Depression are classic turbidites, debris flows and grain flows deposited on submarine fan and basin-plain depositional environments.

No hydrocarbons have been recovered from Albian strata because of the lack of suitable reservoirs in the east, and poor porosity and very high levels of thermal alteration in the west. However, Arctic Red strata contain some organic-rich intervals that could be potential source rocks, especially in the Kugmallit Trough and contiguous offshore areas. The marine character of these organic-rich intervals favours an oil source.

J. Dixon

À l'est de la hauteur de Cache Creek, les strates de l'Aptien supérieur à l'Albien sont représentées par les formations de Martin House et d'Arctic Red (Mountjoy et Chamney, 1969). La Formation de Martin House consiste en des interlits de shales, de siltstones, de grès et de lumachelles à bivalves et a été observée uniquement dans la région au sud et à l'est de la faille de Trevor. Elle constitue une unité clastique basale à grain plus grossier, sous-jacente aux shales de la Formation d'Arctic Red. Des lits clastiques basaux ont été signalés à quelques endroits le long de la péninsule Tuktoyaktuk, mais leur continuité avec les strates de Martin House n'a pas pu être confirmée. Les strates d'Arctic Red se composent de shales ainsi que de siltstones et de grès secondaires. Elles sont présentes sous le delta du Mackenzie et la péninsule Tuktoyaktuk; de nombreuses occurrences affleurent sur les versants orientaux des monts Richardson et du plateau de Peel. Au sud et à l'est de la zone de failles d'Eskimo Lakes et de la faille de Trevor, les strates de Martin House et les couches basales d'Arctic Red sont en contact d'érosion sur des lits plus vieux, ce qui se traduit, vers le sud et l'est, par un recouvrement de strates du Crétacé inférieur sur des roches paléozoïques.

À l'ouest du soulèvement de Cache Creek, des strates équivalentes sont observées dans la Formation de Rapid Creek, composées de roches ferrifères (Young et Robertson, 1984), et dans le flysch albien, non dénommé formellement (Jeletzky, 1971; Young, 1972). Les strates de Rapid Creek sont constituées de shales riches en fer et des minéraux phosphatés associés. Le flysch albien présente des interlits de shale, de grès et de conglomérat. Sur le versant est de la dépression de Rapid, une succession verticale continue de faciès s'observe localement; un shale basal est recouvert par un conglomérat et un grès, qui sont à leur tour sous-jacents à des interlits de grès et de shale; la succession se termine par un intervalle de shale (lithologie dominante). Les importantes variations latérales de faciès qui caractérisent le flysch albien expliquent pourquoi la succession verticale susmentionnée n'est pas présente partout.

Dans la cuvette de Kugmallit, l'épaisseur des strates atteint 1 250 m; elles s'amincissent rapidement dans la zone de failles d'Eskimo Lakes, sur l'arche du même nom, où l'épaisseur maximale ne dépasse généralement pas 250 m. Au moins 4 000 m de flysch comblent la dépression de Rapid (Young, 1977), mais cette valeur pourrait être beaucoup plus importante.

Les strates de Martin House ont été déposées dans un milieu marin de plate-forme continentale comme l'indique la présence de fossiles marins macroscopiques et microscopiques, de glauconie et de lits gréseux bioturbés à laminations ondulées et à stratifications obliques bosselées. Les strates d'Arctic Red sont également des roches sédimentaires marines de plate-forme continentale, variant probablement d'un milieu de plate-forme continentale interne à externe. Des données de sismique-réflexion enregistrées dans la région de la cuvette de Kugmallit ont permis de démontrer clairement que la formation d'Arctic Red présente des clinoformes de bordure de plate-forme continentale dans cette dépression (Dixon et al., 1989). Les strates albiennes de la dépression de Rapid consistent en des turbidites classiques, des coulées de débris et des coulées de sédiments liquéfiés, déposés dans un milieu soit de cône sous-marin, soit de plaine de bassin.

Aucune récupération d'hydrocarbures n'a été possible à partir des strates albiennes en raison du manque de bonnes roches réservoirs dans l'est, ainsi que de la faible porosité et du degré d'altération extrêmement élevé dans l'ouest. Cependant, les strates d'Arctic Red présentent quelques intervalles riches en matière organique qui pourraient s'avérer des roches mères potentielles, plus particulièrement dans la cuvette de Kugmallit et les régions extracôtières adjacentes. Les chances de découverte d'une occurrence de pétrole sont plus grandes vu le caractère marin de ces unités riches en matière organique.

Deep reflection seismic indicates Albian strata are eroded.
Selon les données de sismique-réflexion profonde, ont éré érodées des strates albiennes.

Contour interval 500 metres
Équidistance des courbes : 500 mètres

Compiler: Compilateur:
J. Dixon

Lambert Conformal Conic Projection
Standard Parallels 68°40' N and 71°20' N
Projection conique conforme de Lambert
parallèles d'échelle conservée 68°40' N et 71°20' N

kilometres 10 0 10 20 30 kilomètres
1:1 000 000

FIGURE 43

ISOPACH MAP: BOUNDARY CREEK SEQUENCE

CARTE D'ISOPAQUES DE LA SÉQUENCE DE BOUNDARY CREEK

J. Dixon

The Cenomanian-Turonian Boundary Creek Sequence consists of organic-rich, highly fissile shale interbedded with thin (mm-thick) bentonite beds and layers rich in ironstone concretions (Dixon et al., 1992). Boundary Creek strata are present in the northern Richardson Mountains, along the Yukon coastal plain and as isolated erosional remnants under Mackenzie Delta and the southeastern part of Tuktoyaktuk Peninsula.

Boundary Creek strata are up to about 400 m thick on parts of the Yukon coastal plain. Young (1975) reported thicknesses up to 1100 m along Cuesta Creek but this could be due to fault and/or fold repetition (large, synsedpositional recumbent folds have been noted in Boundary Creek strata). The absence of Boundary Creek beds under most of Tuktoyaktuk Peninsula and southern Mackenzie Delta is due to pre-Smoking Hills and pre-Aklak erosion.

The depositional setting for Boundary Creek sediments is interpreted as outer shelf, slope and basin, in a low-oxygen environment. There is an abundance of palynomorphs and dinoflagellates within the strata but a noted lack of macrofossils and foraminifers. The latter probably further attests to the restricted nature of the depositional environment.

No suitable reservoir strata are present in the Boundary Creek succession, hence the lack of hydrocarbon discoveries. However, it is extremely organic-rich, with organic carbon contents of 3 to 5% and, in places, as high as 7%. It is an obvious potential source rock but to-date no oils have been identified as originating from the Boundary Creek Formation.

J. Dixon

La séquence de Boundary Creek du Cénomanien au Turonien se compose de shale très fissile riche en matière organique, interlité avec de minces lits de bentonite de l'ordre du millimètre et des couches présentant de nombreuses concrétions ferrugineuses (Dixon et al., 1992). Les strates de Boundary Creek ont été retracées dans le nord des monts Richardson et le long de la plaine côtière du Yukon; des lambeaux d'érosion isolés ont également été signalés sous le delta du Mackenzie et la partie sud-est de la péninsule Tuktoyaktuk.

L'épaisseur des strates de Boundary Creek atteint 400 m à certains endroits de la plaine côtière du Yukon. En 1975, Young mentionnait la présence d'unités ayant jusqu'à 1 100 m d'épaisseur le long du ruisseau Cuesta; comme de grands plis couchés synsédimentaires ont été décrits dans les strates de Boundary Creek, cet épaississement pourrait être associé à une répétition par des failles ou des plis. L'absence des couches de Boundary Creek sous la majeure partie de la péninsule Tuktoyaktuk et la partie sud du delta de Mackenzie est attribuable à l'érosion antérieure aux séquences de Smoking Hills et d'Aklak.

La séquence de Boundary Creek a été déposée dans un milieu de plate-forme externe, de talus et de bassin, dans des conditions de faible concentration d'oxygène. Dans les strates, les palynomorphes et les dinoflagellés sont abondants; il y a cependant une importante absence du côté des macrofossiles et des foraminifères, laquelle corrobore l'hypothèse d'un milieu de dépôt confiné.

Dans la succession de Boundary Creek, aucune lithologie pouvant être considérée comme une roche réservoir n'a été identifiée, ce qui explique l'absence de découverte d'hydrocarbures. Par contre, ces roches sont extrêmement riches en matière organique et des teneurs en carbone organique de 3 à 5 % ainsi que, par endroits, aussi élevées que 7 % ont été calculées. Cette unité représente donc une roche mère potentielle incontestable mais à ce jour, aucune occurrence de pétrole n'a été associée à la Formation de Boundary Creek.

Contour interval 100 metres
Équidistance des courbes : 100 mètres

Compiler: Compilateur:
J. Dixon

Lambert Conformal Conic Projection
Standard Parallels 68°40'N and 71°30'N
Projection conique conforme de Lambert
parallèles d'échelle conservée 68°40'N et 71°30'N

kilometres 10 0 10 20 30 kilomètres

1:1 000 000

FIGURE 44

ISOPACH MAP: SMOKING HILLS SEQUENCE

CARTE D'ISOPAQUES DE LA SÉQUENCE DE SMOKING HILLS

J. Dixon

The Santonian–Campanian Smoking Hills Sequence (Dixon et al., 1992) is a shale-dominant succession present in outcrop in Anderson Plain and in the vicinity of Inuvik and Noell Lake. In the subsurface, it is present under most of the Tuktoyaktuk Peninsula and parts of the Mackenzie Delta. Bentonite interbeds are abundant and range in thickness from a few millimetres to several metres, although in the latter instance they probably consist of amalgamated beds. In the subsurface the succession contains some radioactive zones that show as distinct high gamma-ray counts on logs.

The succession is up to 400 m thick in the vicinity of the Imnak J-29 and Kugpik O-24 wells. It is absent in the northern Yukon, presumably due to pre-Fish River erosion. There is pronounced erosion of Smoking Hills strata at the southwestern end of Kugmallit Trough, due to early Tertiary erosion, principally pre-Aklak erosion. This eroded area corresponds approximately to the position of Young et al.'s (1976) Caribou High.

Smoking Hills strata are very similar in character to those of the Boundary Creek Sequence and are likewise identified as outer shelf to basinal deposits formed under low-oxygen conditions.

A lack of suitable reservoir rock characterizes this succession but it is very rich in organic carbon and has been identified as the source for some of the oil discoveries along the Tuktoyaktuk Peninsula and south Mackenzie Delta. Organic carbon content averages 5 to 7% and values up to 12% have been recorded from outcrops along Horton River.

J. Dixon

La séquence de Smoking Hills (Dixon et al., 1992) du Santonien au Campanien se compose principalement de shale; des affleurements de cette unité ont été signalés dans la plaine d'Anderson de même qu'aux environs d'Inuvik et du lac Noell. En subsurface, cette séquence est présente sous la presque totalité de la péninsule Tuktoyaktuk et des parties du delta du Mackenzie. De fréquents interlits de bentonite sont observés et varient en épaisseur de quelques millimètres à plusieurs mètres; lorsqu'ils sont de dimension métrique, les interlits consistent probablement en un assemblage de lits. Toujours en subsurface, la succession présente des zones radioactives qui ont été identifiées par des pics distincts du rayonnement gamma sur les diagraphies.

Aux environs des puits Imnak J-29 et Kugpik 0-24, la séquence mesure jusqu'à 400 m d'épaisseur. Dans le Yukon septentrional, les roches de Smoking Hills sont absentes; on présume que cette lacune est due à une érosion antérieure à la séquence de Fish River. Les strates de Smoking Hills sont fortement érodées à l'extrémité sud-ouest de la cuvette de Kugmallit, résultat d'une érosion tertiaire qui s'est déroulée principalement avant le dépôt de la séquence d'Aklak. Ce secteur érodé correspond approximativement à l'emplacement de la hauteur de Caribou de Young et al. (1976).

Les strates de Smoking Hills ressemblent beaucoup à celles de Boundary Creek; elles sont également considérées comme des roches sédimentaires déposées dans un milieu variant d'un environnement de plate-forme continentale externe à une zone de bassin, dans des conditions de faible concentration d'oxygène.

Dans ces strates, peu de lithologies peuvent être considérées comme des roches réservoirs; cependant, ces unités sont très riches en carbone organique et ont été interprétées comme les roches mères de quelques occurrences de pétrole découvertes le long de la péninsule Tuktoyaktuk et dans la partie sud du delta du Mackenzie. La proportion moyenne de carbone organique varie de 5 à 7 % mais des teneurs aussi élevées que 12 % ont été signalées dans des roches provenant d'affleurements le long de la rivière Horton.

Reflection seismic indicates erosion of Smoking Hills strata.
Selon les données de sismique-réflexion, des strates de Smoking Hills ont été érodées.

Reflection seismic indicates erosion of Smoking Hills strata
Selon les données de sismique-réflexion, des strates de Smoking Hills ont été érodées.

Contour interval 100 metres
Équidistance des courbes : 100 mètres

Compiler: Compilateur:
J. Dixon

Lambert Conformal Conic Projection
Standard Parallels 68°40' N and 71°20' N
Projection conique conforme de Lambert
parallèles d'échelle conservée 68°40' N et 71°20' N

kilometres 10 0 10 20 30 kilomètres
1:1 000 000

FIGURE 45

ISOPACH MAP: FISH RIVER SEQUENCE

CARTE D'ISOPAQUES DE LA SÉQUENCE DE FISH RIVER

J. Dixon and J.R. Dietrich

The Maastrichtian–Lower Paleocene Fish River Sequence (Dixon et al., 1992) contains the Tent Island and Mason River formations, and the sandstone member of the Moose Channel Formation. It is known from outcrops in Anderson Plain and the coastal plain of northern Yukon. In the subsurface, it is known to be present under Tuktoyaktuk Peninsula and central Mackenzie Delta. Equivalent strata are thought to be present in the offshore areas, based on the interpretation of reflection seismic profiles. However, few wells have penetrated Fish River strata under the Beaufort Sea. The thickest known occurrence is in the Fish River B-60 well, at the extreme northern end of the Richardson Mountains, where 1879 m of strata were penetrated. Based on comparison with other deltaic sequences in the region and the interpretation of reflection seismic data, it is possible that the Fish River Sequence may attain thicknesses up to 6000 m in the offshore areas of the western Beaufort Sea. There is a prominent erosional feature at the southwestern end of Kugmallit Trough, on the Caribou High (Young et al., 1976), which is the result of Paleocene uplift and pre-Aklak erosion.

Because a sequence is a rock body encompassing many facies, the Fish River Sequence has a wide range of lithotypes and depositional facies within it. Lithotypes range from shale to conglomerate, and depositional environments from submarine canyon/fan to delta plain. Beds of the Cuesta Creek Member (Tent Island Formation) are present at the base of the sequence in the northern Yukon and under southwest Mackenzie Delta, and rest erosionally on Boundary Creek strata. Cuesta Creek strata consist of interbedded conglomerate, sandstone and shale deposited in a submarine canyon or submarine fan (Dixon, 1988). These beds are overlain by shale and mudstone of slope to shelf origin (mudstone member, Tent Island Formation). East of Mackenzie Delta there are no known coarse clastics at the base of the sequence; slope and shelf shales of the Mason River Formation rest abruptly on Smoking Hills Formation. In the western half of the region, the slope and shelf shales are overlain by deltaic deposits of the sandstone member, Moose Channel Formation. East of Mackenzie Delta, deltaic deposits are absent due to facies change and also some erosion. The Fish River deltaic complex appears to have been centred over the western part of the Beaufort–Mackenzie area, probably under Mackenzie Bay.

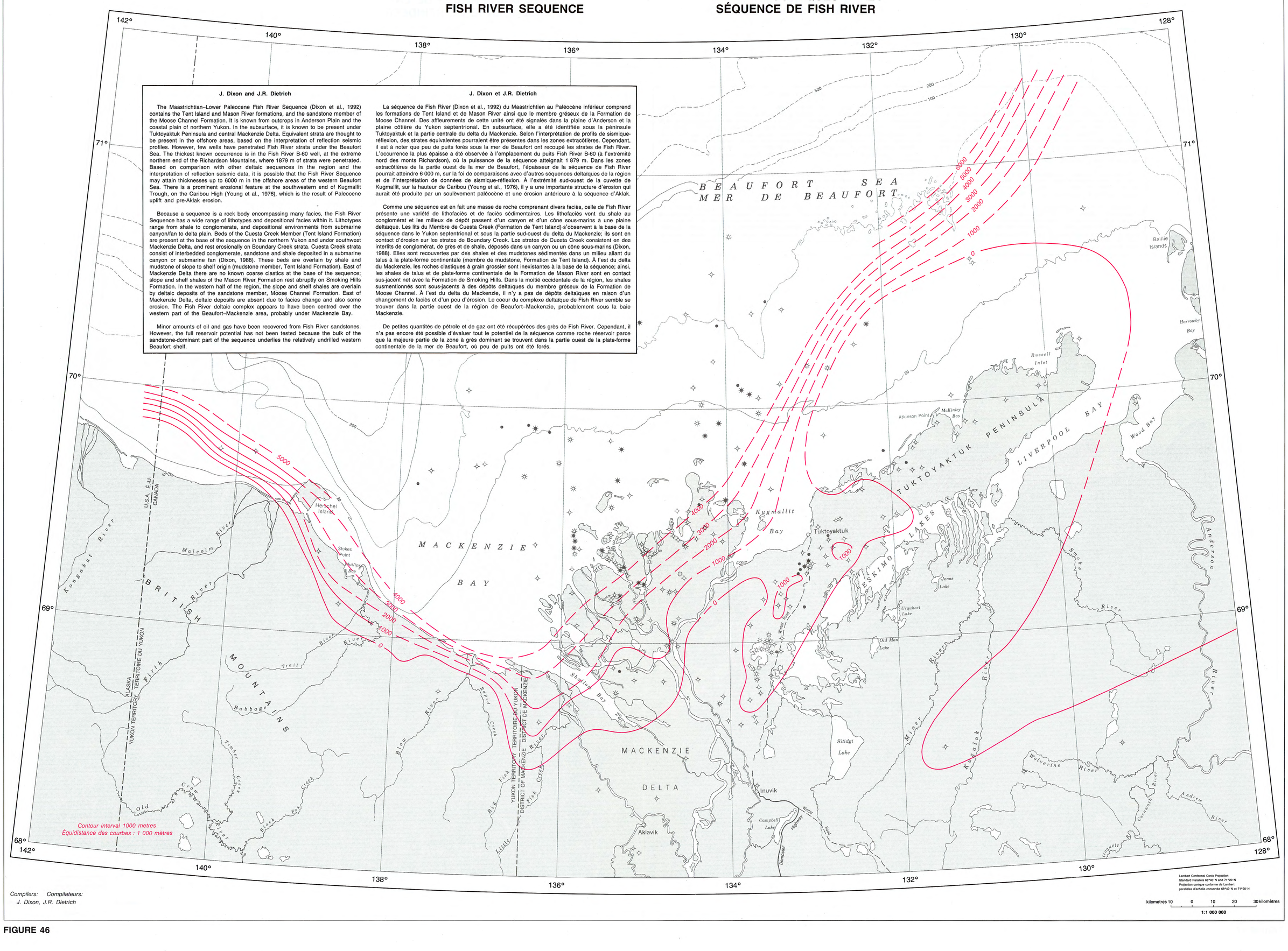
Minor amounts of oil and gas have been recovered from Fish River sandstones. However, the full reservoir potential has not been tested because the bulk of the sandstone-dominant part of the sequence underlies the relatively undrilled western Beaufort shelf.

J. Dixon et J.R. Dietrich

La séquence de Fish River (Dixon et al., 1992) du Maastrichtien au Paléocène inférieur comprend les formations de Tent Island et de Mason River ainsi que le membre gréseux de la Formation de Moose Channel. Des affleurements de cette unité ont été signalés dans la plaine d'Anderson et la plaine côtière du Yukon septentrional. En subsurface, elle a été identifiée sous la péninsule Tuktoyaktuk et la partie centrale du delta du Mackenzie. Selon l'interprétation de profils de sismique-réflexion, des strates équivalentes pourraient être présentes dans les zones extracôtières. Cependant, il est à noter que peu de puits forés sous la mer de Beaufort ont recoupé les strates de Fish River. L'occurrence la plus épaisse a été observée à l'emplacement du puits Fish River B-60 (à l'extrémité nord des monts Richardson), où la puissance de la séquence atteignait 1 879 m. Dans les zones extracôtières de la partie ouest de la mer de Beaufort, l'épaisseur de la séquence de Fish River pourrait atteindre 6 000 m, sur la foi de comparaisons avec d'autres séquences deltaïques de la région et de l'interprétation de données de sismique-réflexion. À l'extrémité sud-ouest de la cuvette de Kugmallit, sur la hauteur de Caribou (Young et al., 1976), il y a une importante structure d'érosion qui aurait été produite par un soulèvement paléocène et une érosion antérieure à la séquence d'Aklak.

Comme une séquence est en fait une masse de roche comprenant divers faciès, celle de Fish River présente une variété de lithofaciès et de faciès sédimentaires. Les lithofaciès vont du shale au conglomérat et les milieux de dépôt passent d'un canyon et d'un cône sous-marins à une plaine deltaïque. Les lits du Membre de Cuesta Creek (Formation de Tent Island) s'observent à la base de la séquence dans le Yukon septentrional et sous la partie sud-ouest du delta du Mackenzie; ils sont en contact d'érosion sur les strates de Boundary Creek. Les strates de Cuesta Creek consistent en des interlits de conglomérat, de grès et de shale, déposés dans un canyon ou un cône sous-marins (Dixon, 1988). Elles sont recouvertes par des shales et des mudstones sédimentés dans un milieu allant du talus à la plate-forme continentale (membre de mudstone, Formation de Tent Island). À l'est du delta du Mackenzie, les roches clastiques à grain grossier sont inexistantes à la base de la séquence; ainsi, les shales de talus et de plate-forme continentale de la Formation de Mason River sont en contact sus-jacent net avec la Formation de Smoking Hills. Dans la moitié occidentale de la région, les shales susmentionnés sont sous-jacents à des dépôts deltaïques du membre gréseux de la Formation de Moose Channel. À l'est du delta du Mackenzie, il n'y a pas de dépôts deltaïques en raison d'un changement de faciès et d'un peu d'érosion. Le coeur du complexe deltaïque de Fish River semble se trouver dans la partie ouest de la région de Beaufort–Mackenzie, probablement sous la baie Mackenzie.

De petites quantités de pétrole et de gaz ont été récupérées des grès de Fish River. Cependant, il n'a pas encore été possible d'évaluer tout le potentiel de la séquence comme roche réservoir parce que la majeure partie de la zone à grès dominant se trouvent dans la partie ouest de la plate-forme continentale de la mer de Beaufort, où peu de puits ont été forés.



Compilers: Compilateurs:
J. Dixon, J.R. Dietrich

Lambert Conformal Conic Projection
Standard Parallels 68°40'N and 71°20'N
Projection conique conforme de Lambert
parallèles d'echelle conservée 68°40'N et 71°20'N

kilometres 10 0 10 20 30 kilomètres

1:1 000 000

FIGURE 46

ISOPACH MAP: REINDEER SUPERSEQUENCE

CARTE D'ISOPAQUES DE LA SUPERSÉQUENCE DE REINDEER

J. Dixon and J.R. Dietrich

Strata from the base of the Ministicoog shale to the base of the Richards shale were originally included in one sequence, the Reindeer Sequence (Dietrich et al., 1985). Later work indicated that, on a regional basis, there was a major unconformity within the Reindeer Sequence and it was informally divided into Upper and Lower Reindeer sequences. The two new sequences have been named the Aklak and Taglu sequence, respectively. However, in some parts of the basin, especially under Mackenzie Delta and the nearshore areas, the two sequences are not readily identified on reflection seismic or from well data; consequently, it was desirable to retain a sequence name that could encompass the two.

The Reindeer Supersequence probably attains thicknesses of 5000 m or more, under the outer Mackenzie Delta and western Beaufort Sea. The landward thinning is both depositional and a result of truncation by younger erosional events, principally at the sub-Iperk unconformity.

Because it contains two depositional sequences there is an overlap of the two contained delta complexes. The older Aklak delta complex extends at least as far west as the Natsek well location, and probably extends into the US Beaufort Sea. Eastward, the supersequence is present under the Tuktoyaktuk Peninsula but principally as the erosional edge of the Aklak Sequence, although some Taglu strata are present. The younger Taglu delta complex is centred more to the east, under Mackenzie Delta.

J. Dixon et J.R. Dietrich

Les strates allant de la base du shale de Ministicoog à celle du shale de Richards ont d'abord été regroupées en une seule entité, soit la séquence de Reindeer (Dietrich et al., 1985). Des travaux subséquents (à l'échelle régionale) ont permis d'identifier une discordance majeure dans la séquence de Reindeer; il a donc fallu la diviser officieusement en séquences supérieure et inférieure de Reindeer. Ces deux nouvelles unités ont été dénommées respectivement les séquences d'Aklak et de Taglu. Par contre, à quelques endroits dans le bassin, plus précisément sous le delta du Mackenzie et dans les zones littorales, les deux séquences ne sont pas facilement différenciables à partir des données de sismique-réflexion ou des puits et il a été préférable de garder une dénomination qui englobait les deux divisions susmentionnées.

Sous la zone externe du delta du Mackenzie et la partie ouest de la mer de Beaufort, la superséquence de Reindeer possède une épaisseur de 5 000 m et plus. L'amincissement du côté de la terre est associé tant à des phénomènes sédimentaires qu'à une troncature par des processus d'érosion plus jeunes, essentiellement au niveau de la discordance marquant la base de la séquence d'Iperk.

Puisque la superséquence renferme deux séquences sédimentaires distinctes, il y a un recouvrement des deux complexes deltaïques qu'elle représente. Le complexe deltaïque d'Aklak (plus vieux) s'étend vers l'ouest au moins jusqu'à l'emplacement du puits Natsek et se poursuit probablement sur le territoire américain de la mer de Beaufort. Vers l'est, la superséquence s'observe sous la péninsule Tuktoyaktuk, représentant principalement le biseau d'érosion de la séquence d'Aklak; cependant, quelques strates de Taglu ont été signalées. Le coeur du complexe deltaïque de Taglu (plus jeune) se situe plus à l'est, sous le delta du Mackenzie.

Contour interval 1000 metres
Équidistance des courbes : 1 000 mètres

Compilers: Compilateurs:
J. Dixon, J.R. Dietrich

Lambert Conformal Conic Projection
Standard Parallels 68°40' N and 71°20' N
Projection conique conforme de Lambert
parallèles d'échelle conservée 68°40' N et 71°20' N

kilometres 10 0 10 20 30 kilometres

1:1 000 000

FIGURE 47

ISOPACH MAP: AKLAK SEQUENCE

CARTE D'ISOPAQUES DE LA SÉQUENCE D'AKLAK

J. Dixon and J.R. Dietrich

The Paleocene–Lower Eocene Aklak Sequence contains strata of the Ministicoog Member (Moose Channel Formation) and Aklak Member, Reindeer Formation. Originally, Aklak strata were part of the more vertically extensive Reindeer Sequence (Dietrich et al., 1985). However, subsequent work (Dietrich et al., 1989) revealed that two sequences could be recognized within the Reindeer succession. There is very little outcrop of this sequence; it is present in Caribou Hills, northern Richardson Mountains and along parts of the northern Yukon coastal plain. However, it has been penetrated by a number of wells under Mackenzie Delta and a few offshore wells. Aklak strata rest unconformably on older beds on the basin margins, although the degree of discordance and erosion varies between locations. For example, along Fish River there is no obvious erosion or angular discordance, whereas at Caribou Hills, Aklak strata rest with marked erosional contact on Smoking Hills strata.

The known maximum thickness is in excess of 2700 m under eastern Mackenzie Bay. Reflection seismic indicates that Aklak strata are widespread under the western Beaufort Sea and may attain thicknesses of 5000 m or more.

In the northern Richardson Mountains the Aklak Sequence begins with a shale succession (Ministicoog Member) which is overlain by interbedded sandstone, shale and coal of deltaic origin. In its westernmost known occurrence (Natsek E-56) deltaic rocks of the sequence rest unconformably on Fish River strata but there is very little lithological contrast between the two sequences (Dietrich et al., 1989). Northeast of the Parsons Lake area, on Tuktoyaktuk Peninsula, the deltaic Aklak beds rapidly change to shelf/prodelta shale. The Aklak delta complex extends westward from about the Parsons Lake area to at least the Natsek E-56 well, and reflection seismic character suggests that it extends into the US Beaufort Sea.

Oil and gas have been recovered from Aklak sandstone beds in the Mackenzie Delta area and there is considerable potential for additional discoveries in the west Beaufort Sea where there has been little exploration.

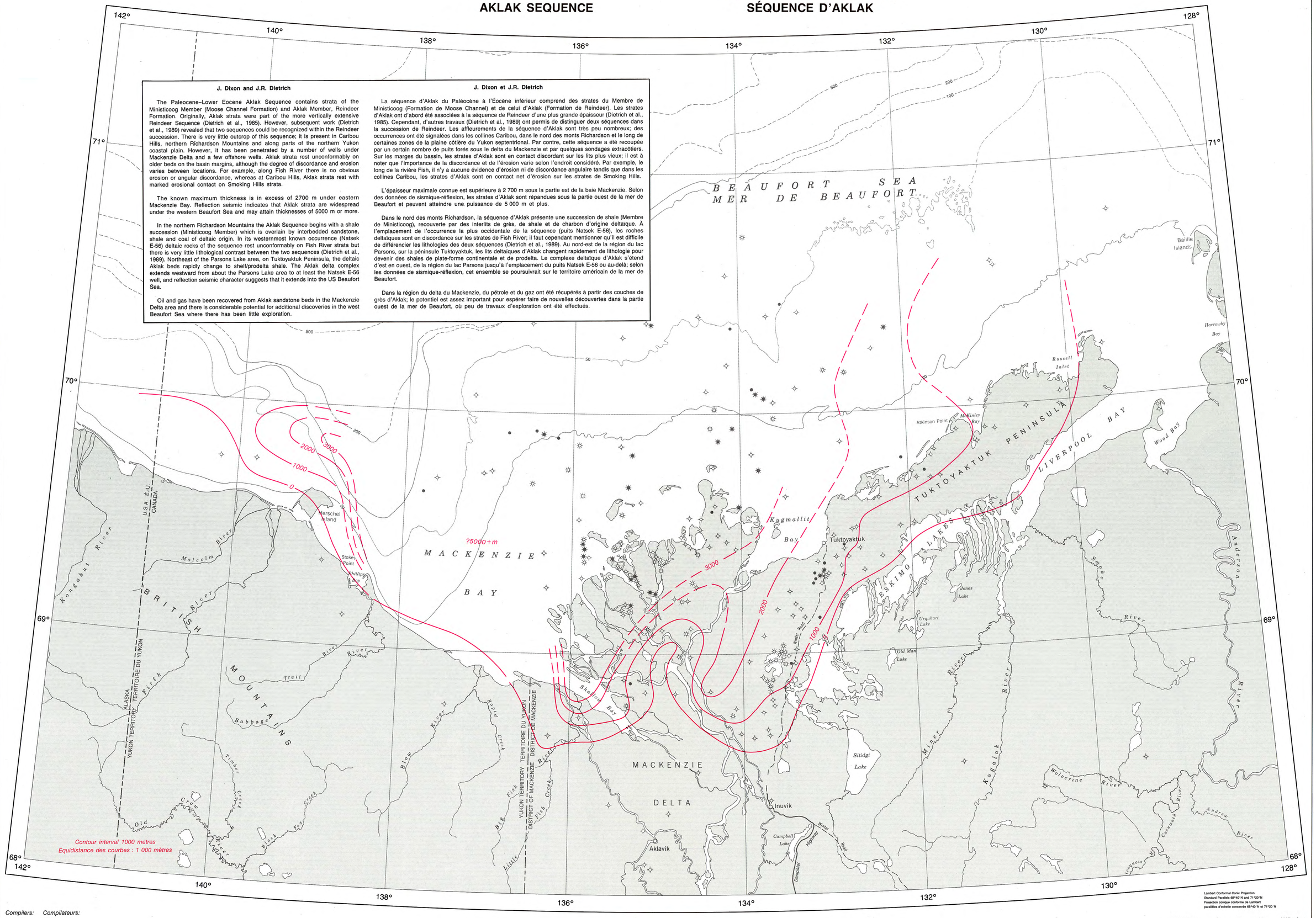
J. Dixon et J.R. Dietrich

La séquence d'Aklak du Paléocène à l'Éocène inférieur comprend des strates du Membre de Ministicoog (Formation de Moose Channel) et de celui d'Aklak (Formation de Reindeer). Les strates d'Aklak ont d'abord été associées à la séquence de Reindeer d'une plus grande épaisseur (Dietrich et al., 1985). Cependant, d'autres travaux (Dietrich et al., 1989) ont permis de distinguer deux séquences dans la succession de Reindeer. Les affleurements de la séquence d'Aklak sont très peu nombreux; des occurrences ont été signalées dans les collines Caribou, dans le nord des monts Richardson et le long de certaines zones de la plaine côtière du Yukon septentrional. Par contre, cette séquence a été recoupée par un certain nombre de puits forés sous le delta du Mackenzie et par quelques sondages extracôtiers. Sur les marges du bassin, les strates d'Aklak sont en contact discordant sur les lits plus vieux; il est à noter que l'importance de la discordance et de l'érosion varie selon l'endroit considéré. Par exemple, le long de la rivière Fish, il n'y a aucune évidence d'érosion ni de discordance angulaire tandis que dans les collines Caribou, les strates d'Aklak sont en contact net d'érosion sur les strates de Smoking Hills.

L'épaisseur maximale connue est supérieure à 2 700 m sous la partie est de la baie Mackenzie. Selon des données de sismique-réflexion, les strates d'Aklak sont répandues sous la partie ouest de la mer de Beaufort et peuvent atteindre une puissance de 5 000 m et plus.

Dans le nord des monts Richardson, la séquence d'Aklak présente une succession de shale (Membre de Ministicoog), recouverte par des interlits de grès, de shale et de charbon d'origine deltaïque. À l'emplacement de l'occurrence la plus occidentale de la séquence (puits Natsek E-56), les roches deltaïques sont en discordance sur les strates de Fish River; il faut cependant mentionner qu'il est difficile de différencier les lithologies des deux séquences (Dietrich et al., 1989). Au nord-est de la région du lac Parsons, sur la péninsule Tuktoyaktuk, les lits deltaïques d'Aklak changent rapidement de lithologie pour devenir des shales de plate-forme continentale et de prodelta. Le complexe deltaïque d'Aklak s'étend d'est en ouest, de la région du lac Parsons jusqu'à l'emplacement du puits Natsek E-56 ou au-delà; selon les données de sismique-réflexion, cet ensemble se poursuivrait sur le territoire américain de la mer de Beaufort.

Dans la région du delta du Mackenzie, du pétrole et du gaz ont été récupérés à partir des couches de grès d'Aklak; le potentiel est assez important pour espérer faire de nouvelles découvertes dans la partie ouest de la mer de Beaufort, où peu de travaux d'exploration ont été effectués.



Compilers: J. Dixon, J.R. Dietrich
Compilateurs:

FIGURE 48

ISOPACH MAP: TAGLU SEQUENCE

CARTE D'ISOPAQUES DE LA SÉQUENCE DE TAGLU

J. Dixon and J.R. Dietrich

The Lower to Middle Eocene Taglu Sequence (Dietrich et al., 1989) is the upper sequence of the Reindeer Supersequence. Nowhere are Taglu strata known to be exposed. The Taglu Sequence is at least 3000 m thick under the outer Mackenzie Delta. West of Mackenzie Trough, Taglu strata have been extensively eroded and are limited to the Demarcation subbasin and the Natsek High.

The deltaic facies of the Taglu Sequence are centred over the outer Mackenzie Delta. West and north of the Minuk I-53 well the facies change to shelf/prodelta shales and mudstones. Between Natsek E-56 and Edlok N-56 the depositional environment changes from outer shelf to slope and basin, and in the Edlok N-56 well, sandstones of submarine fan origin have been interpreted in the Taglu sequence. The oceanward extent of the depositional facies remains speculative.

Significant quantities of hydrocarbons have been recovered from Taglu deltaic strata; of especial note is the gas from the Taglu field. Taglu sandstones generally are porous under Mackenzie Delta and are good potential reservoirs.

J. Dixon et J.R. Dietrich

La séquence de Taglu (Dietrich et al., 1989) de l'Éocène inférieur à moyen constitue la partie supérieure de la supersequence de Reindeer. Aucun affleurement de la présente séquence n'a été signalé. Sous la zone externe du delta de Mackenzie, la séquence de Taglu possède une épaisseur d'au moins 3 000 m. À l'ouest de la cuvette de Mackenzie, les strates de Taglu ont été fortement érodées et leur étendue se limite au sous-bassin de Demarcation et à la hauteur de Natsek.

Les faciès deltaïques de la séquence de Taglu s'observent essentiellement dans la zone externe du delta du Mackenzie. À l'ouest et au nord du puits Minuk I-53, les faciès changent et font place à des shales et des mudstones de plate-forme continentale et de prodelta. Entre les puits Natsek E-56 et Edlok N-56, le milieu de sédimentation passe d'un environnement de plate-forme continentale externe à des conditions de sédimentation de talus et de bassin; dans le puits Edlok N-56, des grès de cône sous-marin ont été identifiés dans la séquence de Taglu. Le prolongement vers l'océan des faciès sédimentaires demeure hypothétique.

Des quantités significatives d'hydrocarbures ont été récupérées des strates deltaïques de Taglu, notamment le gaz du champ Taglu. Sous le delta du Mackenzie, les grès de Taglu possèdent généralement une bonne porosité et un potentiel intéressant comme roche réservoir.

Contour interval 1000 metres
Équidistance des courbes : 1 000 mètres

Compilers: Compilateurs:
J. Dixon, J.R. Dietrich

Lambert Conformal Conic Projection
Standard Parallels 68°40′ N and 71°20′ N
Projection conique conforme de Lambert
parallèles d'échelle conservée 68°40′ N et 71°20′ N

kilometres 10 0 10 20 30 kilomètres

1:1 000 000

FIGURE 49

ISOPACH MAP: RICHARDS SEQUENCE

CARTE D'ISOPAQUES DE LA SÉQUENCE DE RICHARDS

J. Dixon and J.R. Dietrich

The Middle to Upper Eocene Richards Sequence (Dixon et al., 1992) contains the Richards Formation, and in the Ivik area, the lower sandstone-bearing beds of the Kugmallit Formation have been interpreted as part of the Richards Sequence. In the latter area the upper bounding unconformity of the Richards Sequence has been correlated through the lower Kugmallit Formation (Dixon et al., 1992).

Richards strata are slightly in excess of 2000 m thick at the Umiat N-10 well, the thickest known section. The known and projected isopach trends suggest that the Umiat to Ivik area may be region of thickest preservation. There is a pronounced thinning of Richards strata a few kilometres to the southeast of Umiat, in the vicinity of the Kilagmiotak wells, presumably due to uplift and erosion on a local structure.

The bulk of the known Richards Sequence consists of shale with minor, although locally significant, interbeds of sandstone and/or conglomerate. The shale-dominant succession is interpreted as comprising shelf and slope sediments with some coarse clastic, sediment gravity-flow deposits. In the Ivik area there is a locally preserved succession of shale-to-sandstone, coarsening-upward units of delta-front origin. At Edlok N-56, the westernmost known occurrence, there is a thin representative of the Richards Sequence that is very sandy and has been interpreted as representing shoreline deposits lateral to the delta complex that was under Mackenzie Delta and the adjacent nearshore area.

Oil has been recovered from Richards delta-front sandstones at Ivik J-26. Although generally good reservoirs, these sandstones tend to have more carbonate cement than most other known Tertiary sandstone reservoir horizons. The restricted distribution of the delta-front sandstones limits the play potential of the Richards Sequence. However, the basal part of the Richards Sequence has been identified as the oil source for most of the Tertiary discoveries in the central Beaufort–Mackenzie area (Brooks, 1986). As well as a source rock the Richards shale acts as a vertical and lateral seal to Taglu and Aklak sandstones.

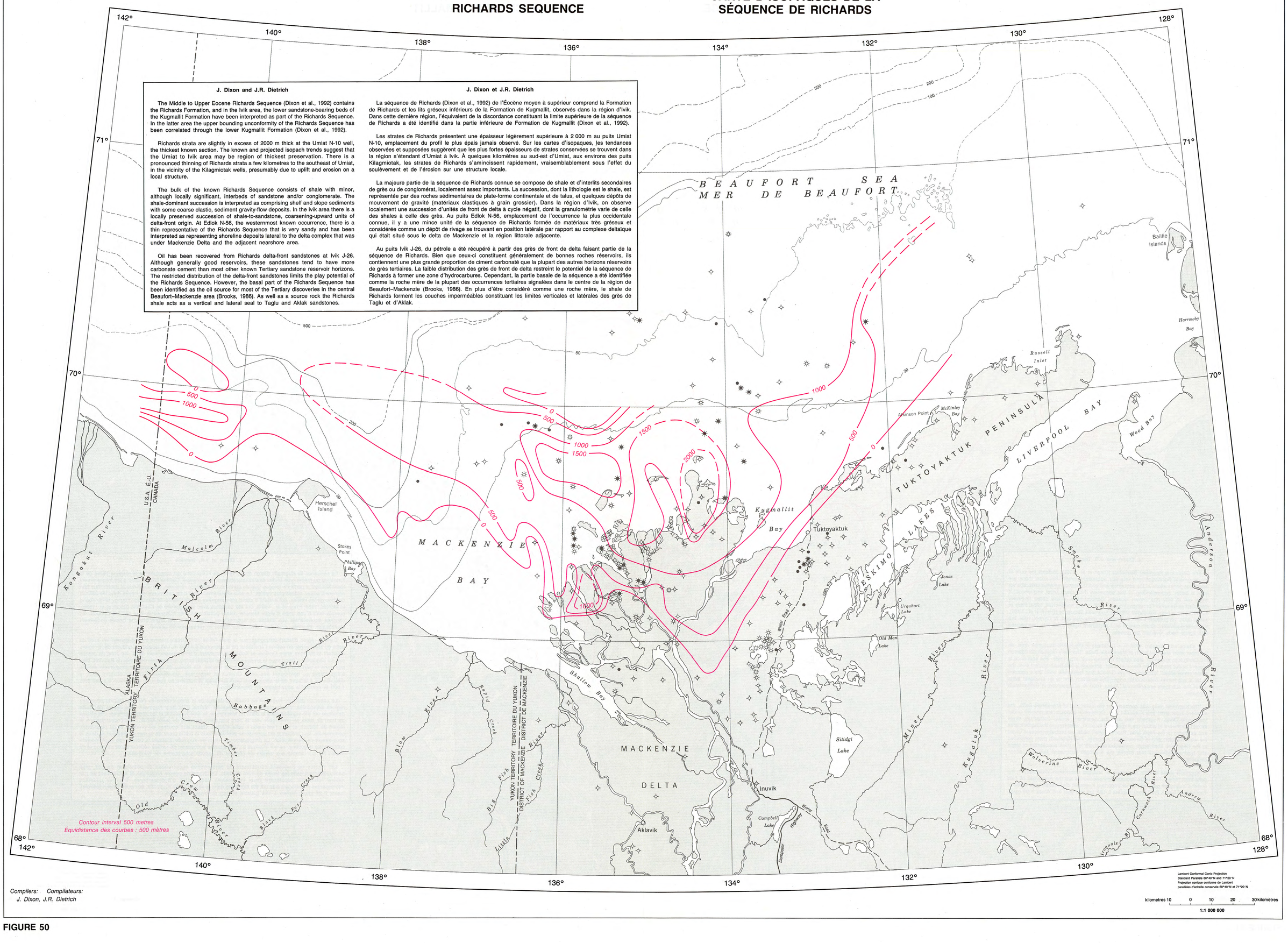
J. Dixon et J.R. Dietrich

La séquence de Richards (Dixon et al., 1992) de l'Éocène moyen à supérieur comprend la Formation de Richards et les lits gréseux inférieurs de la Formation de Kugmallit, observés dans la région d'Ivik. Dans cette dernière région, l'équivalent de la discordance constituant la limite supérieure de la séquence de Richards a été identifié dans la partie inférieure de Formation de Kugmallit (Dixon et al., 1992).

Les strates de Richards présentent une épaisseur légèrement supérieure à 2 000 m au puits Umiat N-10, emplacement du profil le plus épais jamais observé. Sur les cartes d'isopaques, les tendances observées et supposées suggèrent que les plus fortes épaisseurs de strates conservées se trouvent dans la région s'étendant d'Umiat à Ivik. À quelques kilomètres au sud-est d'Umiat, aux environs des puits Kilagmiotak, les strates de Richards s'amincissent rapidement, vraisemblablement sous l'effet du soulèvement et de l'érosion sur une structure locale.

La majeure partie de la séquence de Richards connue se compose de shale et d'interlits secondaires de grès ou de conglomérat, localement assez importants. La succession, dont la lithologie est le shale, est représentée par des roches sédimentaires de plate-forme continentale et de talus, et quelques dépôts de mouvement de gravité (matériaux clastiques à grain grossier). Dans la région d'Ivik, on observe localement une succession d'unités de front de delta à cycle négatif, dont la granulométrie varie de celle des shales à celle des grès. Au puits Edlok N-56, emplacement de l'occurrence la plus occidentale connue, il y a une mince unité de la séquence de Richards formée de matériaux très gréseux et considérée comme un dépôt de rivage se trouvant en position latérale par rapport au complexe deltaïque qui était situé sous le delta de Mackenzie et la région littorale adjacente.

Au puits Ivik J-26, du pétrole a été récupéré à partir des grès de front de delta faisant partie de la séquence de Richards. Bien que ceux-ci constituent généralement de bonnes roches réservoirs, ils contiennent une plus grande proportion de ciment carbonaté que la plupart des autres horizons réservoirs de grès tertiaires. La faible distribution des grès de front de delta restreint le potentiel de la séquence de Richards à former une zone d'hydrocarbures. Cependant, la partie basale de la séquence a été identifiée comme la roche mère de la plupart des occurrences tertiaires signalées dans le centre de la région de Beaufort–Mackenzie (Brooks, 1986). En plus d'être considéré comme une roche mère, le shale de Richards forment les couches imperméables constituant les limites verticales et latérales des grès de Taglu et d'Aklak.

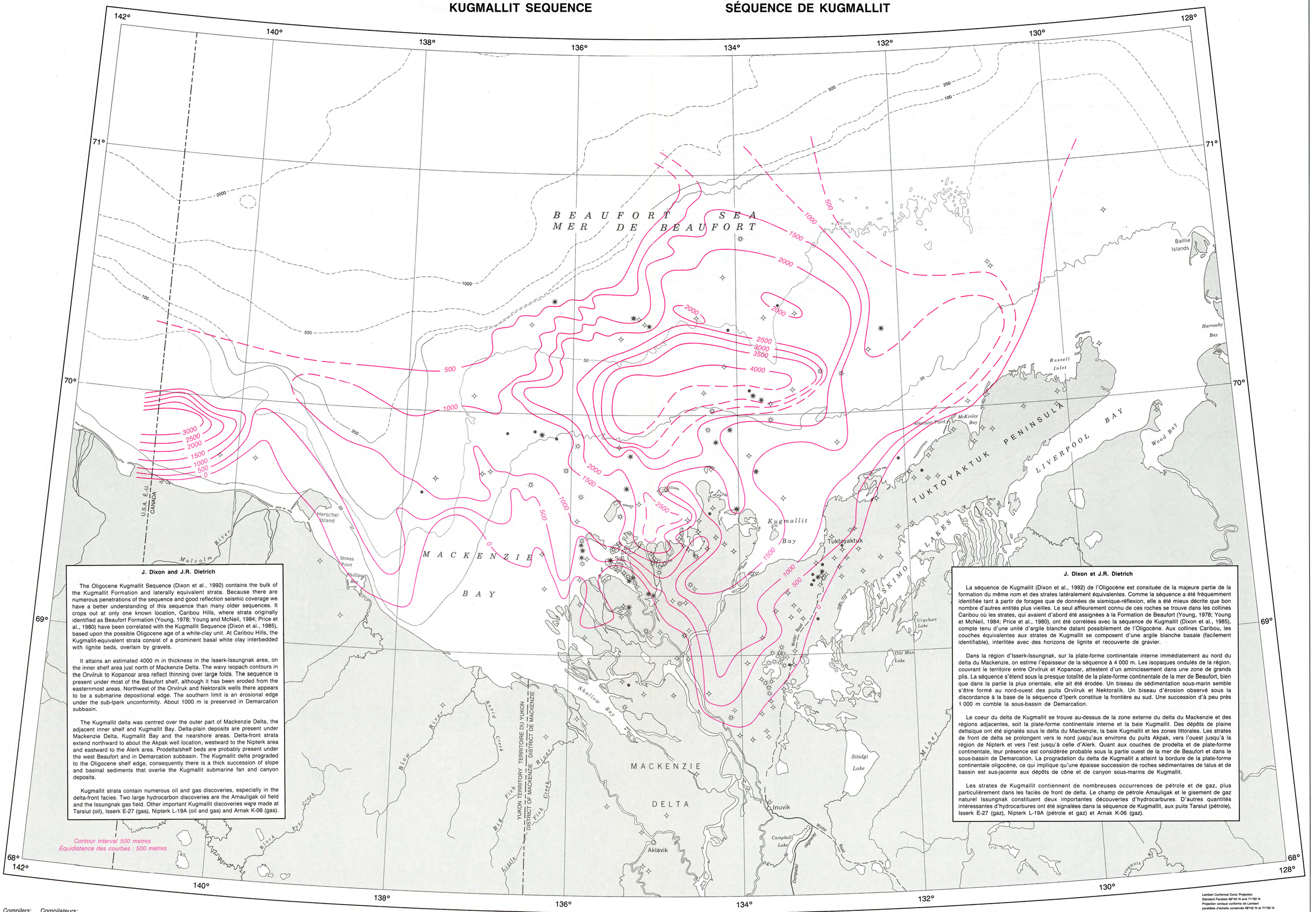


Compilers: Compilateurs:
J. Dixon, J.R. Dietrich

FIGURE 50

ISOPACH MAP: KUGMALLIT SEQUENCE

CARTE D'ISOPAQUES DE LA SÉQUENCE DE KUGMALLIT



J. Dixon and J.R. Dietrich

The Oligocene Kugmallit Sequence (Dixon et al., 1992) contains the bulk of the Kugmallit Formation and laterally equivalent strata. Because there are numerous penetrations of the sequence and good reflection seismic coverage we have a better understanding of this sequence than many older sequences. It crops out at only one known location, Caribou Hills, where strata originally identified as Beaufort Formation (Young, 1978; Young and McNeil, 1984; Price et al., 1980) have been correlated with the Kugmallit Sequence (Dixon et al., 1985), based upon the possible Oligocene age of a white-clay unit. At Caribou Hills, the Kugmallit-equivalent strata consist of a prominent basal white clay interbedded with lignite beds, overlain by gravels.

It attains an estimated 4000 m in thickness in the Isserk-Issungnak area, on the inner shelf area just north of Mackenzie Delta. The wavy isopach contours in the Orvilruk to Kopanoar area reflect thinning over large folds. The sequence is present under most of the Beaufort shelf, although it has been eroded from the easternmost areas. Northwest of the Orvilruk and Nektoralik wells there appears to be a submarine depositional edge. The southern limit is an erosional edge under the sub-Iperk unconformity. About 1000 m is preserved in Demarcation subbasin.

The Kugmallit delta was centred over the outer part of Mackenzie Delta, the adjacent inner shelf and Kugmallit Bay. Delta-plain deposits are present under Mackenzie Delta, Kugmallit Bay and the nearshore areas. Delta-front strata extend northward to about the Akpak well location, westward to the Nipterk area and eastward to the Alerk area. Prodelta/shelf beds are probably present under the west Beaufort and in Demarcation subbasin. The Kugmallit delta prograded to the Oligocene shelf edge, consequently there is a thick succession of slope and basinal sediments that overlie the Kugmallit submarine fan and canyon deposits.

Kugmallit strata contain numerous oil and gas discoveries, especially in the delta-front facies. Two large hydrocarbon discoveries are the Amauligak oil field and the Issungnak gas field. Other important Kugmallit discoveries were made at Tarsiut (oil), Isserk E-27 (gas), Nipterk L-19A (oil and gas) and Arnak K-06 (gas).

Contour interval 500 metres
Équidistance des courbes : 500 mètres

J. Dixon et J.R. Dietrich

La séquence de Kugmallit (Dixon et al., 1992) de l'Oligocène est consituée de la majeure partie de la formation du même nom et des strates latéralement équivalentes. Comme la séquence a été fréquemment identifiée tant à partir de forages que de données de sismique-réflexion, elle a été mieux décrite que bon nombre d'autres entités plus vieilles. Le seul affleurement connu de ces roches se trouve dans les collines Caribou où les strates, qui avaient d'abord été assignées à la Formation de Beaufort (Young, 1978; Young et McNeil, 1984; Price et al., 1980), ont été corrélées avec la séquence de Kugmallit (Dixon et al., 1985), compte tenu d'une unité d'argile blanche datant possiblement de l'Oligocène. Aux collines Caribou, les couches équivalentes aux strates de Kugmallit se composent d'une argile blanche basale (facilement identifiable), interlitée avec des horizons de lignite et recouverte de gravier.

Dans la région d'Iserk-Issungnak, sur la plate-forme continentale interne immédiatement au nord du delta du Mackenzie, on estime l'épaisseur de la séquence à 4 000 m. Les isopaques ondulés de la région, couvrant le territoire entre Orvilruk et Kopanoar, attestent d'un amincissement dans une zone de grands plis. La séquence s'étend sous la presque totalité de la plate-forme continentale de la mer de Beaufort, bien que dans la partie la plus orientale, elle ait été érodée. Un biseau de sédimentation sous-marin semble s'être formé au nord-ouest des puits Orvilruk et Nektoralik. Un biseau d'érosion observé sous la discordance à la base de la séquence d'Iperk constitue la frontière au sud. Une succession d'à peu près 1 000 m comble la sous-bassin de Demarcation.

Le coeur du delta de Kugmallit se trouve au-dessus de la zone externe du delta du Mackenzie et des régions adjacentes, soit la plate-forme continentale interne et la baie Kugmallit. Des dépôts de plaine deltaïque ont été signalés sous le delta du Mackenzie, la baie Kugmallit et les zones littorales. Les strates de front de delta se prolongent vers le nord jusqu'aux environs du puits Akpak, vers l'ouest jusqu'à la région de Nipterk et vers l'est jusqu'à celle d'Alerk. Quant aux couches de prodelta et de plate-forme continentale, leur présence est considérée probable sous la partie ouest de la mer de Beaufort et dans le sous-bassin de Demarcation. La progradation du delta de Kugmallit a atteint la bordure de la plate-forme continentale oligocène, ce qui implique qu'une épaisse succession de roches sédimentaires de talus et de bassin est sus-jacente aux dépôts de cône et de canyon sous-marins de Kugmallit.

Les strates de Kugmallit contiennent de nombreuses occurrences de pétrole et de gaz, plus particulièrement dans les faciès de front de delta. Le champ de pétrole Amauligak et le gisement de gaz naturel Issungnak constituent deux importantes découvertes d'hydrocarbures. D'autres quantités intéressantes d'hydrocarbures ont été signalées dans la séquence de Kugmallit, aux puits Tarsiut (pétrole), Isserk E-27 (gaz), Nipterk L-19A (pétrole et gaz) et Arnak K-06 (gaz).

Compilers: Compilateurs:
J. Dixon, J.R. Dietrich

Lambert Conformal Conic Projection
Standard Parallels 68°40' N and 71°20' N
Projection conique conforme de Lambert
parallèles d'échelle conservée 68°40' N et 71°20' N

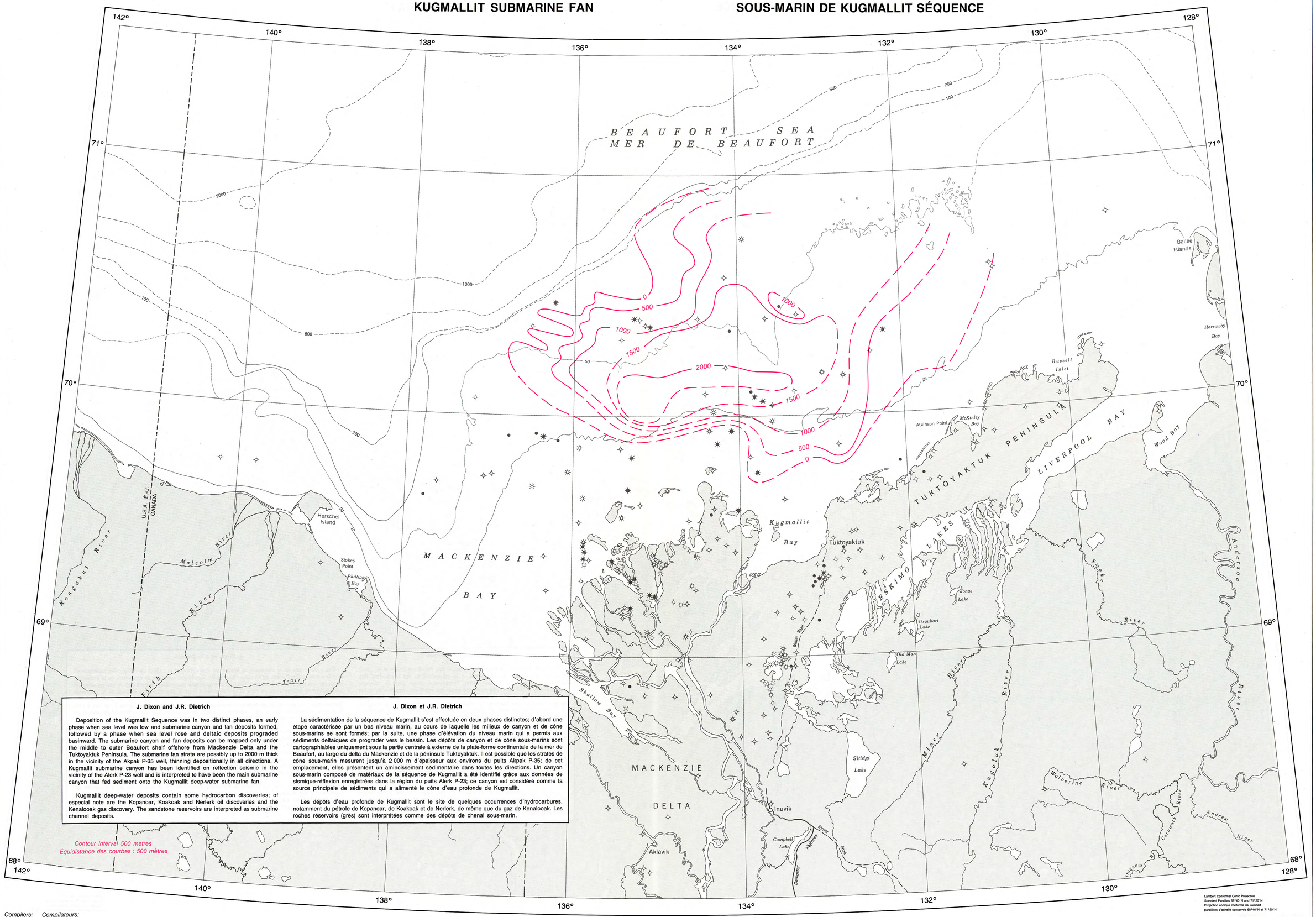
kilometres 10 0 10 20 30 kilomètres

1:1 000 000

FIGURE 51

ISOPACH MAP: KUGMALLIT SUBMARINE FAN

CARTE D'ISOPAQUES DES DÉPÔTS DE CÔNE SOUS-MARIN DE KUGMALLIT SÉQUENCE



J. Dixon and J.R. Dietrich

Deposition of the Kugmallit Sequence was in two distinct phases, an early phase when sea level was low and submarine canyon and fan deposits formed, followed by a phase when sea level rose and deltaic deposits prograded basinward. The submarine canyon and fan deposits can be mapped only under the middle to outer Beaufort shelf offshore from Mackenzie Delta and the Tuktoyaktuk Peninsula. The submarine fan strata are possibly up to 2000 m thick in the vicinity of the Akpak P-35 well, thinning depositionally in all directions. A Kugmallit submarine canyon has been identified on reflection seismic in the vicinity of the Alerk P-23 well and is interpreted to have been the main submarine canyon that fed sediment onto the Kugmallit deep-water submarine fan.

Kugmallit deep-water deposits contain some hydrocarbon discoveries; of especial note are the Kopanoar, Koakoak and Nerlerk oil discoveries and the Kenalooak gas discovery. The sandstone reservoirs are interpreted as submarine channel deposits.

J. Dixon et J.R. Dietrich

La sédimentation de la séquence de Kugmallit s'est effectuée en deux phases distinctes; d'abord une étape caractérisée par un bas niveau marin, au cours de laquelle les milieux de canyon et de cône sous-marins se sont formés; par la suite, une phase d'élévation du niveau marin qui a permis aux sédiments deltaïques de prograder vers le bassin. Les dépôts de canyon et de cône sous-marins sont cartographiables uniquement sous la partie centrale à externe de la plate-forme continentale de la mer de Beaufort, au large du delta du Mackenzie et de la péninsule Tuktoyaktuk. Il est possible que les strates de cône sous-marin mesurent jusqu'à 2 000 m d'épaisseur aux environs du puits Akpak P-35; de cet emplacement, elles présentent un amincissement sédimentaire dans toutes les directions. Un canyon sous-marin composé de matériaux de la séquence de Kugmallit a été identifié grâce aux données de sismique-réflexion enregistrées dans la région du puits Alerk P-23; ce canyon est considéré comme la source principale de sédiments qui a alimenté le cône d'eau profonde de Kugmallit.

Les dépôts d'eau profonde de Kugmallit sont le site de quelques occurrences d'hydrocarbures, notamment du pétrole de Kopanoar, de Koakoak et de Nerlerk, de même que du gaz de Kenalooak. Les roches réservoirs (grès) sont interprétées comme des dépôts de chenal sous-marin.

Contour interval 500 metres
Équidistance des courbes : 500 mètres

Compilers: Compilateurs:
J. Dixon, J.R. Dietrich

Lambert Conformal Conic Projection
Standard Parallels 68°40'N and 71°20'N
Projection conique conforme de Lambert
parallèles d'echelle conservée 68°40'N et 71°20'N

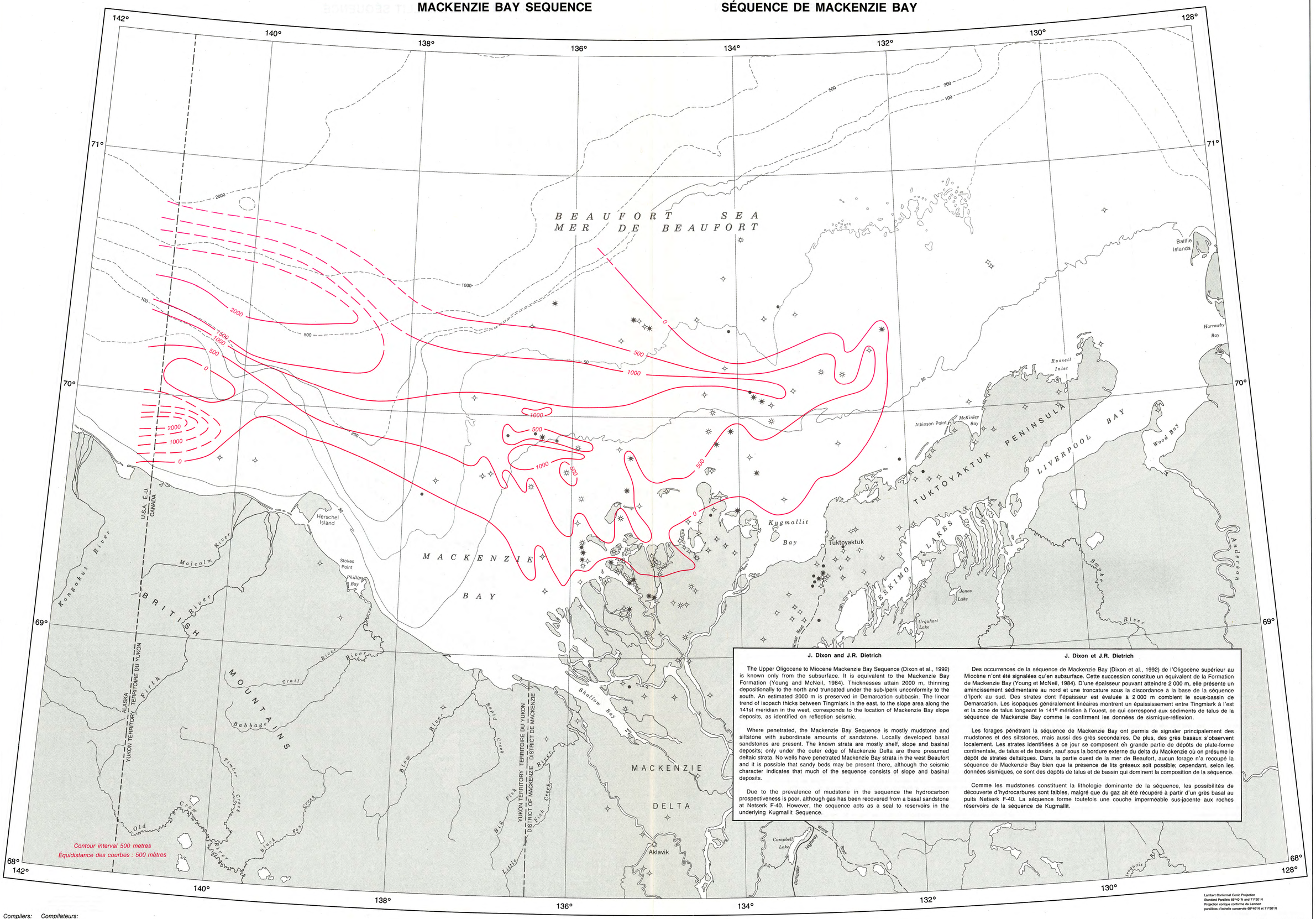
kilometres 10 0 10 20 30 kilomètres

1:1 000 000

FIGURE 52

ISOPACH MAP: MACKENZIE BAY SEQUENCE

CARTE D'ISOPAQUES DE LA SÉQUENCE DE MACKENZIE BAY



Compilers: Compilateurs:
J. Dixon, J.R. Dietrich

J. Dixon and J.R. Dietrich

The Upper Oligocene to Miocene Mackenzie Bay Sequence (Dixon et al., 1992) is known only from the subsurface. It is equivalent to the Mackenzie Bay Formation (Young and McNeil, 1984). Thicknesses attain 2000 m, thinning depositionally to the north and truncated under the sub-Iperk unconformity to the south. An estimated 2000 m is preserved in Demarcation subbasin. The linear trend of isopach thicks between Tingmiark in the east, to the slope area along the 141st meridian in the west, corresponds to the location of Mackenzie Bay slope deposits, as identified on reflection seismic.

Where penetrated, the Mackenzie Bay Sequence is mostly mudstone and siltstone with subordinate amounts of sandstone. Locally developed basal sandstones are present. The known strata are mostly shelf, slope and basinal deposits; only under the outer edge of Mackenzie Delta are there presumed deltaic strata. No wells have penetrated Mackenzie Bay strata in the west Beaufort and it is possible that sandy beds may be present there, although the seismic character indicates that much of the sequence consists of slope and basinal deposits.

Due to the prevalence of mudstone in the sequence the hydrocarbon prospectiveness is poor, although gas has been recovered from a basal sandstone at Netserk F-40. However, the sequence acts as a seal to reservoirs in the underlying Kugmallit Sequence.

J. Dixon et J.R. Dietrich

Des occurrences de la séquence de Mackenzie Bay (Dixon et al., 1992) de l'Oligocène supérieur au Miocène n'ont été signalées qu'en subsurface. Cette succession constitue un équivalent de la Formation de Mackenzie Bay (Young et McNeil, 1984). D'une épaisseur pouvant atteindre 2 000 m, elle présente un amincissement sédimentaire au nord et une troncature sous la discordance à la base de la séquence d'Iperk au sud. Des strates dont l'épaisseur est évaluée à 2 000 m comblent le sous-bassin de Demarcation. Les isopaques généralement linéaires montrent un épaississement entre Tingmiark à l'est et la zone de talus longeant le 141e méridien à l'ouest, ce qui correspond aux sédiments de talus de la séquence de Mackenzie Bay comme le confirment les données de sismique-réflexion.

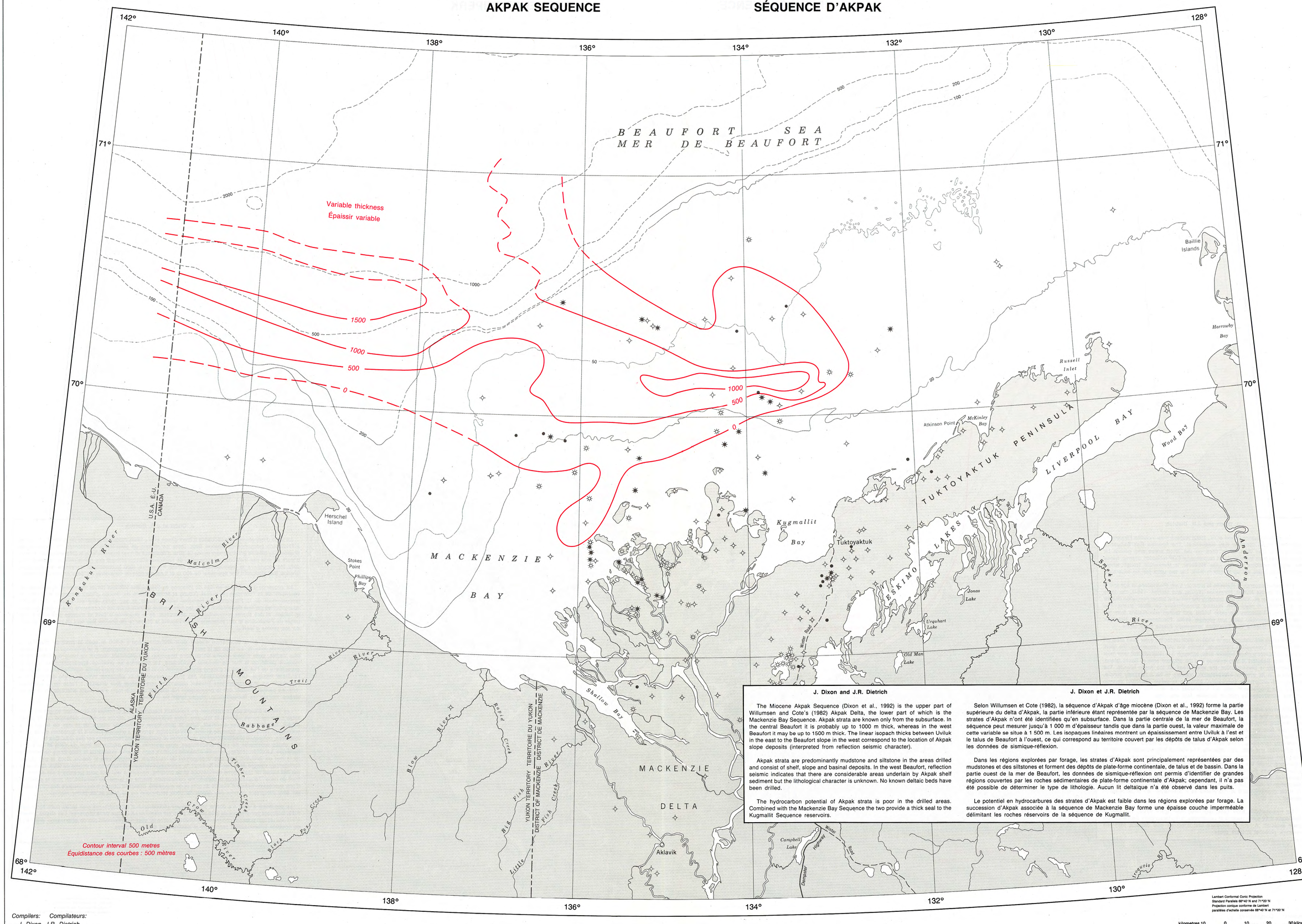
Les forages pénétrant la séquence de Mackenzie Bay ont permis de signaler principalement des mudstones et des siltstones, mais aussi des grès secondaires. De plus, des grès basaux s'observent localement. Les strates identifiées à ce jour se composent en grande partie de dépôts de plate-forme continentale, de talus et de bassin, sauf sous la bordure externe du delta du Mackenzie où on présume le dépôt de strates deltaïques. Dans la partie ouest de la mer de Beaufort, aucun forage n'a recoupé la séquence de Mackenzie Bay bien que la présence de lits gréseux soit possible; cependant, selon les données sismiques, ce sont des dépôts de talus et de bassin qui dominent la composition de la séquence.

Comme les mudstones constituent la lithologie dominante de la séquence, les possibilités de découverte d'hydrocarbures sont faibles, malgré que du gaz ait été récupéré à partir d'un grès basal au puits Netserk F-40. La séquence forme toutefois une couche imperméable sus-jacente aux roches réservoirs de la séquence de Kugmallit.

FIGURE 53

ISOPACH MAP: AKPAK SEQUENCE

CARTE D'ISOPAQUES DE LA SÉQUENCE D'AKPAK



J. Dixon and J.R. Dietrich

The Miocene Akpak Sequence (Dixon et al., 1992) is the upper part of Willumsen and Cote's (1982) Akpak Delta, the lower part of which is the Mackenzie Bay Sequence. Akpak strata are known only from the subsurface. In the central Beaufort it is probably up to 1000 m thick, whereas in the west Beaufort it may be up to 1500 m thick. The linear isopach thicks between Uviluk in the east to the Beaufort slope in the west correspond to the location of Akpak slope deposits (interpreted from reflection seismic character).

Akpak strata are predominantly mudstone and siltstone in the areas drilled and consist of shelf, slope and basinal deposits. In the west Beaufort, reflection seismic indicates that there are considerable areas underlain by Akpak shelf sediment but the lithological character is unknown. No known deltaic beds have been drilled.

The hydrocarbon potential of Akpak strata is poor in the drilled areas. Combined with the Mackenzie Bay Sequence the two provide a thick seal to the Kugmallit Sequence reservoirs.

J. Dixon et J.R. Dietrich

Selon Willumsen et Cote (1982), la séquence d'Akpak d'âge miocène (Dixon et al., 1992) forme la partie supérieure du delta d'Akpak, la partie inférieure étant représentée par la séquence de Mackenzie Bay. Les strates d'Akpak n'ont été identifiées qu'en subsurface. Dans la partie centrale de la mer de Beaufort, la séquence peut mesurer jusqu'à 1 000 m d'épaisseur tandis que dans la partie ouest, la valeur maximale de cette variable se situe à 1 500 m. Les isopaques linéaires montrent un épaississement entre Uviluk à l'est et le talus de Beaufort à l'ouest, ce qui correspond au territoire couvert par les dépôts de talus d'Akpak selon les données de sismique-réflexion.

Dans les régions explorées par forage, les strates d'Akpak sont principalement représentées par des mudstones et des siltstones et forment des dépôts de plate-forme continentale, de talus et de bassin. Dans la partie ouest de la mer de Beaufort, les données de sismique-réflexion ont permis d'identifier de grandes régions couvertes par les roches sédimentaires de plate-forme continentale d'Akpak; cependant, il n'a pas été possible de déterminer le type de lithologie. Aucun lit deltaïque n'a été observé dans les puits.

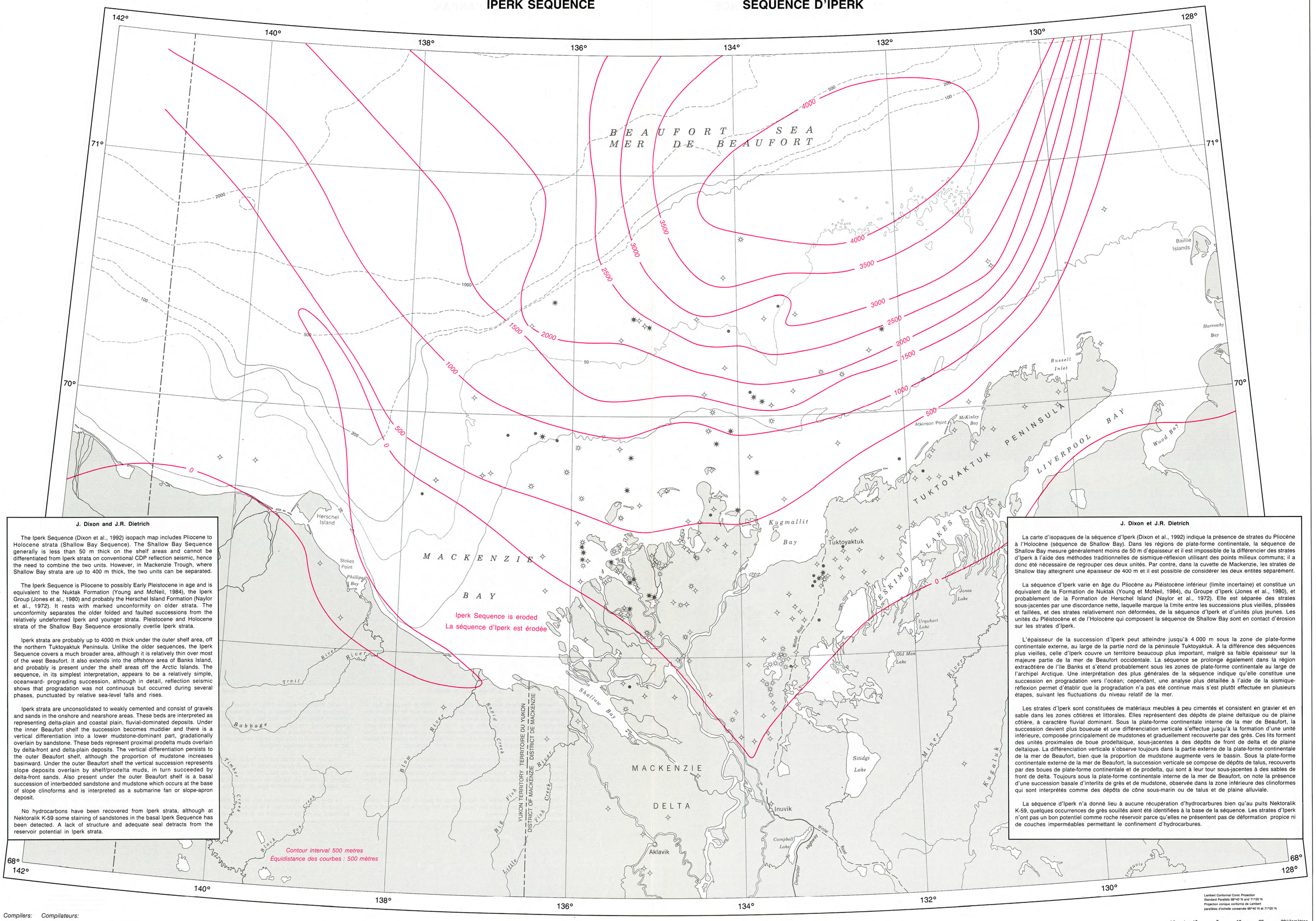
Le potentiel en hydrocarbures des strates d'Akpak est faible dans les régions explorées par forage. La succession d'Akpak associée à la séquence de Mackenzie Bay forme une épaisse couche imperméable délimitant les roches réservoirs de la séquence de Kugmallit.

Compilers: Compilateurs:
J. Dixon, J.R. Dietrich

FIGURE 54

ISOPACH MAP: IPERK SEQUENCE

CARTE D'ISOPAQUES DE LA SÉQUENCE D'IPERK



J. Dixon and J.R. Dietrich

The Iperk Sequence (Dixon et al., 1992) isopach map includes Pliocene to Holocene strata (Shallow Bay Sequence). The Shallow Bay Sequence generally is less than 50 m thick on the shelf areas and cannot be differentiated from Iperk strata on conventional CDP reflection seismic, hence the need to combine the two units. However, in Mackenzie Trough, where Shallow Bay strata are up to 400 m thick, the two units can be separated.

The Iperk Sequence is Pliocene to possibly Early Pleistocene in age and is equivalent to the Nuktak Formation (Young and McNeil, 1984), the Iperk Group (Jones et al., 1980) and probably the Herschel Island Formation (Naylor et al., 1972). It rests with marked unconformity on older strata. The unconformity separates the older folded and faulted successions from the relatively undeformed Iperk and younger strata. Pleistocene and Holocene strata of the Shallow Bay Sequence erosionally overlie Iperk strata.

Iperk strata are probably up to 4000 m thick under the outer shelf area, off the northern Tuktoyaktuk Peninsula. Unlike the older sequences, the Iperk Sequence covers a much broader area, although it is relatively thin over most of the west Beaufort. It also extends into the offshore area of Banks Island, and probably is present under the shelf areas off the Arctic Islands. The sequence, in its simplest interpretation, appears to be a relatively simple, oceanward- prograding succession, although in detail, reflection seismic shows that progradation was not continuous but occurred during several phases, punctuated by relative sea-level falls and rises.

Iperk strata are unconsolidated to weakly cemented and consist of gravels and sands in the onshore and nearshore areas. These beds are interpreted as representing delta-plain and coastal plain, fluvial-dominated deposits. Under the inner Beaufort shelf the succession becomes muddier and there is a vertical differentiation into a lower mudstone-dominant part, gradationally overlain by sandstone. These beds represent proximal prodelta muds overlain by delta-front and delta-plain deposits. The vertical differentiation persists to the outer Beaufort shelf, although the proportion of mudstone increases basinward. Under the outer Beaufort shelf the vertical succession represents slope deposits overlain by shelf/prodelta muds, in turn succeeded by delta-front sands. Also present under the outer Beaufort shelf is a basal succession of interbedded sandstone and mudstone which occurs at the base of slope clinoforms and is interpreted as a submarine fan or slope-apron deposit.

No hydrocarbons have been recovered from Iperk strata, although at Nektoralik K-59 some staining of sandstones in the basal Iperk Sequence has been detected. A lack of structure and adequate seal detracts from the reservoir potential in Iperk strata.

J. Dixon et J.R. Dietrich

La carte d'isopaques de la séquence d'Iperk (Dixon et al., 1992) indique la présence de strates du Pliocène à l'Holocène (séquence de Shallow Bay). Dans les régions de plate-forme continentale, la séquence de Shallow Bay mesure généralement moins de 50 m d'épaisseur et il est impossible de la différencier des strates d'Iperk à l'aide des méthodes traditionnelles de sismique-réflexion utilisant des points milieux communs; il a donc été nécessaire de regrouper ces deux unités. Par contre, dans la cuvette de Mackenzie, les strates de Shallow Bay atteignent une épaisseur de 400 m et il est possible de considérer les deux entités séparément.

La séquence d'Iperk varie en âge du Pliocène au Pléistocène inférieur (limite incertaine) et constitue un équivalent de la Formation de Nuktak (Young et McNeil, 1984), du Groupe d'Iperk (Jones et al., 1980), et probablement de la Formation de Herschel Island (Naylor et al., 1972). Elle est séparée des strates sous-jacentes par une discordance nette, laquelle marque la limite entre les successions plus vieilles, plissées et faillées, et des strates relativement non déformées, de la séquence d'Iperk et d'unités plus jeunes. Les unités du Pléistocène et de l'Holocène qui composent la séquence de Shallow Bay sont en contact d'érosion sur les strates d'Iperk.

L'épaisseur de la succession d'Iperk peut atteindre jusqu'à 4 000 m sous la zone de plate-forme continentale externe, au large de la partie nord de la péninsule Tuktoyaktuk. À la différence des séquences plus vieilles, celle d'Iperk couvre un territoire beaucoup plus important, malgré sa faible épaisseur sur la majeure partie de la mer de Beaufort occidentale. La séquence se prolonge également dans la région extracôtière de l'île Banks et s'étend probablement sous les zones de plate-forme continentale au large de l'archipel Arctique. Une interprétation des plus générales de la séquence indique qu'elle constitue une succession en progradation vers l'océan; cependant, une analyse plus détaillée à l'aide de la sismique-réflexion permet d'établir que la progradation n'a pas été continue mais s'est plutôt effectuée en plusieurs étapes, suivant les fluctuations du niveau relatif de la mer.

Les strates d'Iperk sont constituées de matériaux meubles à peu cimentés et consistent en gravier et en sable dans les zones côtières et littorales. Elles représentent des dépôts de plaine deltaïque ou de plaine côtière, à caractère fluvial dominant. Sous la plate-forme continentale interne de la mer de Beaufort, la succession devient plus boueuse et une différenciation verticale s'effectue jusqu'à la formation d'une unité inférieure, composée principalement de mudstones et graduellement recouverte par des grès. Ces lits forment des unités proximales de boue prodeltaïque, sous-jacentes à des dépôts de front de delta et de plaine deltaïque. La différenciation verticale s'observe toujours dans la partie externe de la plate-forme continentale de la mer de Beaufort, bien que la proportion de mudstone augmente vers le bassin. Sous la plate-forme continentale externe de la mer de Beaufort, la succession verticale se compose de dépôts de talus, recouverts par des boues de plate-forme continentale et de prodelta, qui sont à leur tour sous-jacentes à des sables de front de delta. Toujours sous la plate-forme continentale interne de la mer de Beaufort, on note la présence d'une succession basale d'interlits de grès et de mudstone, observée dans la zone inférieure des clinoformes qui sont interprétés comme des dépôts de cône sous-marin ou de talus et de plaine alluviale.

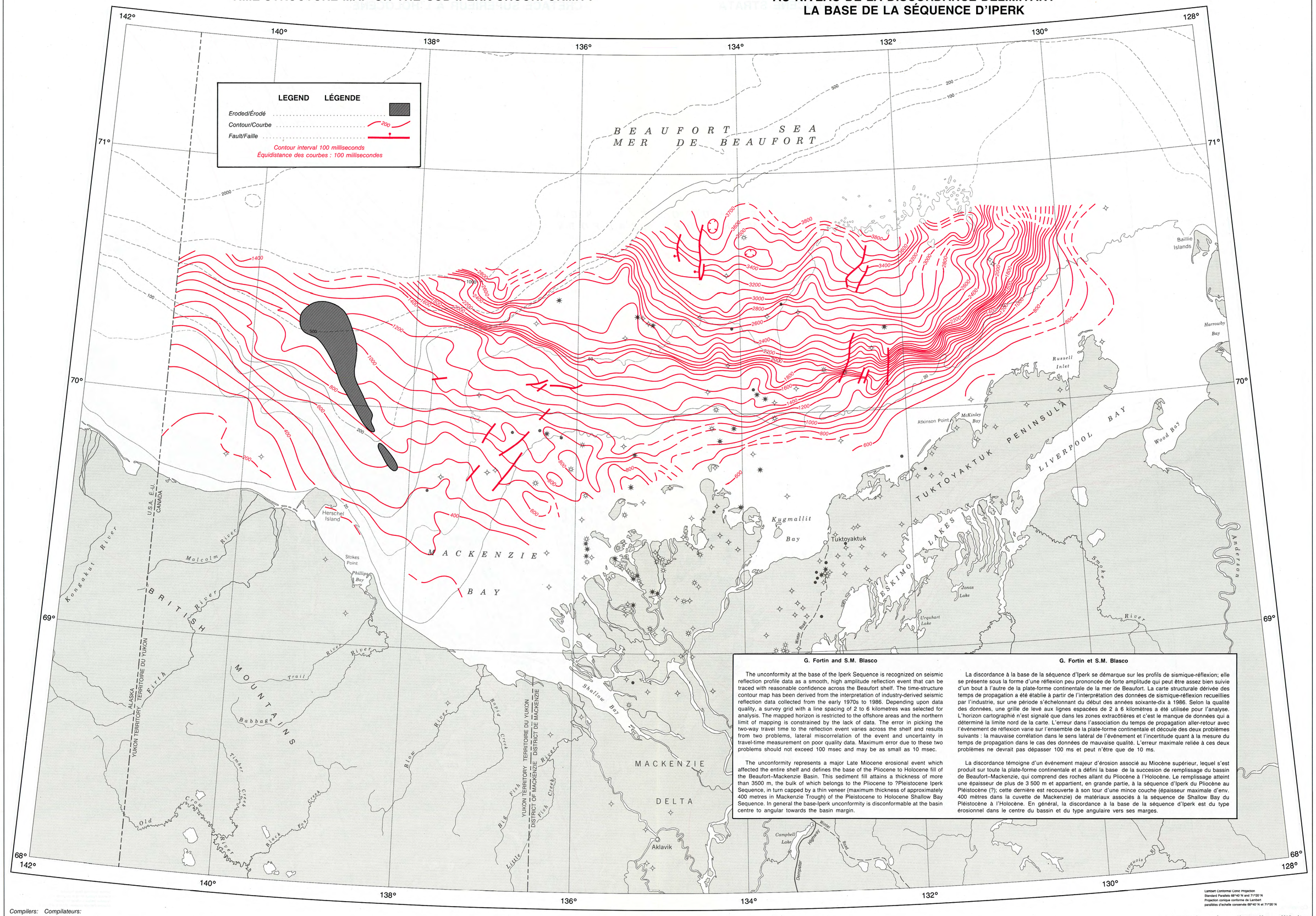
La séquence d'Iperk n'a donné lieu à aucune récupération d'hydrocarbures bien qu'au puits Nektoralik K-59, quelques occurrences de grès souillés aient été identifiées à la base de la séquence. Les strates d'Iperk n'ont pas un bon potentiel comme roche réservoir parce qu'elles ne présentent pas de déformation propice ni de couches imperméables permettant le confinement d'hydrocarbures.

Compilers: Compilateurs:
J. Dixon, J.R. Dietrich

FIGURE 55

TIME-STRUCTURE MAP ON THE SUB-IPERK UNCONFORMITY

CARTE STRUCTURALE DÉRIVÉE DES TEMPS DE PROPAGATION, AU NIVEAU DE LA DISCORDANCE DÉLIMITANT LA BASE DE LA SÉQUENCE D'IPERK



G. Fortin and S.M. Blasco

The unconformity at the base of the Iperk Sequence is recognized on seismic reflection profile data as a smooth, high amplitude reflection event that can be traced with reasonable confidence across the Beaufort shelf. The time-structure contour map has been derived from the interpretation of industry-derived seismic reflection data collected from the early 1970s to 1986. Depending upon data quality, a survey grid with a line spacing of 2 to 6 kilometres was selected for analysis. The mapped horizon is restricted to the offshore areas and the northern limit of mapping is constrained by the lack of data. The error in picking the two-way travel time to the reflection event varies across the shelf and results from two problems, lateral miscorrelation of the event and uncertainty in travel-time measurement on poor quality data. Maximum error due to these two problems should not exceed 100 msec and may be as small as 10 msec.

The unconformity represents a major Late Miocene erosional event which affected the entire shelf and defines the base of the Pliocene to Holocene fill of the Beaufort–Mackenzie Basin. This sediment fill attains a thickness of more than 3500 m, the bulk of which belongs to the Pliocene to ?Pleistocene Iperk Sequence, in turn capped by a thin veneer (maximum thickness of approximately 400 metres in Mackenzie Trough) of the Pleistocene to Holocene Shallow Bay Sequence. In general the base-Iperk unconformity is disconformable at the basin centre to angular towards the basin margin.

G. Fortin et S.M. Blasco

La discordance à la base de la séquence d'Iperk se démarque sur les profils de sismique-réflexion; elle se présente sous la forme d'une réflexion peu prononcée de forte amplitude qui peut être assez bien suivie d'un bout à l'autre de la plate-forme continentale de la mer de Beaufort. La carte structurale dérivée des temps de propagation a été établie à partir de l'interprétation des données de sismique-réflexion recueillies par l'industrie, sur une période s'échelonnant du début des années soixante-dix à 1986. Selon la qualité des données, une grille de levé aux lignes espacées de 2 à 6 kilomètres a été utilisée pour l'analyse. L'horizon cartographié n'est signalé que dans les zones extracôtières et c'est le manque de données qui a déterminé la limite nord de la carte. L'erreur dans l'association du temps de propagation aller-retour avec l'événement de réflexion varie sur l'ensemble de la plate-forme continentale et découle des deux problèmes suivants : la mauvaise corrélation dans le sens latéral de l'événement et l'incertitude quant à la mesure du temps de propagation dans le cas des données de mauvaise qualité. L'erreur maximale reliée à ces deux problèmes ne devrait pas dépasser 100 ms et peut n'être que de 10 ms.

La discordance témoigne d'un événement majeur d'érosion associé au Miocène supérieur, lequel s'est produit sur toute la plate-forme continentale et a défini la base de la succesion de remplissage du bassin de Beaufort–Mackenzie, qui comprend des roches allant du Pliocène à l'Holocène. Le remplissage atteint une épaisseur de plus de 3 500 m et appartient, en grande partie, à la séquence d'Iperk du Pliocène au Pléistocène (?); cette dernière est recouverte à son tour d'une mince couche (épaisseur maximale d'env. 400 mètres dans la cuvette de Mackenzie) de matériaux associés à la séquence de Shallow Bay du Pléistocène à l'Holocène. En général, la discordance à la base de la séquence d'Iperk est du type érosionnel dans le centre du bassin et du type angulaire vers ses marges.

Compilers: Compilateurs:
G. Fortin, S.M. Blasco

Lambert Conformal Conic Projection
Standard Parallels 68°40'N and 71°20'N
Projection conique conforme de Lambert
parallèles d'échelle conservée 68°40'N et 71°20'N

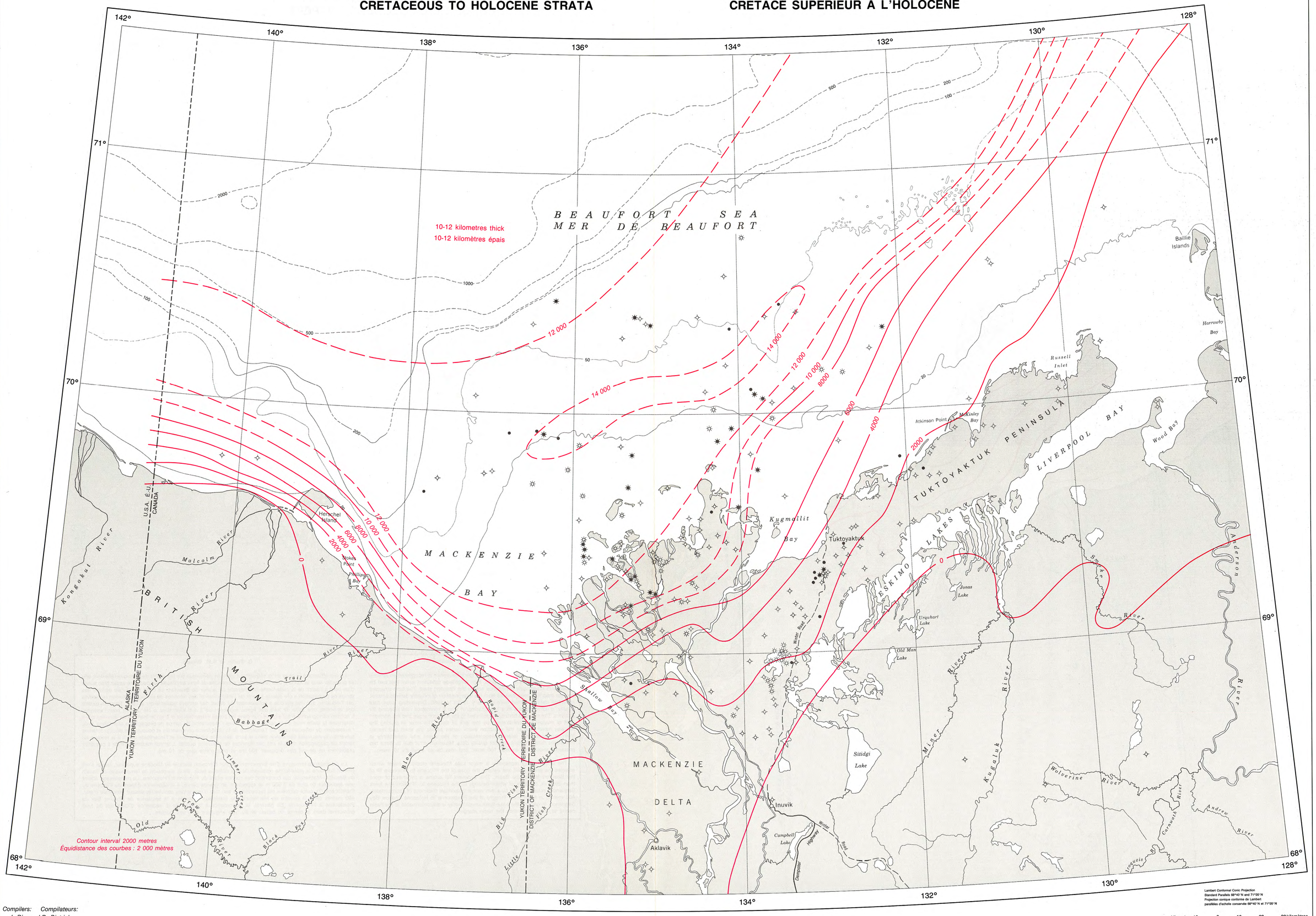
kilometres 10 0 10 20 30 kilomètres

1:1 000 000

FIGURE 56

ISOPACH MAP: UPPER CRETACEOUS TO HOLOCENE STRATA

CARTE D'ISOPAQUES DES STRATES DU CRÉTACÉ SUPÉRIEUR À L'HOLOCÈNE

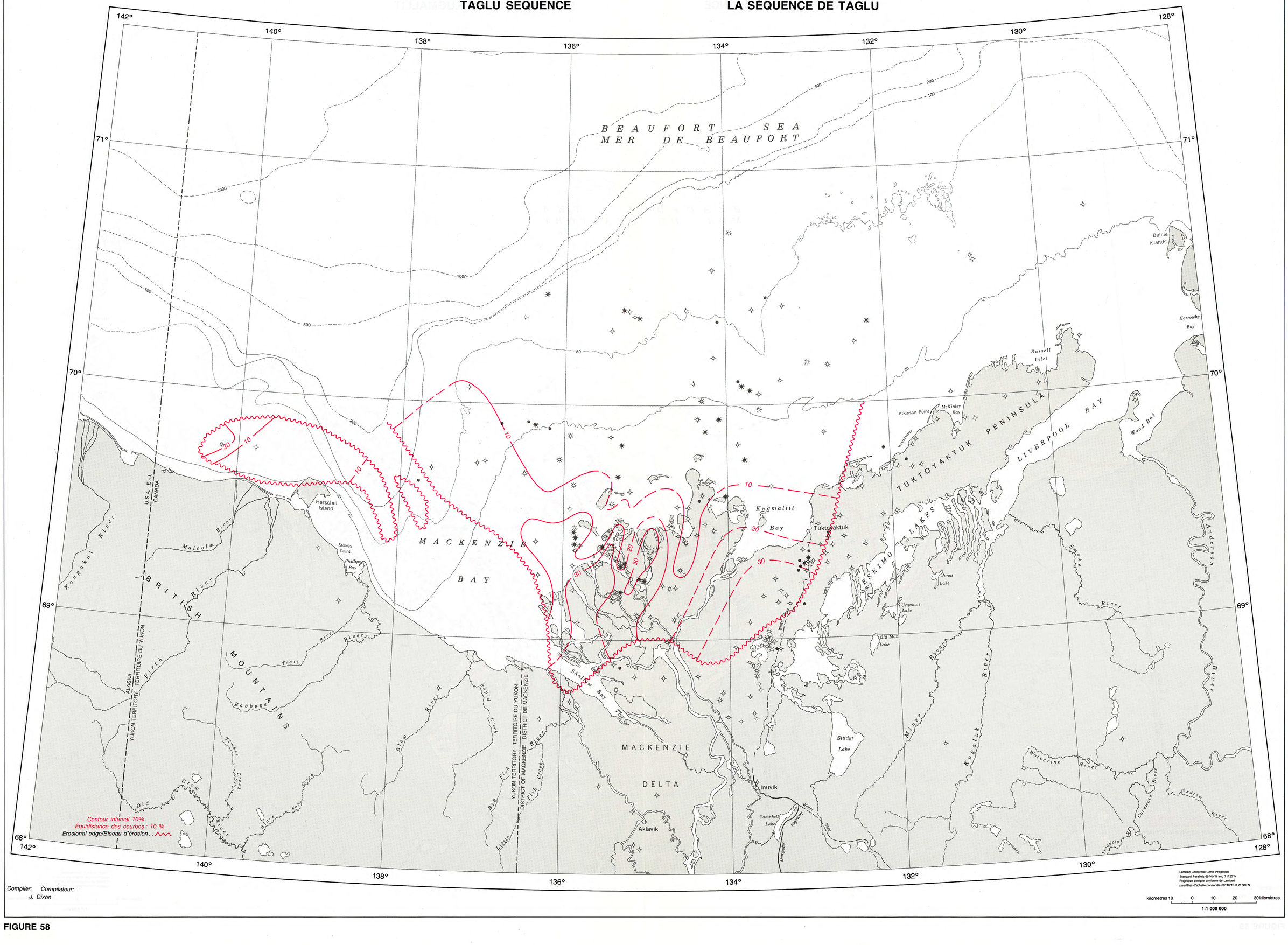


Compilers: Compilateurs:
J. Dixon, J.R. Dietrich

FIGURE 57

PERCENT SANDSTONE: TAGLU SEQUENCE

POURCENTAGE DE GRÈS DANS LA SÉQUENCE DE TAGLU



Contour interval 10%
Équidistance des courbes : 10 %
Erosional edge/Biseau d'érosion

Compiler: Compilateur:
J. Dixon

Lambert Conformal Conic Projection
Standard Parallels 68°40'N and 71°20'N
Projection conique conforme de Lambert
parallèles d'echelle conservée 68°40'N et 71°20'N

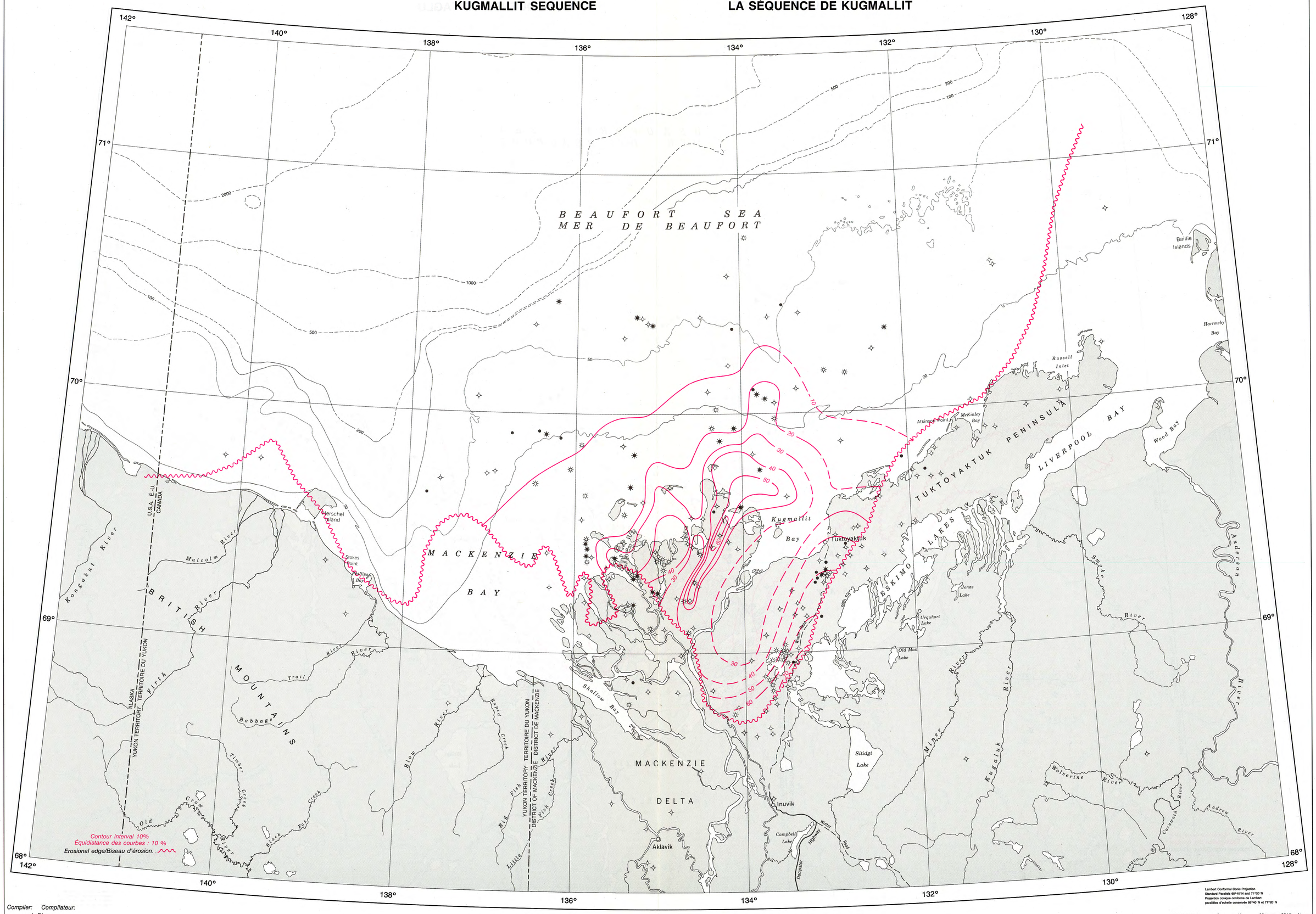
kilometres 10 0 10 20 30 kilomètres

1:1 000 000

FIGURE 58

**PERCENT SANDSTONE:
KUGMALLIT SEQUENCE**

**POURCENTAGE DE GRÈS DANS
LA SÉQUENCE DE KUGMALLIT**



Compiler: Compilateur:
J. Dixon

FIGURE 59

DEPOSITIONAL FACIES

FACIÈS DE DÉPÔT

Photo: J. Dixon

DEPOSITIONAL ENVIRONMENTS ILLUSTRATED FROM SELECTED CORES

ILLUSTRATIONS DES MILIEUX DE DÊPOTS À PARTIR DE FORAGES SÉLECTIONNÉS

Compiler: Compilateur:
J. Dixon

LEGEND LÉGENDE

STRATIFICATION STRATIFICATIONS

- *No stratification / Aucune stratification*
- *Low-angle cross stratification / Stratifications obliques à pendage faible*
- *Planar cross stratification / Stratifications obliques planes*
- *Trough cross stratification / Stratifications obliques de cuvette*
- *Subhorizontal laminae / Laminations subhorizontales*
- *Current ripple laminae / Laminations à rides de courant*
- *Clay laminae / Laminations d'argile*
- *Thinly interbedded sandstone and mudstone / Grès et shale en interlits minces*

CONTACTS CONTACTS SEDIMENTAIRES

- *Erosional Érosionnel*
- *Abrupt Franc*
- *Gradational Progressif*

MISCELLANEOUS DIVERS

- *Coal beds / Couches de charbon*
- *Argillaceous / Argileux*
- *Silty and sandy / Silteux et sableux*
- *Pebbles / Cailloux*
- *Mudstone clasts / Clastes de mudstone*

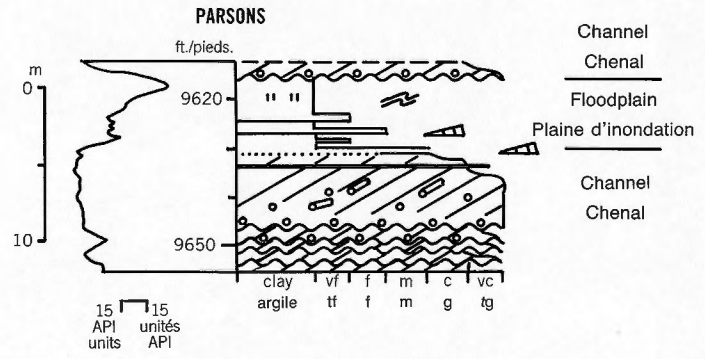
- C *Carbonaceous Carboné*
- *Carbonized wood Bois carbonisé*
- *Contorted/convoluted bedding / Stratifications contournées ou convolutées*
- *Load structure Empreiute de charge*
- *Burrow mottling Lithologie criblée de terriers*
- *Burrows: vertical/horizontal / Terriers verticaux ou horizontaux*
- *Concretion Concrétion*
- *Shells Coquillages*
- Py *Pyrite Pyrite*
- *Gamma ray Rayonnement gamma*

A. Alluvial facies in the lower member of the Valanginian-Hauterivian Kamik Formation from the Parsons L-43 well.

Fluvial channel and floodplain deposits are represented by a fining-upward succession in the Parsons L-43 succession (Dixon, 1982a, b). Channel deposits are characterized by an overall fining-upward trend, planar cross-bedding, and multiple erosional surfaces. The floodplain deposits are predominantly mudstone with thin sandstone interbeds characterized by fine, subhorizontal laminae and/or current ripple laminae.

A. Dans le puits Parson L-43, faciès alluviaux du membre inférieur de la Formation de Kamik, datant du Valanginien au Hauterivien.

Les dépôts de chenal fluvial et de plaine d'inondation sont représentés par une succession à cycle positif puits Parsons L-43 (Dixon, 1982a, b). Les dépôts de chenal se reconnaissent à leur tendance générale au granoclassement normal, à leurs stratifications obliques planes et à leurs nombreuses surfaces d'érosion. Quant à ceux de plaine d'inondation, ils se composent principalement de mudstones interlités avec de minces horizons de grès et présentent de fines laminations subhorizontales ou à rides de courant.



B. Fan-delta facies in the Barremian-Aptian Atkinson Point Formation from the Atkinson H-25 well.

The core consists of generally thin (few tens of centimetres to about 1 m) fining-upward units of conglomerate and sandstone. Each unit has an erosional base overlain by conglomerate, in turn abruptly, but nonerosionally, overlain by pebbly sandstone and/or sandstone. Sedimentary structures generally are poorly defined, although clast imbriction and low-angle cross-stratification are locally present. The beds in Atkinson H-25 are interpreted as representing braided channel deposits on the subaerial part of the Atkinson fan-delta depositional system (Dixon, 1978).

B. Dans le puits Atkinson H-25, faciès de cône deltaïque de la formation d'Atkinson Point, datant du Barrémien à l'Aptien.

Les lithologies sont constituées d'unité à cycle positif de conglomérats et de grès. Elles sont généralement minces, variant en épaisseur de quelques dizaines de centimètres à une valeur approximative de 1 m. Chaque unité présente une base d'érosion formant la limite inférieure de conglomérats, en contact sous-jacent franc mais non d'érosion avec des grès à cailloux ou des grès. Les structures sédimentaires sont pour la plupart mal définies, bien que des imbrications de clastes et des stratifications obliques à faible pendage soient observées localement. Les strates au puits Atkinson H-25 sont considérées comme des dépôts de chenaux anastomosés, faisant partie de la zone subaérienne du système sédimentaire de cône sous-marin et de delta d'Atkinson (Dixon, 1978).

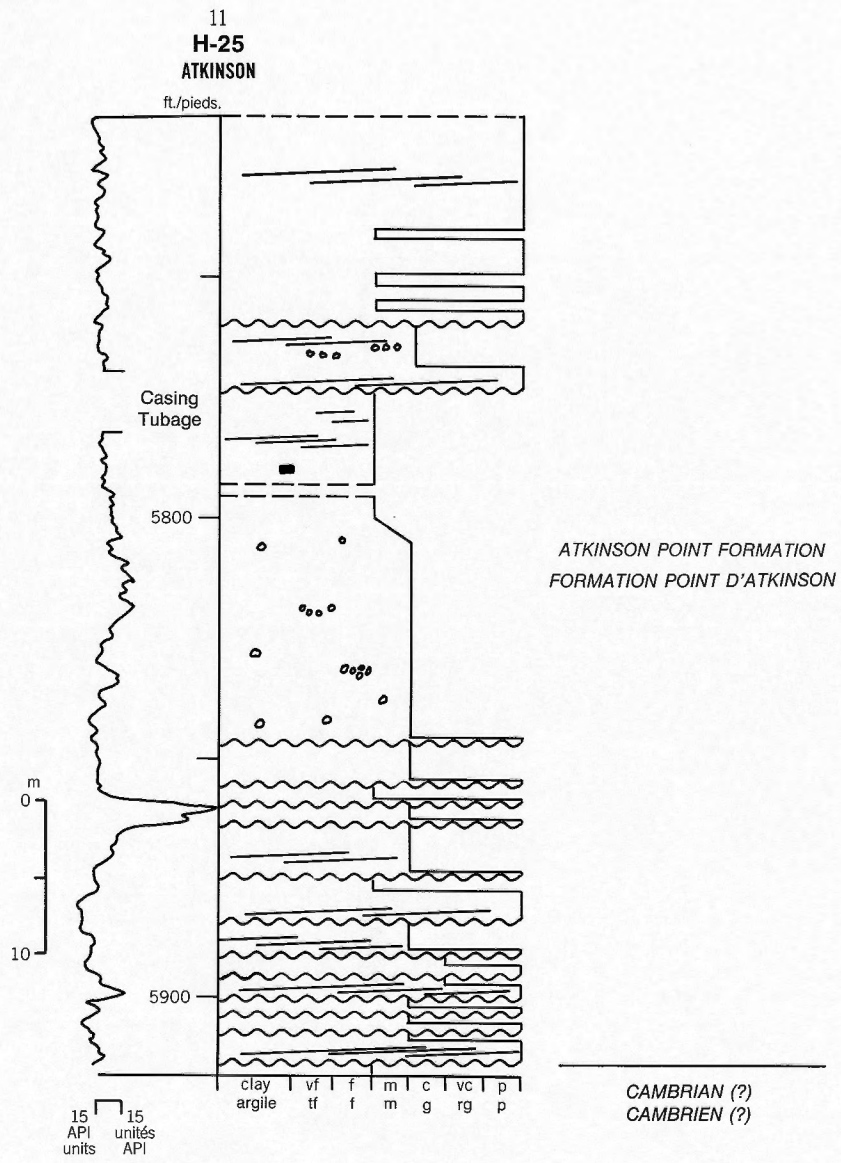


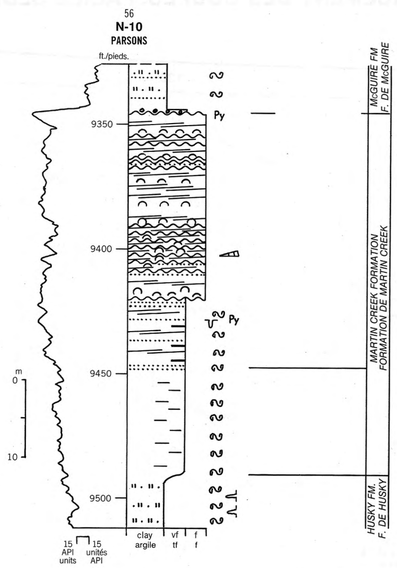
FIGURE 60

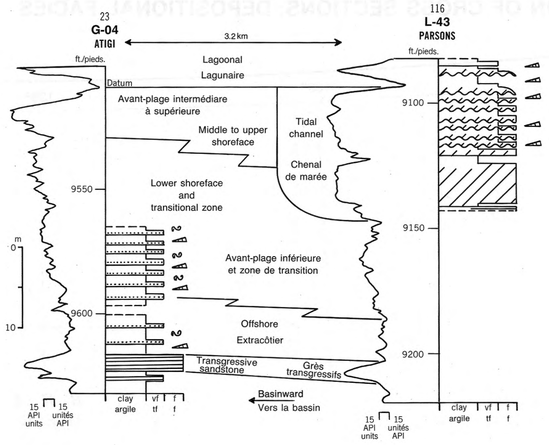
C. Shoreface facies in the Berriasian Martin Creek Formation from the Parsons N-10 well.

The Parsons N-10 core contains an overall coarsening-upward succession with a gradational change from offshore mudstones to lower and upper shoreface sandstones. The middle to upper shoreface deposits consist of 10 to 30 cm thick beds containg shell debris and low-angle cross laminae. Comparison of these upper beds with equivalent strata in outcrops of the Aklavik Range suggest that they are probably hummocky cross stratified beds.

C. Dans le puits Parsons N-10, faciès d'avant-plage de la formation berriasienne de Martin Creek.

Dans le puits Parsons N-10, on observe une succession à cycle négatif qui passe progressivement de mudstones extracôtiers à des grès d'avant-plage inférieure et supérieure. Les dépôts d'avant-plage intermédiaire à supérieure présentent des lits de 10 à 30 cm d'épaisseur, contenant des débris coquilliers et des laminations obliques à pendage faible. Une comparaison de ces lits supérieurs avec des strates équivalentes des affleurements du chaînon Aklavik permet de supposer qu'ils représentent des stratifications obliques bosselées.



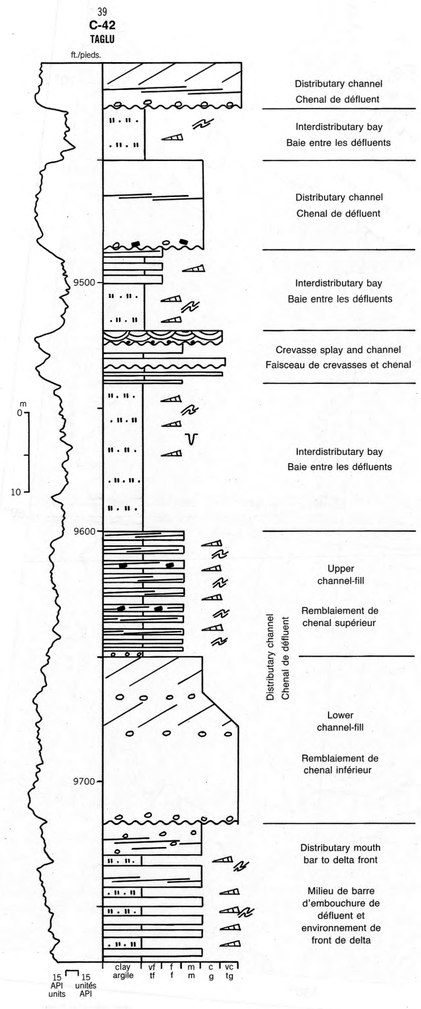


E. Barrier island facies from the upper member of the Valanginian-Hauterivian Kamik Formation from the Atigi G-04 and Parsons L-43 well.

The upper member of the Kamik Formation in the subsurface of Tuktoyaktuk Peninsula contains a series of coarsening-upward cycles that have been interpreted as deposits of barrier island depositional systems (Dixon, 1982a, b). These cycles are characterized by an upward gradation from interbedded mudstone and sandstone offshore deposits into sandstones of the shoreface. Shoreface beds are commonly cut by thick channelized deposits that are interpreted as tidal channels or tidal deltas. Overlying the channel and shoreface beds is a succession of interbedded sandstone and mudstone interpreted as lagoonal deposits.

E. Dans les puits Atigi G-04 et Parsons L-43, faciès d'île barrière du membre supérieur de la Formation de Kamik, datant du Valanginien au Hauterivien.

Le membre supérieur de la formation de Kamik, observé en subsurface dans la région de la péninsule Tuktoyaktuk, consiste en une série de cycles à négatifs qui sont considérés comme des dépôts formés dans des systèmes d'île barrière (Dixon, 1982a, b). Ces cycles présentent, de la base au sommet, des interlits de mudstones et de grès de la zone extracôtière qui passent à des grès d'avant-plage. Les unités d'avant-plage sont généralement recoupées par d'importants dépôts de chenal, typiques des chenaux de marée ou des deltas de marée. Les unités de chenal et d'avant-plage sont sous-jacentes à des interlits de grès et de mudstones de lagon.



D. Delta-front to lower delta-plain facies in the Eocene Aklak Sequence from the Taglu C-42 well.

Delta-front deposits are represented by a coarsening-upward succession in the lower part of the cored interval, consisting of thinly interbedded sandstone and mudstone. These are erosionally overlain by distributary channel deposits, in turn overlain by interbedded mudstone and sandstone beds of the lower delta-plain. The cored interval is part of a wave-modified, river-dominant delta depositional system (Dixon, 1981).

D. Dans le puits Taglu C-42, faciès allant d'un milieu de front de delta à une plaine deltaïque inférieure, observés dans la séquence éocène d'Aklak.

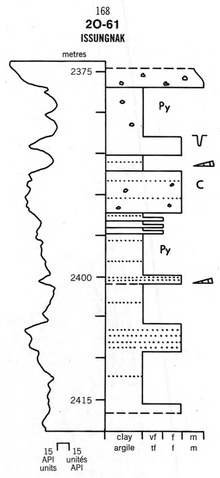
Les dépôts de front de delta sont identifiés par une succession à cycle négatif de la partie inférieure de l'intervalle de forage et se composent d'interlits de grès et de mudstone. Ces lithologies sont en contact d'érosion sous des dépôts de chenal de défluent, qui sont à leur tour sous-jacents à des interlits de mudstone et de grès de la plaine deltaïque inférieure. L'intervalle décrit fait partie d'un système sédimentarie deltaïque dominé par les influences fluviales et modifié par les vagues (Dixon, 1981).

F. Proximal delta-front facies in the Oligocene Kugmallit Sequence from the Issungnak 2O-61 well.

Proximal delta-front deposits are represented by thin to moderately thick coarsening-upward units that generally were deposited below sea level. Some of the coarsening-upward cycles may contain distributary mouth bar deposits in their uppermost beds.

F. Dans le puits Issungnak 2O-61, faciès de front de delta proximal de la séquence oligocène de Kugmallit.

Les dépôts de front de delta proximal se composent d'unités à granoclassement inverse en lits minces à relativement épaisses, dont la sédimentation s'est généralement effectuée sous le niveau de la mer. La section supérieure de certains cycles négatifs présente des dépôts de barre d'embouchure de défluent.



G. Distal delta-front facies in the Oligocene Kugmallit Sequence from the Tarsiut A-25 well.

Distal delta-front deposits represent the outermost deposits of the delta platform. In the Tarsiut A-25 core these beds are represented by a predominantly mudstone succession in which there are numerous, thin sandstone interbeds. The sandstone beds generally are only a few centimetres to about 30 cm thick and sedimentary structures are difficult to see, although fine laminae are present in some beds.

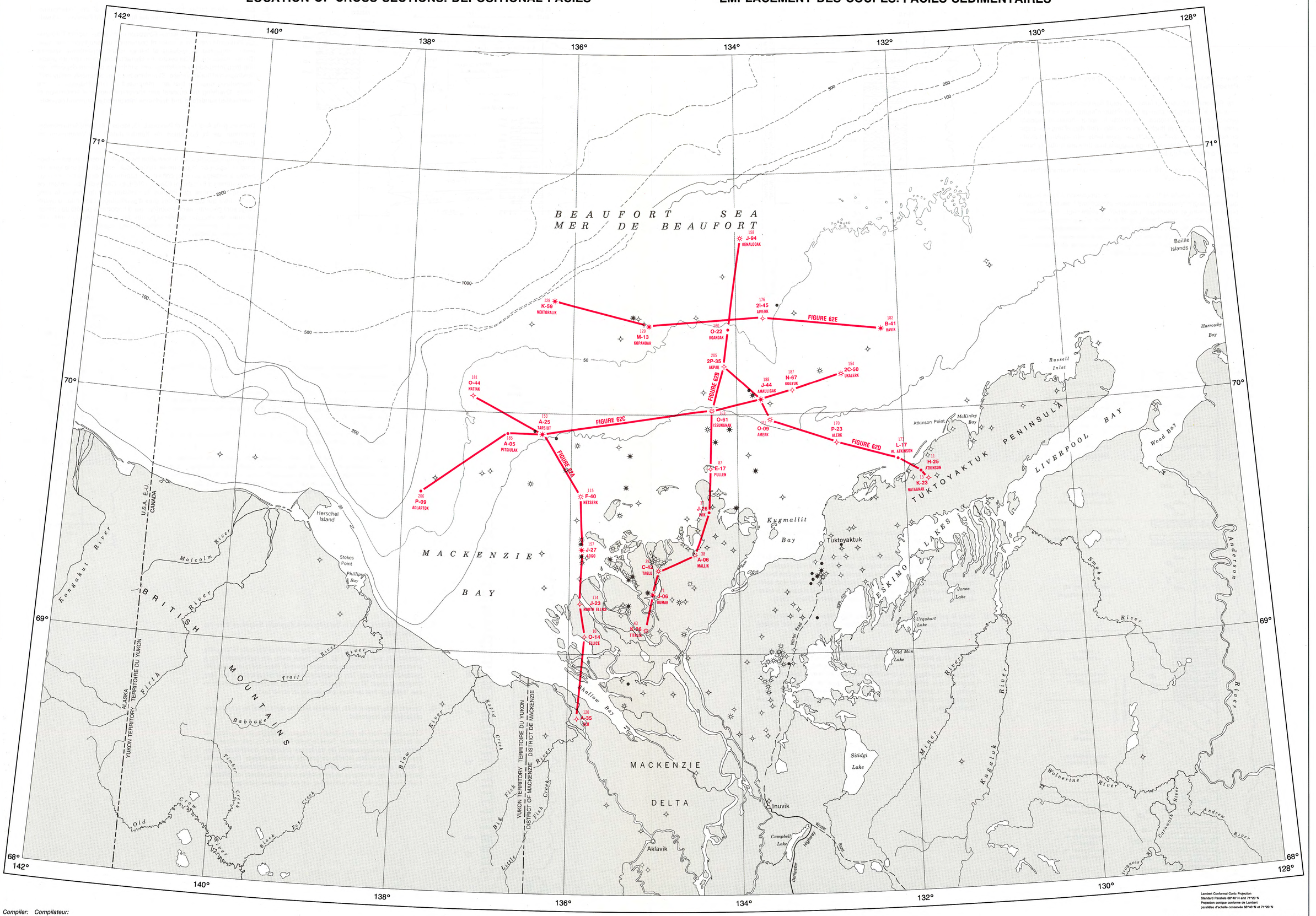
G. Dans le puits Tarsiut A-25, faciès de front de delta distal de la séquence oligocène de Kugmallit.

Les faciès de front de delta distal constituent les dépôts les plus externes de la plate-forme deltaïque. Dans le puits Tarsiut A-25, ces roches consistent en une succession de mudstone (lithologie dominante), comprenant de nombreux interlits de grès de faible épaisseur. Dans les lits gréseux, cette variable ne varie que de quelques centimètres à 30 cm (environ) et les structures sédimentaires sont difficilement identifiables; il est à noter que de fines laminations ont été signalées dans quelques lits.

FIGURE 60 (Cont'd.)

LOCATION OF CROSS SECTIONS: DEPOSITIONAL FACIES

EMPLACEMENT DES COUPES: FACIÈS SÉDIMENTAIRES



Compiler: Compilateur:
J. Dixon

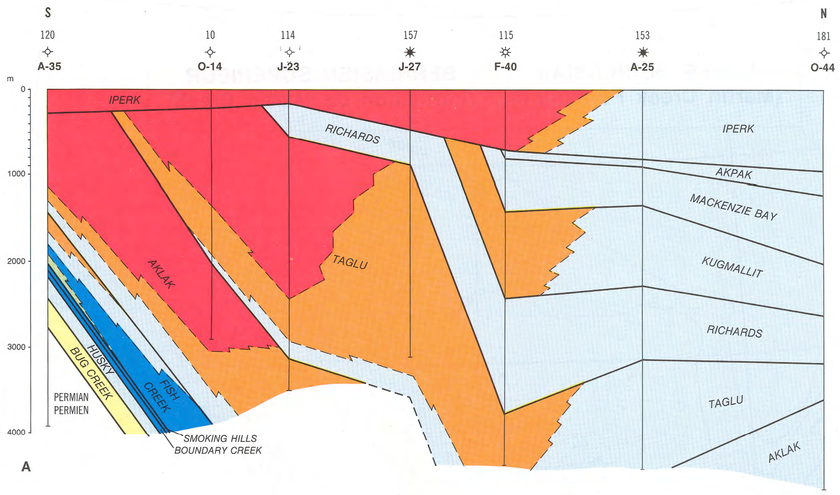
Lambert Conformal Conic Projection
Standard Parallels 68°40'N and 71°20'N
Projection conique conforme de Lambert
parallèles d'echelle conservée 68°40'N et 71°20'N

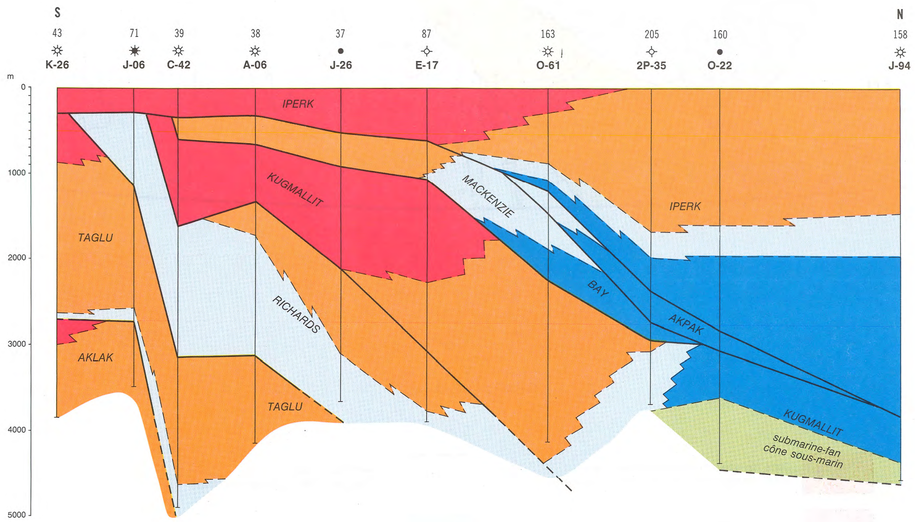
kilometres 10 0 10 20 30 kilomètres

1:1 000 000

FIGURE 61

DEPOSITIONAL FACIES





LEGEND LÉGENDE

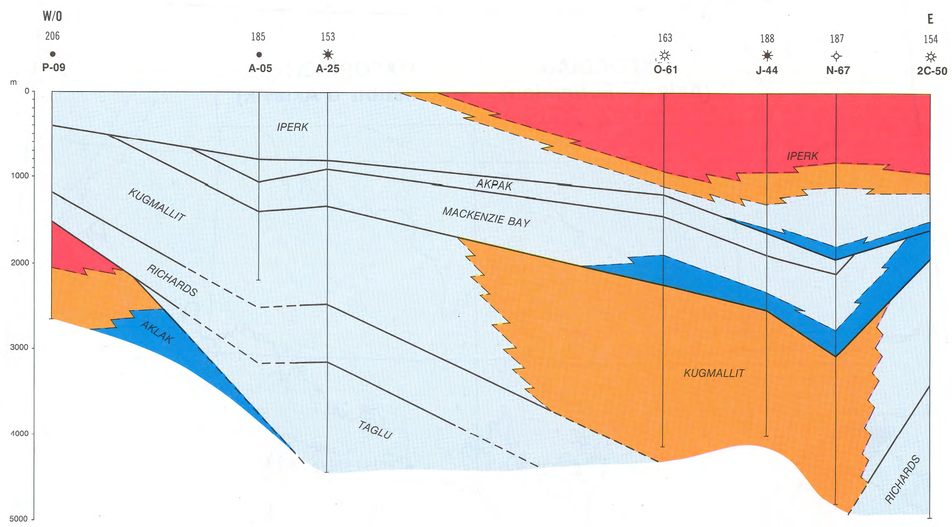
- *Delta-plain / Plaine deltaïque*
- *Delta-front / Front de delta*
- *Nearshore/shelf (sandy) / Littoral/plate-forme continentale (sableux)*
- *Prodelta/shelf (muddy) / Prodelta/plate-forme continentale (boueux)*
- *Slope to basin plain / Talus à bassin*
- *Submarine fan / Cône sous-marin*

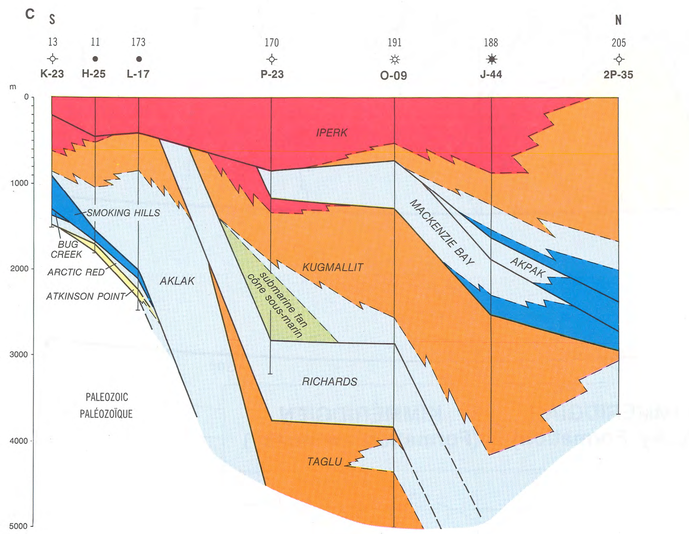
Sequence contact/Contact de séquence
Facies contact/Contact de faciès
Well reference number (see Fig. 2) /Numéros de référence des puits (voir fig. 2) 163

0 km 40

Compiler: Compilateur:
J. Dixon

FACIÈS SÉDIMENTAIRES





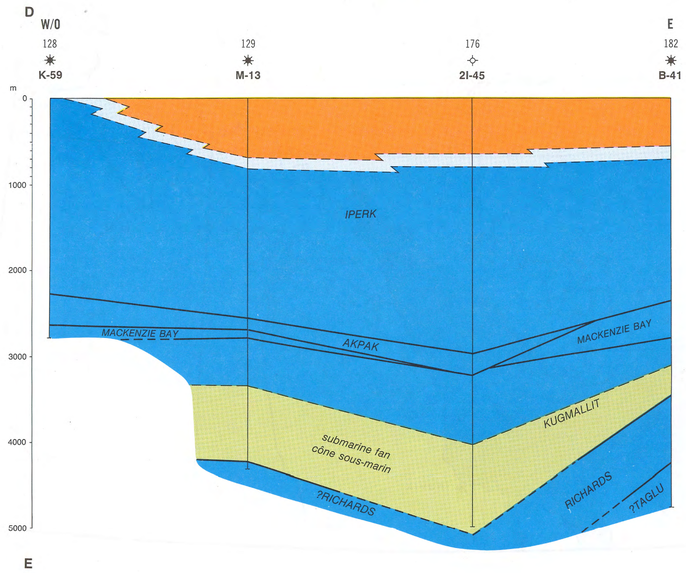
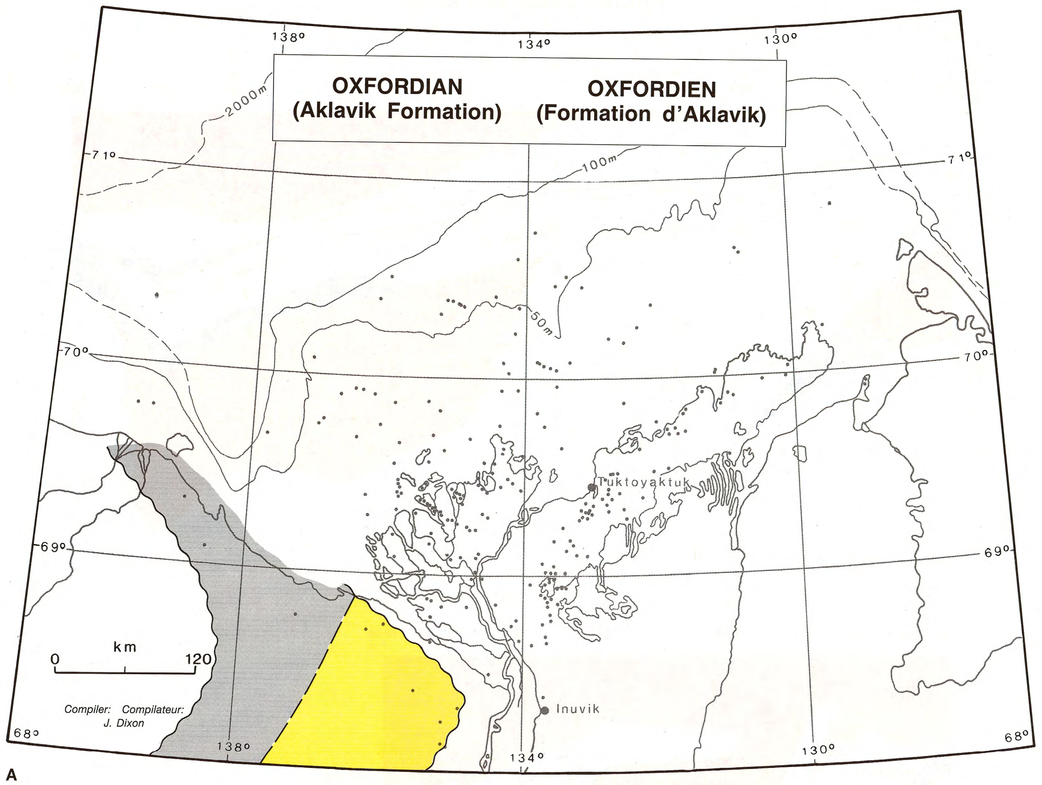
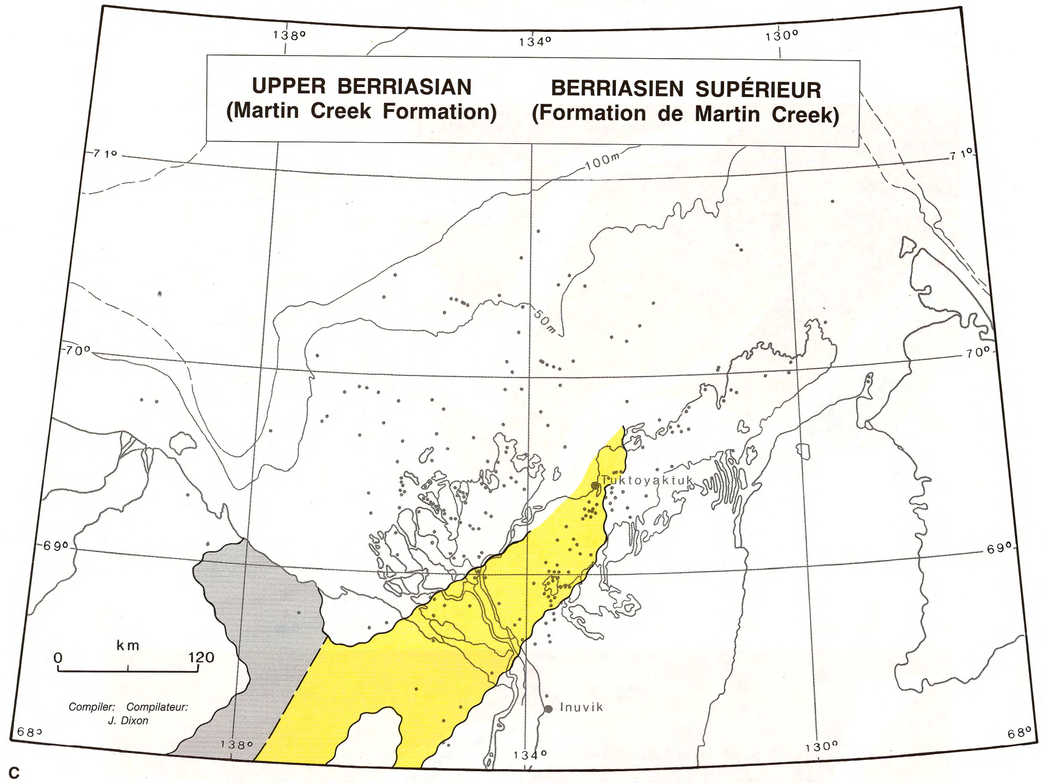


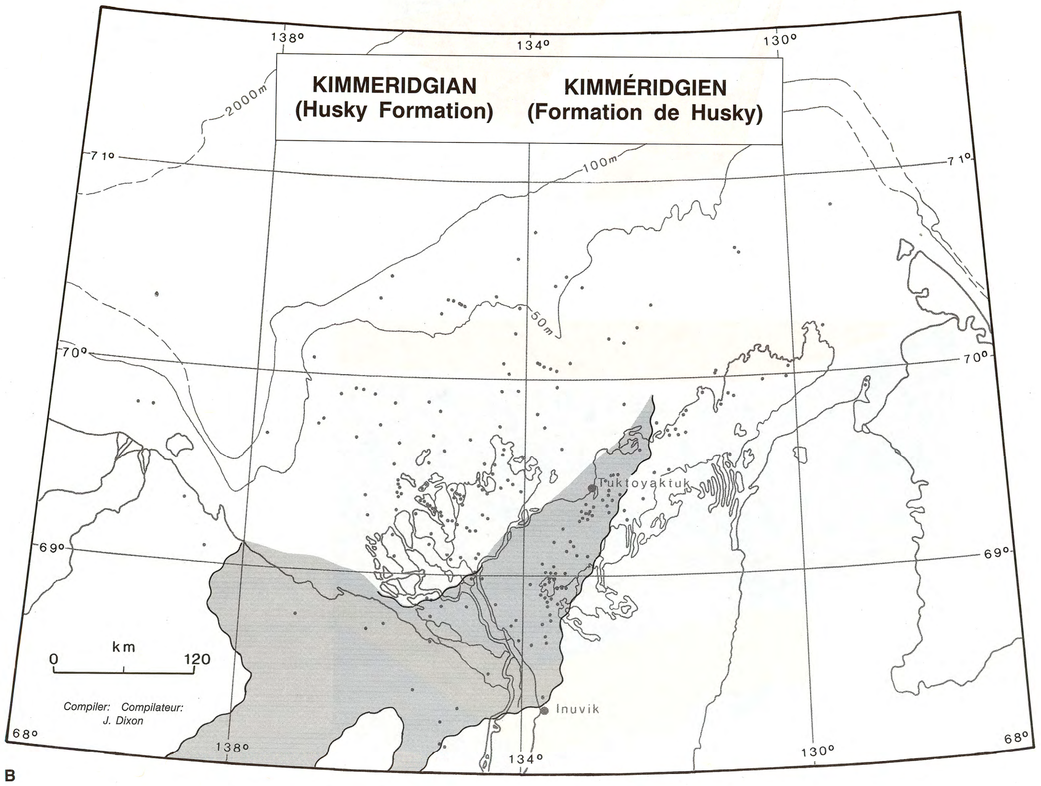
FIGURE 62



A



C



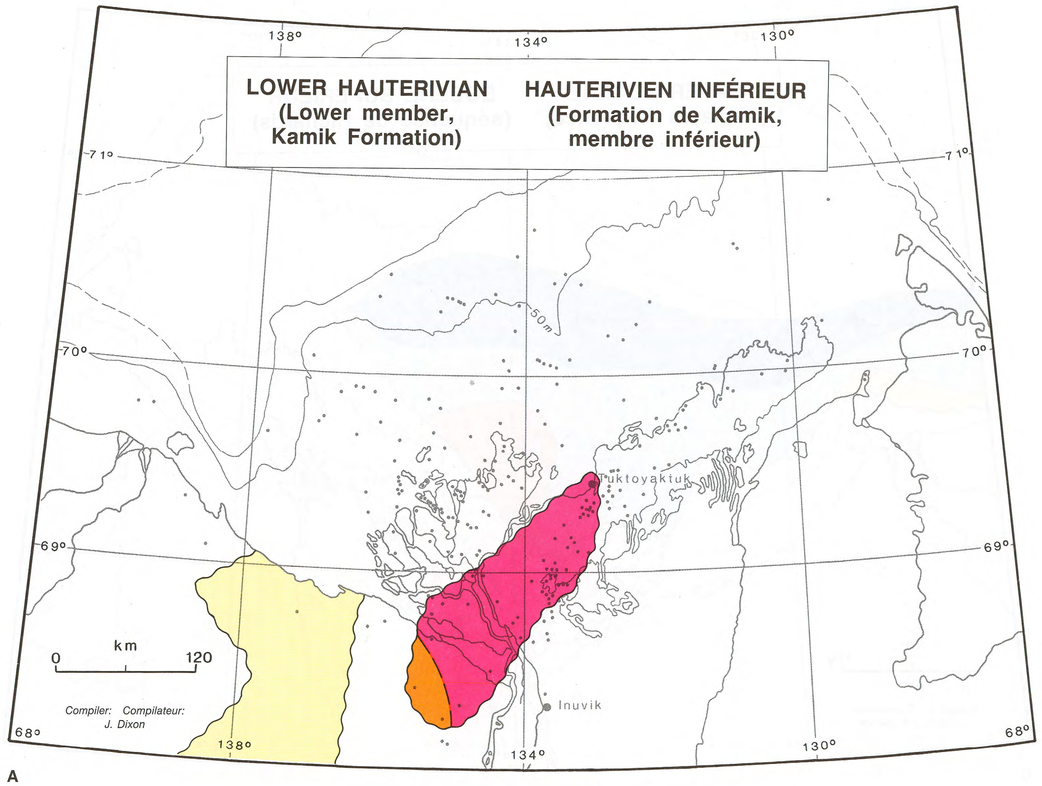
B

LEGEND / LÉGENDE

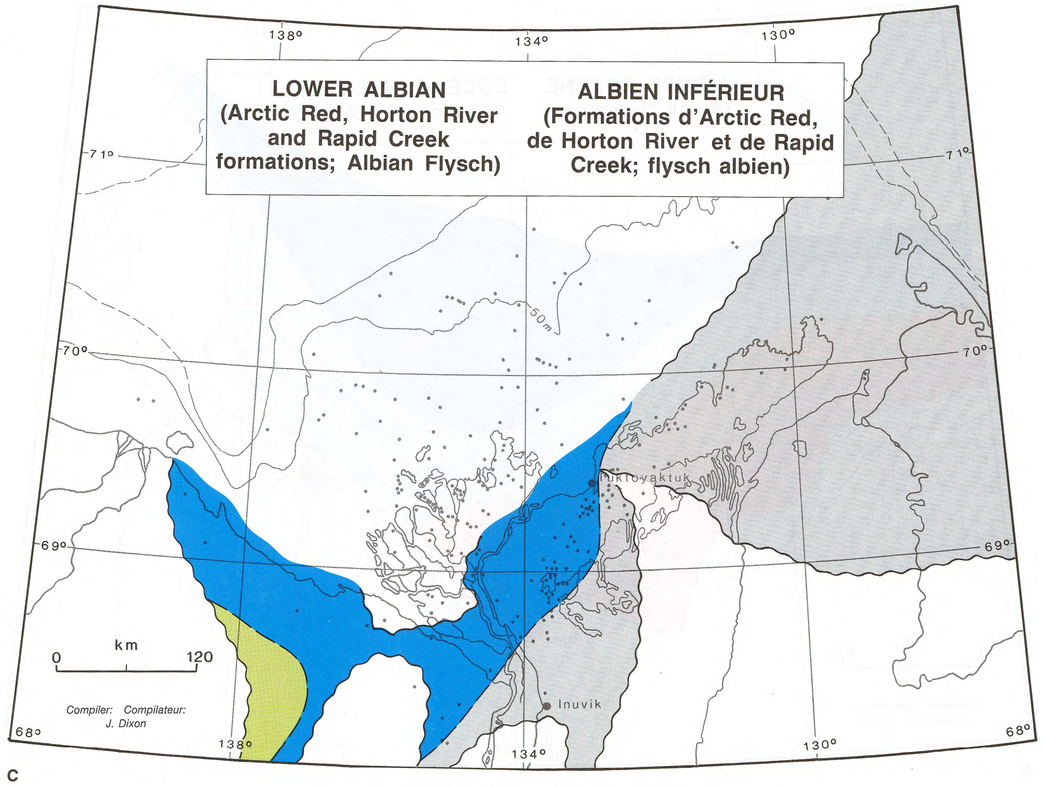
- *Delta plain/fluvial (sandstone,conglomerate)*
  Plaine deltaïque/milieu fluvial (grès, conglomérat)
- *Delta-plain (sandstone)*
  Plaine deltaïque (grès)
- *Fan-delta (conglomerate, sandstone)*
  Cône deltaïque (conglomérat, grès)
- *Delta-front (sandstone, shale)*
  Front de delta (grès, shale)
- *Nearshore (sandstone)*
  Littoral (grès)
- *Nearshore/inner shelf (sandstone)*
  Littoral/plate-forme continentale interne (grès)
- *Shelf (sandstone, shale)*
  Plate-forme continentale (grès, shale)
- *Shelf (shale)*
  Plate-forme continentale (shale)
- *Prodelta/shelf (shale)*
  Prodelta/plate-forme continentale (shale)
- *Prodelta (shale)*
  Prodelta (shale)
- *Slope/base of slope (shale)*
  Talus/base du talus (shale)
- *Slope/basin (shale)*
  Talus/bassin (shale)
- *Submarine fan (conglomerate, sandstone)*
  Cône sous-marin (conglomérat, grès)
- *Inner fan and submarine canyon (shale, sandstone)*
  Cône interne et canyon sous-marin (shale, grès)
- *Outer fan/basin plain (shale)*
  Cône externe/plaine de bassin (shale)
- *Basin plain (shale)*
  Plaine de bassin (shale)

Erosional edge/Biseau d'érosion
Depositional edge/Biseau de sédimentation

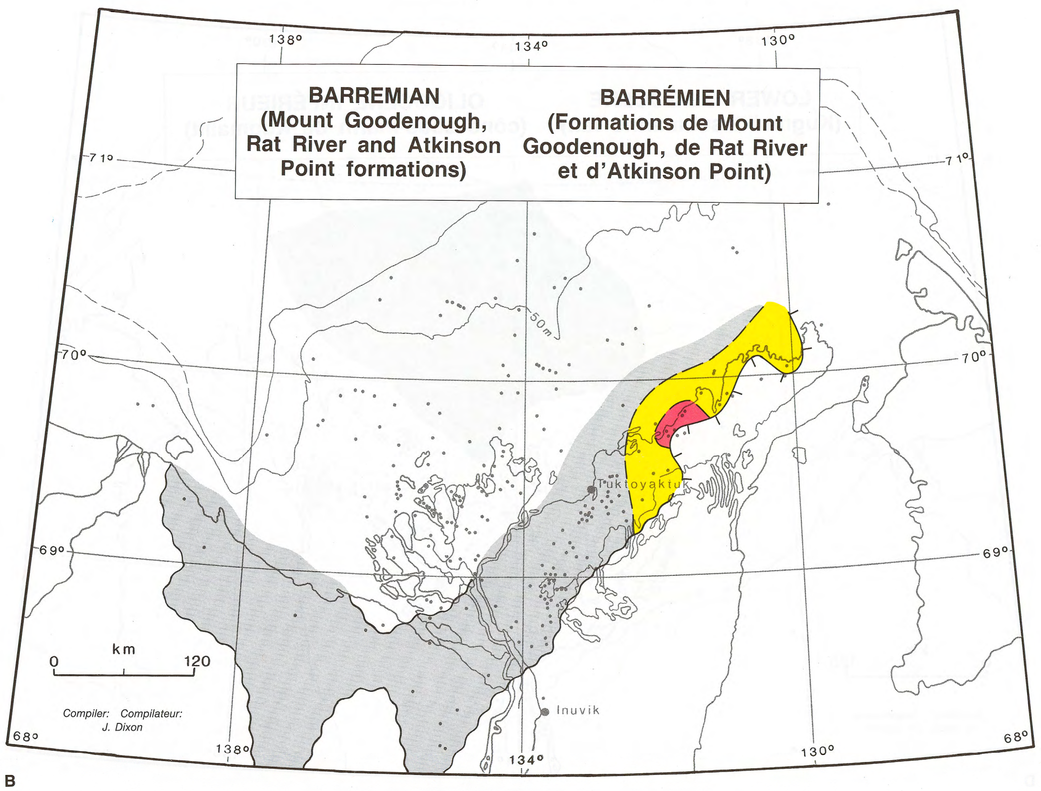
FIGURE 63



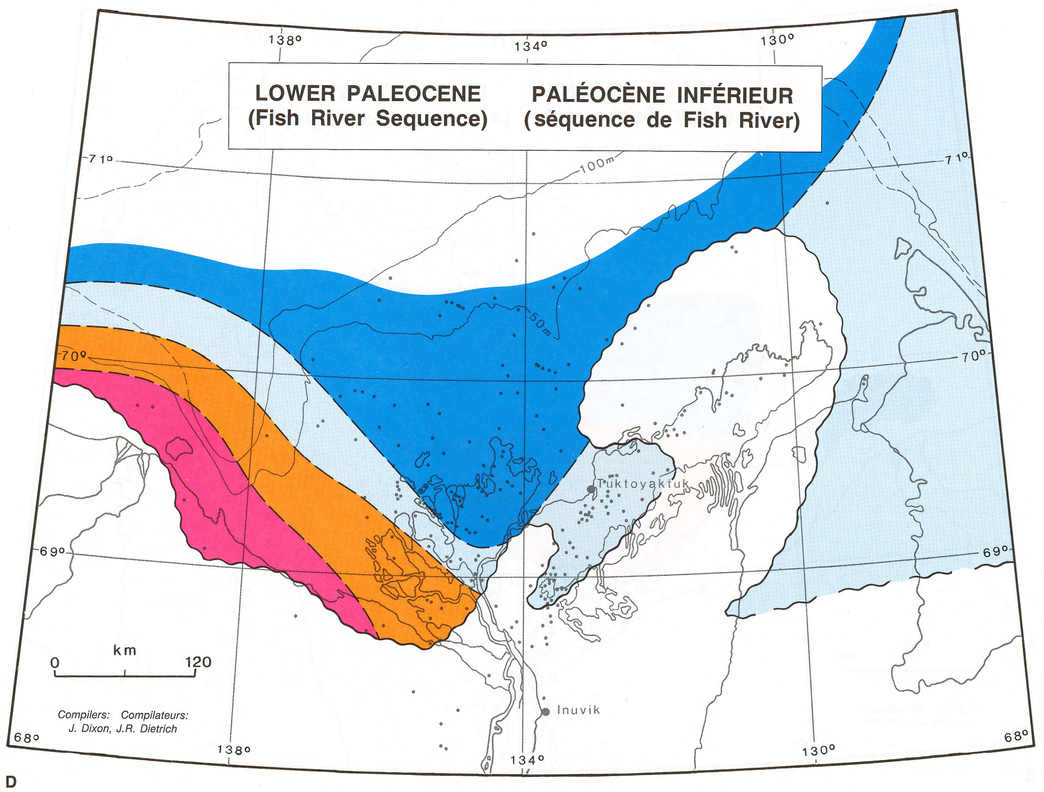
A



C

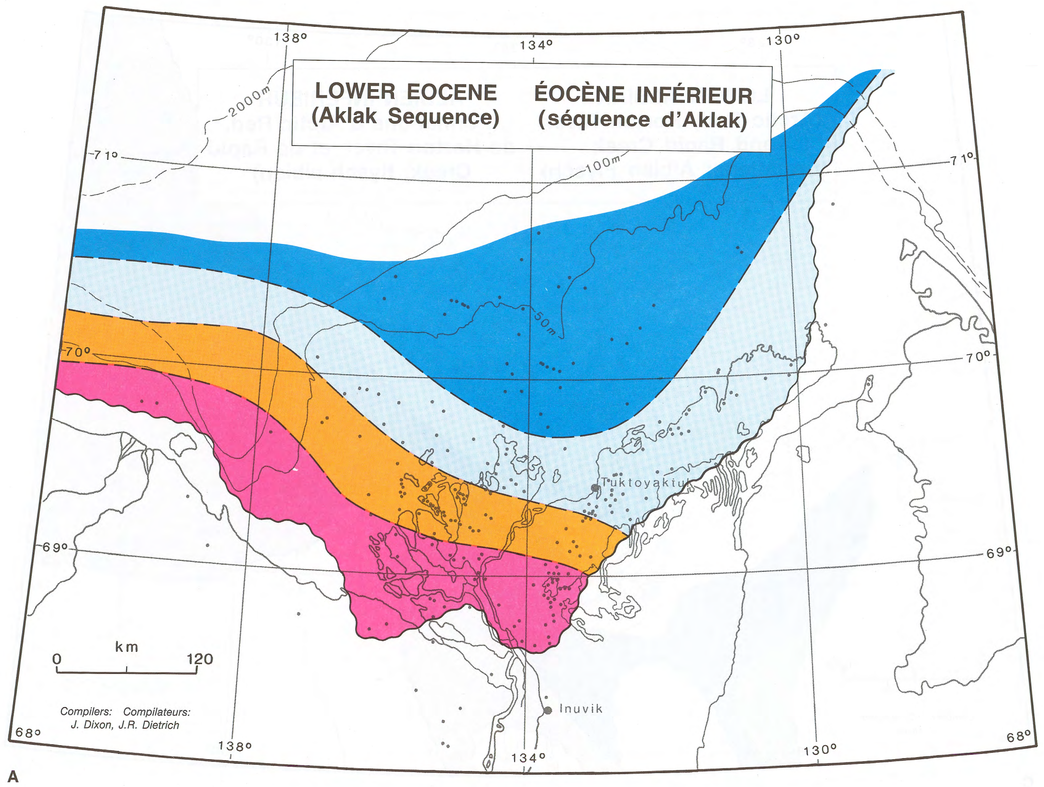


B

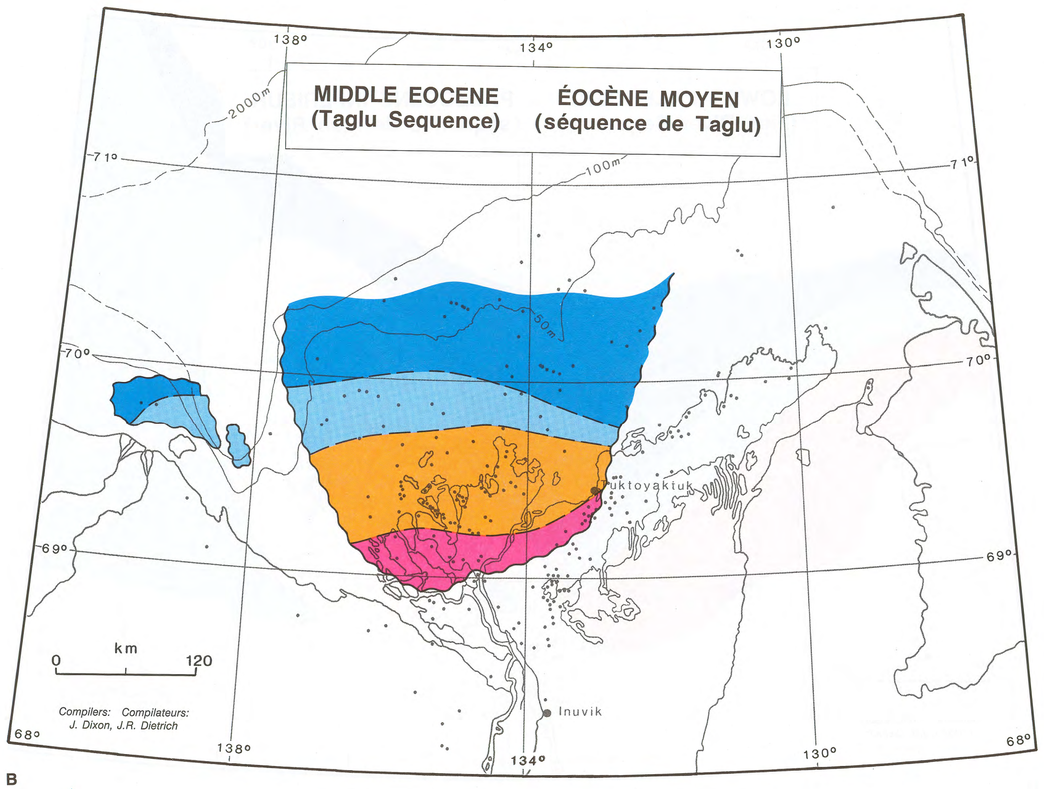


D

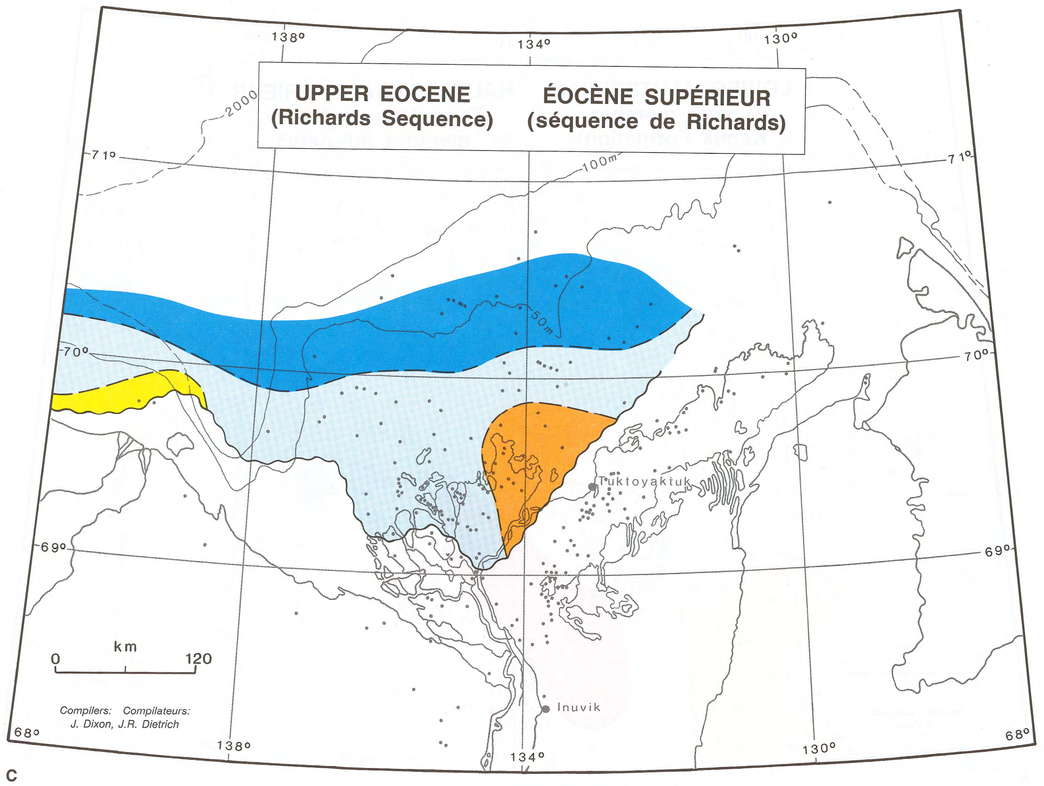
FIGURE 64



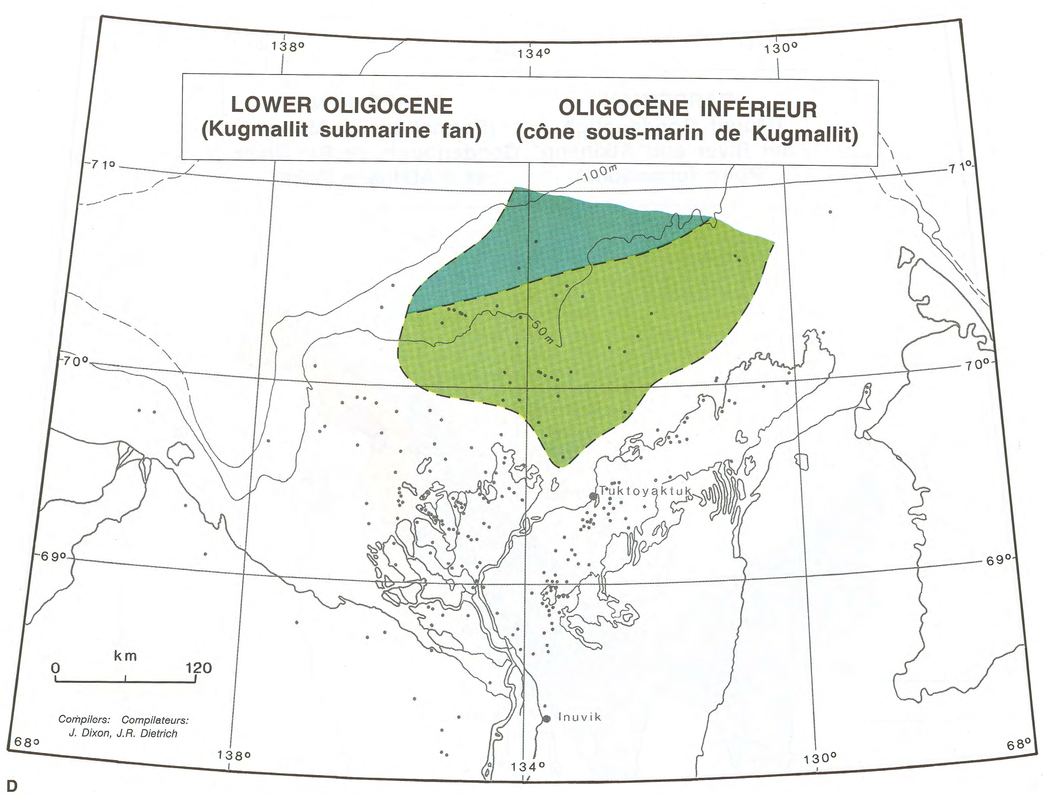
A



B

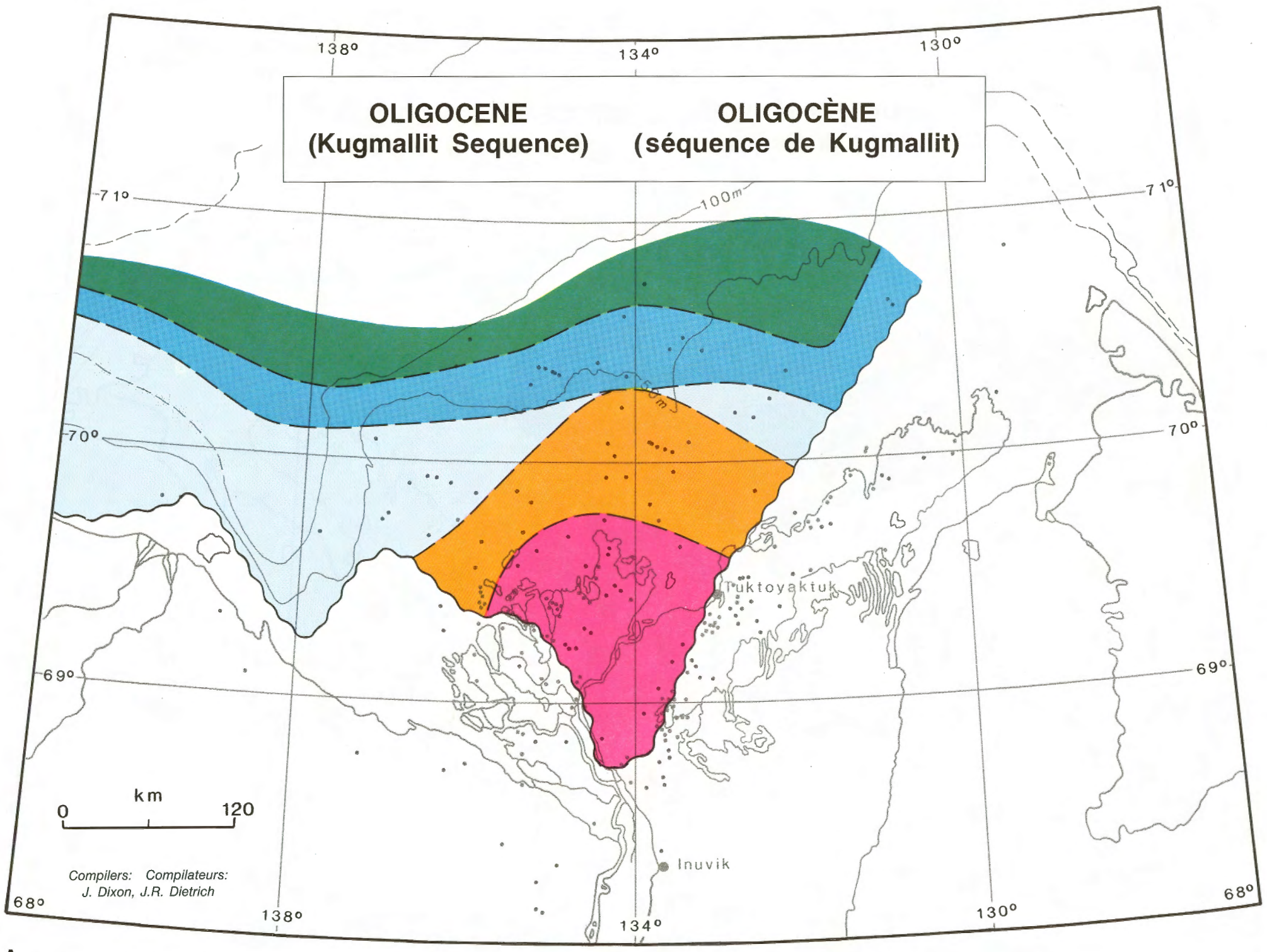


C

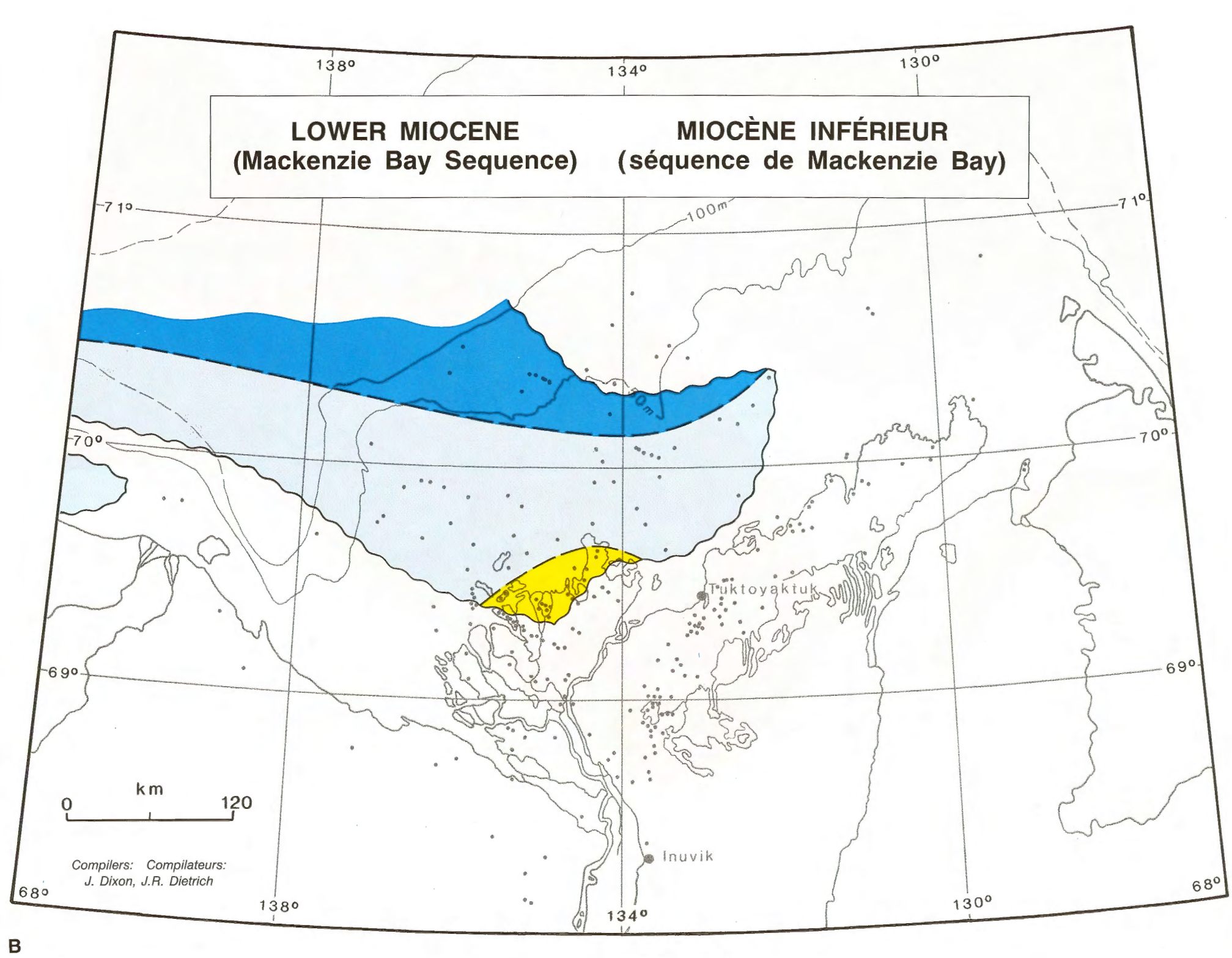


D

FIGURE 65

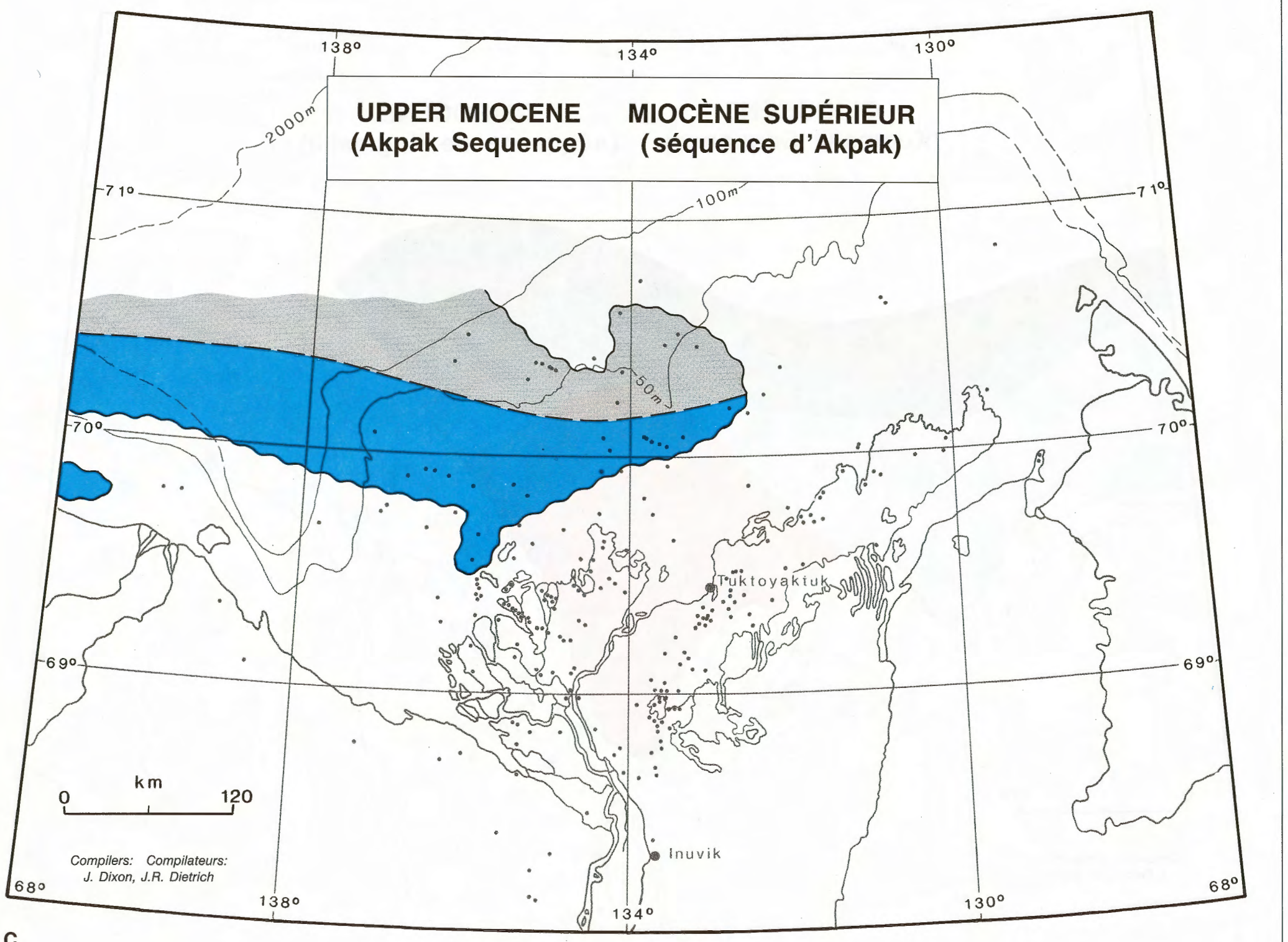

OLIGOCENE
(Kugmallit Sequence)
OLIGOCÈNE
(séquence de Kugmallit)
138°
134°
130°
71°
70°
69°
68°
100m
50m
0m
Tuktoyaktuk
Inuvik
km
0
120
Compilers: Compilateurs:
J. Dixon, J.R. Dietrich

A

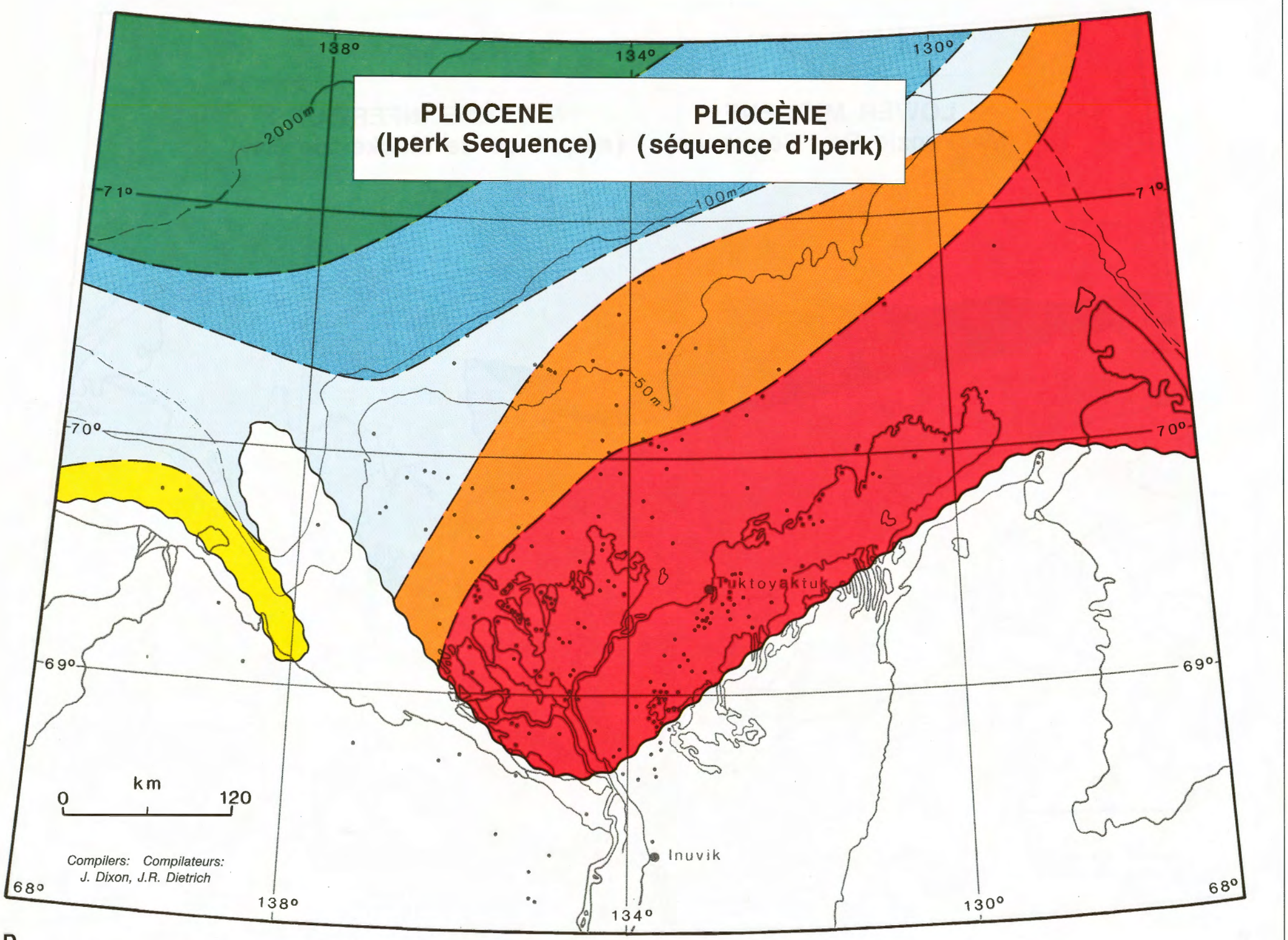

LOWER MIOCENE
(Mackenzie Bay Sequence)
MIOCÈNE INFÉRIEUR
(séquence de Mackenzie Bay)
138°
134°
130°
71°
70°
69°
68°
100m
50m
0m
Tuktoyaktuk
Inuvik
km
0
120
Compilers: Compilateurs:
J. Dixon, J.R. Dietrich

B

FIGURE 66



C



D

FIGURE 66 (Cont'd.)

BIOSTRATIGRAPHY

BIOSTRATIGRAPHIE

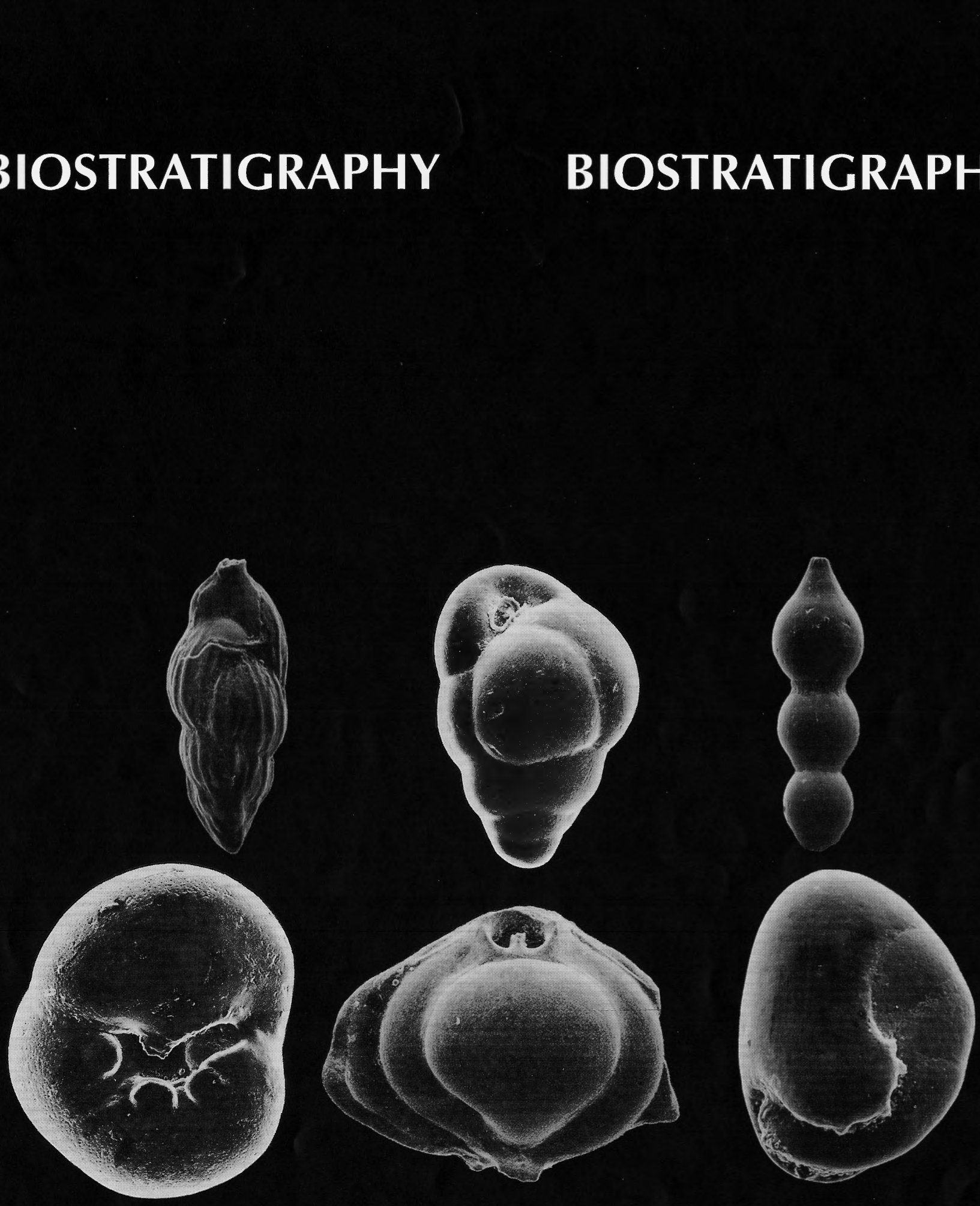


Photo: D.H. McNeil

DISTRIBUTION OF UPPER JURASSIC FORAMINIFERS IN THE BEAUFORT–MACKENZIE AREA

A.S. Hedinger
(Fig. 67)

INTRODUCTION

The Jurassic microfaunas of arctic North America are poorly known. Significant taxonomic studies are limited to Tappan's (1955) work on the North Slope of Alaska and Hedinger's (in press) more recent investigations of the Upper Jurassic of the Beaufort–Mackenzie area. Other useful papers include Chamney (1971), Leskiw (in Poulton et al., 1982), Souaya (1976) and Wall (1983).

The Jurassic succession in the Beaufort–Mackenzie Basin area is subdivided into the predominantly clastic Bug Creek Group (Jeletzky, 1967; Poulton et al., 1982) of Early and Middle Jurassic age, and the overlying, predominantly argillaceous Husky Formation (Jeletzky, 1967; Dixon, 1982; Braman, 1985) of Late Jurassic to very earliest Cretaceous age.

Bug Creek Group

The foraminiferal content of the Lower to Middle Jurassic Bug Creek Group is so poorly known that no attempt has been made to include this section in Figure 67. Microfaunas of the Bug Creek Group west of the Beaufort–Mackenzie area have been studied in a preliminary fashion by Leskiw (in Poulton et al., 1982), but have yielded generally poorly preserved and depauperate assemblages. A few long-ranging species, such as *Labrospira freboldi, L. goodenoughensis, Ammosphaeroidina*(?) *stelcki,* and *Trochammina elevata elevata*, first appear in the Bug Creek Group and range up into the Husky Formation. No work has been done on Bug Creek microfaunas within the subsurface portion of the Beaufort–Mackenzie area.

Husky Formation

The Husky Formation is a thick (up to 350 m) predominantly argillaceous succession that ranges in age from early(?) Oxfordian to early Berriasian. The unit was originally defined by Jeletzky (1967) from outcrops in the Aklavik Range of the northern Richardson Mountains immediately west of the Mackenzie River Delta. Dixon (1982) and Braman (1985) extended the mapping of the formation into the adjacent subsurface.

The zonation presented in Figure 67 is based on a composite reference section located in the Aklavik Range (Hedinger, in press; and unpublished data). Many of the taxa presented are new or redefined. The Husky Formation in this area carries a rich foraminiferal fauna consisting of 143 species belonging to 49 genera (29 agglutinated and 20 calcareous). The fauna is overwhelmingly dominated by the simple agglutinated forms and has a markedly ''boreal'' nature. It is distinctly different from coeval faunas in Atlantic Canada (Ascoli, 1976; Gradstein, 1976) and the western Interior Plains (Wall, 1960; Brooke and Braun, 1972) and bears closest resemblance to faunas found in the Sverdrup Basin (Souaya, 1976; Wall, 1983), western Siberia (Dain et al., 1972) and, to a lesser extent, northeastern British Columbia (Brooke and Braun, 1981). Although calcareous foraminifers are present (predominantly nodosarids, polymorphinids and minor ceratobuliminids) they occur erratically throughout the section and have been deliberately omitted from the zonal chart.

The boreal Jurassic–Early Cretaceous (Neocomian) produced some very successful and long-ranging foraminiferal species that have a tendency to numerically dominate many of the samples studied. Such forms include *Labrospira goodenoughensis* (Chamney), *L. freboldi* Hedinger [commonly misidentified as *L. canui* (Cushman)] and *Ammobaculites alaskensis* Tappan.

The Husky Formation in the Aklavik Range section has been tentatively divided into six assemblage zones. These are shown in Figure 67 along with their most characteristic species.

RÉPARTITION DES FORAMINIFÈRES ASSOCIÉS AUX STRATES DU JURASSIQUE SUPÉRIEUR DANS LE BASSIN DE BEAUFORT–MACKENZIE

A.S. Hedinger
(fig. 67)

INTRODUCTION

Les microfaunes jurassiques de la zone arctique de l'Amérique du Nord sont très peu connues. Les études taxinomiques d'importance sont rares et se limitent à celles de Tappan (1955) dans la région de «North Slope» en Alaska de même qu'aux travaux plus récents de Hedinger (sous presse) sur le Jurassique supérieur dans la région de Beaufort-Mackenzie. Les autres études qui s'avèrent utiles sont celles de Chamney (1971), Leskiw (*in* Poulton et al., 1982), Souaya (1976) et Wall (1983).

La succession jurassique observée dans la région du bassin de Beaufort–Mackenzie présente les deux grandes divisions suivantes : le groupe essentiellement clastique de Bug Creek (Jeletzky, 1967; Poulton et al., 1982), déposé au Jurassique inférieur et moyen, ainsi que la formation sus-jacente de Husky à prédominance argileuse (Jeletzky, 1967; Dixon, 1982; Braman, 1985), déposée du Jurassique supérieur au tout début du Crétacé.

Groupe de Bug Creek

Les foraminifères du Groupe de Bug Creek (Jurassique inférieur à moyen) sont tellement peu connus que les auteurs n'ont pas tenté d'inclure cette section dans la figure 67. Les microfaunes du Groupe de Bug Creek dans la région à l'ouest du bassin de Beaufort-Mackenzie ont été étudiées sommairement par Leskiw (*in* Poulton et al., 1982); cependant, elles présentaient généralement des associations mal préservées au nombre d'individus limité. Quelques espèces à longue extension stratigraphique, dont notamment *Labrospira freboldi*, *L. goodenoughensis*, *Ammosphaeroidina* (?) *stelcki* et *Trochammina elevata elevata*, apparaissent pour la première fois dans le Groupe de Bug Creek et s'observent jusque dans la Formation de Husky. Aucune étude n'a été faite sur les microfaunes du Groupe de Bug Creek dans la portion de subsurface de la région de Beaufort–Mackenzie.

Formation de Husky

La Formation de Husky est une épaisse succession (jusqu'à 350 m) essentiellement argileuse, qui varie en âge de l'Oxfordien inférieur (?) au Berriasien inférieur. À l'origine, l'unité a été définie par Jeletzky (1967) à partir d'affleurements du chaînon Aklavik dans la partie nord des monts Richardson, immédiatement à l'ouest du delta du Mackenzie. Ce sont Dixon (1982) et Braman (1985) qui ont poursuivi la cartographie de la formation en subsurface, dans les régions adjacentes.

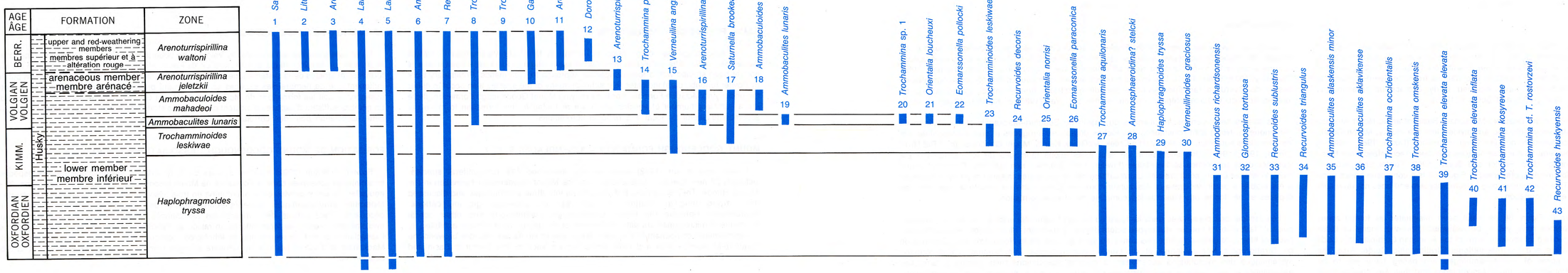
La zonation de la figure 67 a été établie à partir d'une coupe de référence composite du chaînon Aklavik (Hedinger, sous presse et données non publiées). Dans le présent document, nombre des taxons décrits sont nouveaux ou redéfinis. Dans la région, la Formation de Husky contient une riche faune de foraminifères qui se compose de 143 espèces appartenant à 49 genres, dont 29 sont à test aggluti né et 20 à test calcaire. La faune contient presque essentiellement des formes simples à test aggluti né et possède une forte composante «boréale». Elle présente de grandes différences avec les faunes contemporaines du Canada atlantique (Ascoli, 1976; Gradstein, 1976) et des Plaines intérieures de l'Ouest (Wall, 1960; Brooke et Braun, 1972); elle ressemble cependant beaucoup aux faunes du bassin de Sverdrup (Souaya, 1976; Wall, 1983), de la Sibérie occidentale (Dain et al., 1972) et de la partie nord-est de la Colombie-Britannique, bien que dans une moindre mesure dans le dernier cas (Brooke et Braun, 1981). Des foraminifères à test calcaire ont été signalés, surtout des nodosarides, des polymorphinides et un peu de cératobuliminides, mais ils ne sont présents que çà et là sur l'ensemble de la coupe et ont été omis volontairement du tableau de zonation.

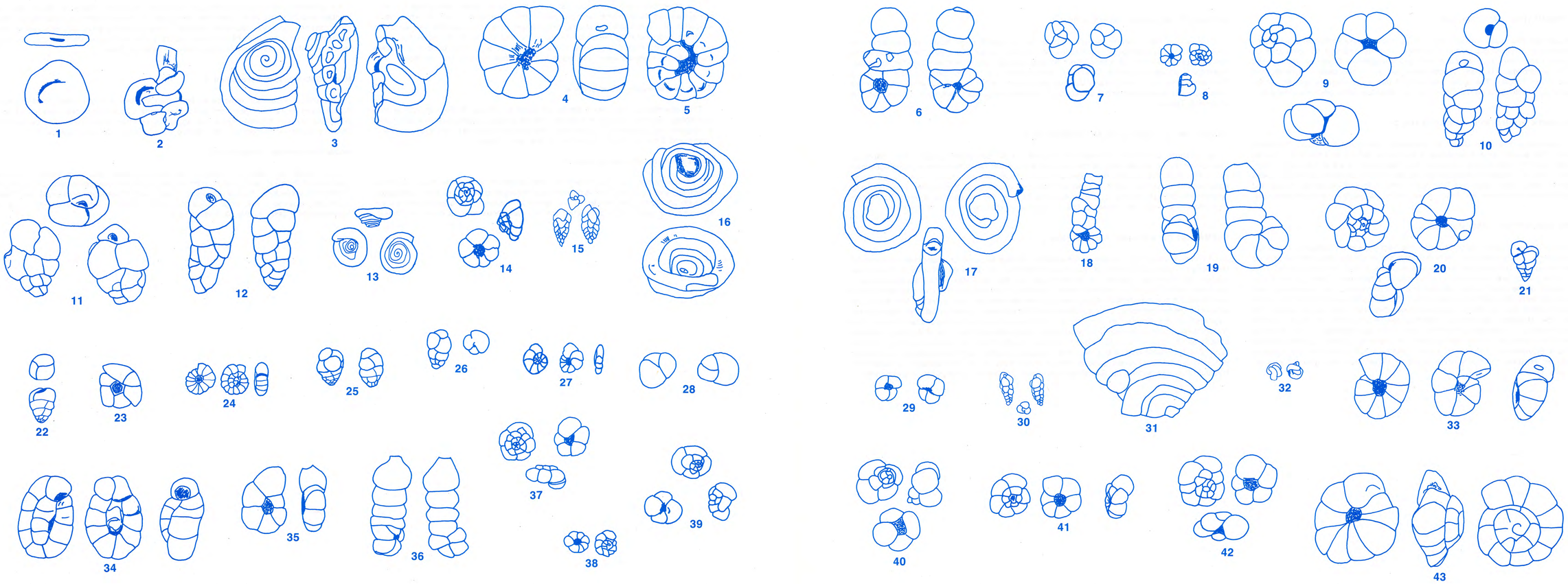
Dans la région boréale, quelques espèces de foraminifères ont eu un succès remarquable et présentent une longue extension stratigraphique dans l'intervalle compris entre le Jurassique et le Crétacé inférieur (Néocomien); elles ont d'ailleurs tendance à dominer en nombre plusieurs des échantillons étudiés. Parmi elles, on compte les formes *Labrospira goodenoughensis* (Chamney), *L. freboldi* Hedinger [souvent mal identifiée et appelée *L. canui* (Cushman)] et *Ammobaculites alaskensis* Tappan.

La Formation de Husky de la coupe du chaînon Aklavik a été divisée sur une base d'essai en six cénozones, lesquelles sont présentées à la figure 67 avec les espèces qui les caractérisent.

DISTRIBUTION OF UPPER JURASSIC FORAMINIFERS IN THE BEAUFORT-MACKENZIE AREA

RÉPARTITION DES FORAMINIFÈRES DU JURASSIQUE SUPÉRIEUR DANS LA RÉGION DE BEAUFORT-MACKENZIE





Compiler: Compilateur:
A.S. Hedinger

FIGURE 67

DISTRIBUTION OF SELECTED BERRIASIAN TO APTIAN BENTHIC FORAMINIFERA, BEAUFORT–MACKENZIE AREA

S. Fowler
(Fig. 68)

INTRODUCTION

Until the work by Fowler (1985), Fowler and Braun (1992), and Fowler and Dixon (in press), comprehensive taxonomic studies of Early Cretaceous microfaunas from arctic North America were limited to studies of Albian foraminifers (Tappan, 1962; Chamney, 1978; Sliter, 1981). Studies of boreal Mesozoic microfaunas from the Sverdrup Basin of the Canadian Arctic Islands that have included Early Cretaceous foraminiferal assemblages are those of Wall (1983) and Souaya (1976).

Berriasian to Aptian strata in the Beaufort–Mackenzie Basin of arctic North America consist of terrigenous clastic sediments and are divided into the Husky, Martin Creek, McGuire, Kamik, Mount Goodenough, and Rat River formations (Dixon, 1982, 1986). A succession of seven foraminiferal faunal assemblages has been recognized from these deposits (Fowler, 1985, unpubl. data; Fowler and Braun, 1992; Fowler and Dixon, in press). The distribution of foraminifers presented in Figure 68 is a composite based upon the work of these authors. This chart shows only selected species and does not represent the entire assemblage of each formation.

The assemblages shown in Figure 68 have not been designated as formal zones because appropriate stratotypes have yet to be assigned. However, many of these assemblages can be distinguished as zones in terms of the American Commission's Code of Stratigraphic Nomenclature and the International Stratigraphic Guide. Also, the microfaunas upon which some of the assemblages are based have yet to be systematically described. Nonetheless, these assemblages and their key species have been found to be effective in establishing regional correlations and elements of the assemblages can be recognized far beyond the boundaries of the study area.

HUSKY FORMATION – ASSEMBLAGE 1

The basal Berriasian assemblage of the mainly Jurassic Husky Formation is marked by the appearance of *Lituotuba gallupi* Chamney. This assemblage is dominated by long-ranging foraminifers such as *Labrospira goodenoughensis* Chamney, *Recurvoides* ex. gr. *R. canningensis* (Tappan), *Trochammina* ex. gr. *T. neocomiana* Myatliuk, and *Gaudryina milleri* Tappan. The upper boundary of this assemblage is marked by the disappearance of *Lituotuba gallupi* Chamney and *Ammobaculites alaskensis* Tappan.

MARTIN CREEK FORMATION – ASSEMBLAGE 2

This assemblage has been dated as extending from latest Berriasian to earliest Valanginian. The Martin Creek assemblage is not sharply defined as it has many species in common with the assemblage recovered from Berriasian strata of the upper Husky Formation; however, Early Valanginian species such as *Cribrostomoides concavoides* Bulynnikova, *Recurvoides obskiensis* Romanova, *Ammobaculites claviformis* Fowler and Braun, and *A. tholoides* Fowler and Braun make their first appearance in this assemblage.

MCGUIRE FORMATION – ASSEMBLAGE 3

This assemblage has been dated as extending from the Early Valanginian to earliest Late Valanginian. Fowler and Dixon (in press) have systematically described the species from this formation. The McGuire assemblage contains a total of eighty foraminiferal species, 10 of which are new species introductions. Fowler and Dixon (op. cit.) also provide details of the stratigraphic distribution of the elements of the assemblage and discuss the probable environments of deposition. This assemblage is ''boreal'' in aspect and exhibits similarities to coeval microfaunas described from other arctic regions. For example, the McGuire assemblage bears close resemblance to Wall's (1983) *Uvigerinammina* sp. 1 Assemblage from the upper Deer Bay Formation of the Sverdrup Basin of the Canadian Arctic Archipelago. In western Siberia, *Cribrostomoides concavoides* Bulynnikova, *Recurvoides paucus inflatus* Bulynnikova, and *Trochammina gyroidiniformis* Myatliuk commonly occur together in Berriasian-Valanginian strata (V. Basov, pers. comm.)

RÉPARTITION DE CERTAINS FORAMINIFÈRES BENTHIQUES DU BERRIASIEN À L'APTIEN, RÉGION DE BEAUFORT–MACKENZIE

S. Fowler
(fig. 68)

INTRODUCTION

Avant les travaux de Fowler (1985), Fowler et Braun (1992) ainsi que Fowler et Dixon (sous presse), les études taxinomiques détaillées des microfaunes du Crétacé inférieur observées dans la zone arctique de l'Amérique du Nord se limitaient aux foraminifères albiens (Tappan, 1962; Chamney, 1978; Sliter, 1981). Les études menées sur les microfaunes mésozoïques boréales du bassin de Sverdrup (archipel Arctique canadien), traitant également des associations de foraminifères du Crétacé inférieur, ont été écrites par Wall (1983) et Souaya (1976).

Les strates berriasiennes à aptiennes du bassin de Beaufort–Mackenzie (zone arctique de l'Amérique du Nord) sont constituées des roches détritiques terrigènes et sont représentées par les formations suivantes : Husky, Martin Creek, McGuire, Kamik, Mount Goodenough et Rat River (Dixon, 1982, 1986). Une succession de sept associations fauniques de foraminifères a été identifiée dans ces roches sédimentaires (Fowler, 1985, données non publiées; Fowler et Braun, 1992; Fowler et Dixon, sous presse). La répartition des foraminifères faisant l'objet de la figure 68 a été établie à partir des travaux des auteurs précités. Cette carte ne répertorie que certaines espèces et ne donne pas l'association complète de chaque formation.

Les associations présentées dans la figure 68 ne constituent pas encore des zones formelles, puisqu'il faut d'abord que les stratotypes soient décrits. Cependant, plusieurs de ces associations peuvent être considérées comme des zones au sens du code de la North American Commission on Stratigraphic Nomenclature et du Guide stratigraphique international. La description systématique des microfaunes appartenant à certains associations reste encore à faire. Les associations et leurs espèces caractéristiques ont toutefois servi à l'établissement de corrélations régionales et des éléments des associations peuvent être reconnus bien au-delà des frontières de la région d'étude.

FORMATION DE HUSKY: ASSOCIATION 1

L'association berriasienne formant la base de la Formation de Husky, principalement du Jurassique, est caractérisée par l'apparition de *Lituotuba gallupi* Chamney. Cette association se compose essentiellement de foraminifères de longue durée, notamment des espèces suivantes : *Labrospira goodenoughensis* Chamney, *Recurvoides* ex. gr. *R. canningensis* (Tappan), *Trochammina* ex. gr. *T. neocomiana* Myatliuk et *Gaudryina milleri* Tappan. La limite supérieure de cette association se reconnaît par la disparition de *Lituotuba gallupi* Chamney et d'*Ammobaculites alaskensis* Tappan.

FORMATION DE MARTIN CREEK: ASSOCIATION 2

La présente association a existé de la toute fin du Berriasien jusqu'au tout début du Valanginien. Elle n'est pas bien définie parce qu'elle contient de nombreuses espèces également présentes dans les strates berriasiennes de la Formation de Husky (partie supérieure); apparaissent cependant pour la première fois des espèces du Valanginien inférieur, dont notamment *Cribrostomoides concavoides* Bulynnikova, *Recurvoides obskiensis* Romanova, *Ammobaculites claviformis* Fowler et Braun, ainsi qu'*A. tholoides* Fowler et Braun.

FORMATION DE MCGUIRE: ASSOCIATION 3

La présente association a existé du Valanginien inférieur au début du Valanginien supérieur. La description systématique des espèces de cette formation est l'oeuvre de Fowler et Dixon (sous presse). Quatre-vingts espèces de foraminifères ont été identifiées dans l'association de la Formation de McGuire et sur ce total, 10 sont nouvelles. Fowler et Dixon (op. cit.) donnent en plus des précisions sur la répartition stratigraphique des éléments de l'association et font le tour des milieux de dépôts probables. Cette association est dite «boréale» selon ses caractéristiques et elle s'apparente à des microfaunes du même âge observées dans d'autres régions de l'arctique. Elle ressemble par exemple beaucoup à l'association à *Uvigerinammina* sp. 1 de Wall (1983), observée dans la partie supérieure de la Formation de Deer Bay du bassin de Sverdrup (archipel Arctique canadien). En Sibérie occidentale, on signale aussi la présence de *Cribrostomoides concavoides* Bulynnikova, de *Recurvoides paucus inflatus* Bulynnikova et de *Trochammina gyroidiniformis* Myatliuk dans des strates du Berriasien-Valanginien (V. Basov, communication personnelle).

KAMIK FORMATION – ASSEMBLAGE 4

This assemblage has been dated as extending from late Valanginian to middle Hauterivian times. The distinctive microfaunal assemblage of the Kamik Formation has not yet been studied with a formal, rigorous approach to systematics. Preliminary work by Fowler (unpubl. data) indicates that although many of the species also occur in either the underlying McGuire Formation or the overlying Mount Goodenough Formation, there are a sufficient number of species which are restricted to this formation to make the assemblage useful for local and regional correlations.

MOUNT GOODENOUGH FORMATION – ASSEMBLAGES 5, 6, 7

Fowler and Braun (1992) systematically described 119 foraminiferal species, including 22 new species introductions, from the Mount Goodenough Formation in the Aklavik Range. They subdivided this microfauna into three assemblages and discussed their stratigraphic distributions, correlatives, and paleoecologic implications. Comparisons between the Mount Goodenough assemblages and other boreal foraminiferal microfaunas are difficult because of the degree of endemism exhibited by the agglutinated component of the assemblage and to lithofacies changes between the Beaufort–Mackenzie area and other arctic regions such as the Sverdrup Basin and western Siberia.

Mount Goodenough: Assemblage 5

This assemblage has been dated as Late Hauterivian. Fowler and Braun (op. cit.) recognized two foraminiferal biofacies within this assemblage, both of which were indicative of an offshore, open-sea environment of a transgressive sea with one biofacies approximating the outer neritic zone and the other biofacies the more restricted environmental conditions of the inner-neritic zone. The distinctive species *Arenobulimina mcneili* Fowler and Braun is found abundantly in both biofacies.

Mount Goodenough: Assemblage 6

This assemblage has been dated as Early to Middle Barremian. While this assemblage has many species in common with the previous assemblage, it is dominated by agglutinated species of foraminifers. The distinctive species *Verneuilina caldwelli* Fowler and Braun is found abundantly in this assemblage.

Mount Goodenough: Assemblage 7

This assemblage has been dated as Late Barremian to possibly Aptian. It is not particularly well developed and is essentially a continuation of the previous assemblage although greatly reduced in species and specimen numbers. The agglutinated species remaining still occur abundantly while the two calcareous species occur only rarely.

FORMATION DE KAMIK: ASSOCIATION 4

La présente association a existé du Valanginien supérieur au Hauterivien moyen. L'association microfaunique caractéristique de la Formation de Kamik n'a pas encore été décrite selon les règles formelles et strictes de la systématique. Les travaux préliminaires de Fowler (données non publiées) indiquent que de nombreuses espèces sont également présentes dans les unités sous-jacente et sus-jacente, soit les formations de McGuire et de Mount Goodenough respectivement; cependant, un nombre suffisant d'espèces n'existent que dans les strates de Kamik et permettent ainsi d'utiliser cette association pour des corrélations locales et régionales.

FORMATION DE MOUNT GOODENOUGH : ASSOCIATIONS 5, 6 ET 7

Fowler et Braun (1992) sont les auteurs de la description systématique de 119 espèces de foraminifères observées dans la Formation de Mount Goodenough du chaînon Aklavik, dont 22 sont nouvelles. Ils ont subdivisé cette microfaune en trois associations et ont brossé un tableau de leur répartition stratigraphique, de leurs équivalents et des conditions paléoécologiques qui en découlent. Il est difficile de comparer les associations de Mount Goodenough avec d'autres microfaunes boréales de foraminifères en raison de l'endémisme des espèces à test agglutiné de l'association et des changements de lithofaciès, particulièrement entre la région de Beaufort–Mackenzie et d'autres portions du territoire arctique comme le bassin de Sverdrup et la Sibérie occidentale.

Mount Goodenough: Association 5

La présente association remonte au Hauterivien supérieur. Fowler et Braun (op. cit.) y ont identifié deux biofaciès de foraminifères, témoignant d'un environnement extracôtier de mer libre en transgression; l'un des biofaciès est associé à la partie externe de la zone néritique et l'autre, à sa partie interne avec son milieu à circulation plus restreinte. L'espèce caractéristique, abondante dans les deux biofaciès, est *Arenobulimina mcneili* Fowler et Braun.

Mount Goodenough: Association 6

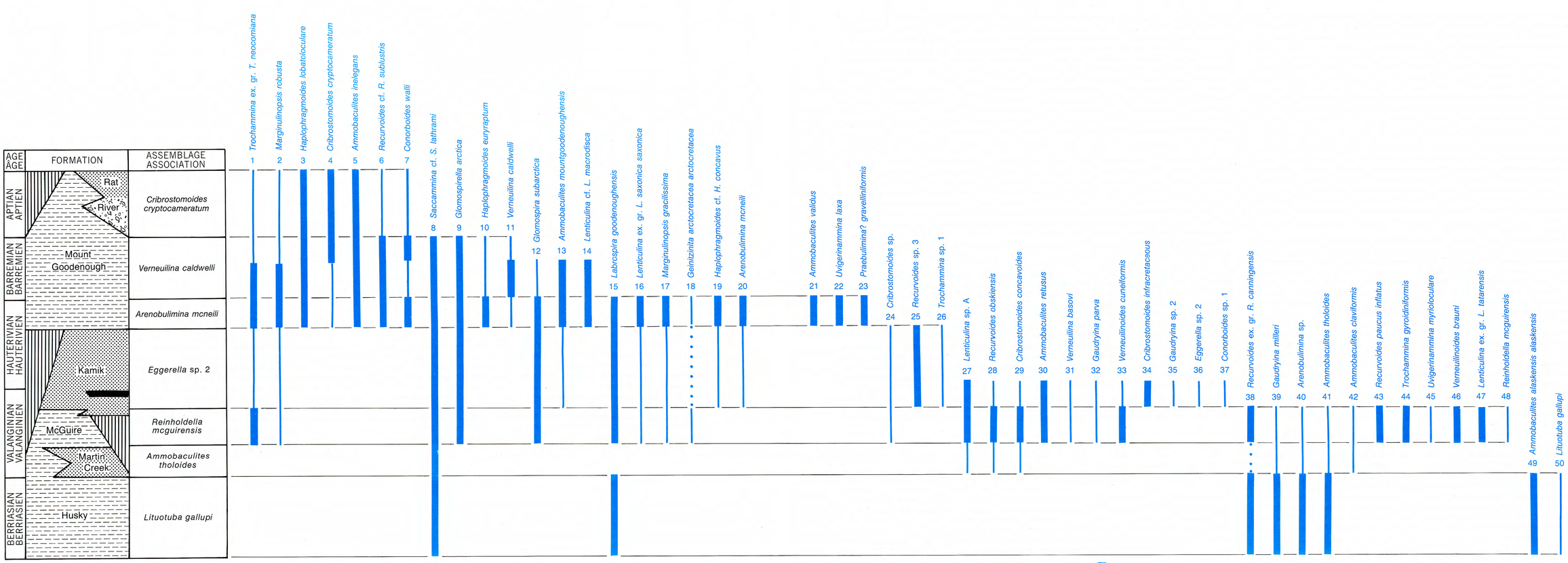
La présente assocation remonte au Barrémien inférieur à moyen. Bien qu'elle comprenne de nombreuses espèces également présentes dans l'assocation précédente, on y observe principalement des foraminifères à test aggluti né. Le foraminifère *Verneuilina caldwelli* Fowler et Braun, présent en abondance, est l'espèce caractéristique de cette association.

Mount Goodenough: Association 7

La présente association a existé du Barrémien supérieur à l'Aptien (limite d'âge supérieure incertaine). Elle n'est pas vraiment bien définié et se veut essentiellement un prolongement de l'assocation précédente, hormis le nombre d'espèces et d'individus considérablement moindre. Le reste des espèces à test agglutiné s'observent encore en abondance, bien que les deux représentants à test calcaire se fassent rares.

DISTRIBUTION OF BERRIASIAN TO APTIAN BENTHIC FORAMINIFERS IN THE BEAUFORT-MACKENZIE AREA

RÉPARTITION DES FORAMINIFÈRES BENTHIQUES DU BERRIASIEN À L'APTIEN DANS LA RÉGION DE BEAUFORT-MACKENZIE



Compiler: Compilateur:
S.P. Fowler

FIGURE 68

DISTRIBUTION OF ALBIAN TO MAASTRICHTIAN BENTHIC FORAMINIFERS IN THE BEAUFORT–MACKENZIE AREA

D.H. McNeil
(Fig. 69)

Very little has been published on the foraminiferal biostratigraphy of Albian to Maastrichtian rocks in the Beaufort–Mackenzie area. Dixon et al. (1989) mapped the distribution of Albian assemblages in several wells of the Mackenzie Delta and Tuktoyaktuk Peninsula. Detailed distributional data are presently not available. There are, however, numerous papers on Albian microfaunas from surrounding areas such as Eagle Plain, northern Yukon (Chamney, 1978), North Slope Alaska (Tappan, 1962), and the Arctic Islands (Sliter, 1981; Wall, 1983). The distribution of Late Cretaceous foraminifers in the Beaufort–Mackenzie area, as illustrated in Figure 69, is taken from unpublished data and some taxonomic work on key species. The Upper Cretaceous record in the Beaufort–Mackenzie Basin is unique and publications from other arctic basins provide only limited comparisons (Tappan, 1962; Macbeth and Schmidt, 1973; McDougall, 1987; Wall, 1983).

Albian to Maastrichtian sedimentary sequences in the Beaufort–Mackenzie area consist almost entirely of marine shales. During the Albian, normal marine shales were deposited widely throughout the basin and over much of the interior of North America. Microfaunas of this time are widespread and relatively uniform, indicating less climatic gradient than at present. Early Albian marine environments generally supported a rich benthic fauna that included both agglutinated and calcareous foraminifers. From the late Albian to Campanian, however, the foraminiferal record is obscured by two factors, unconformities and anoxic environments of deposition.

A major unconformity (Canada Basin breakup unconformity of Embry and Dixon, 1990), separates Albian from Cenomanian strata. Kerogen-rich shales of the Cenomanian–Turonian Boundary Creek Formation occur above this unconformity. Much of the Boundary Creek is barren of foraminifers due to anoxic or disaerobic bottom waters. Planktonic fossils, dinoflagellates and rarely radiolarians, are present in the Boundary Creek, but foraminifers are represented by only one thin zone of agglutinated foraminifers. Another unconformity separates the Boundary Creek Formation from the overlying Santonian–Campanian Smoking Hills Formation, which is also a kerogen-rich shale. The Smoking Hills Formation is barren of foraminifers at some locations but generally supports a moderately diverse assemblage of distinctive agglutinated foraminifers with rare occurrences of calcareous benthic foraminifers. Much of the Smoking Hills microfauna ranges into the more fossiliferous beds of the Maastrichtian Mason River Formation. A major faunal change occurred in the late Maastrichtian when numerous species were replaced by a distinctive agglutinated assemblage dominated by *Arenobulimina*.

Albian Foraminifers

Dixon et al. (1989) recognized three assemblages within the Albian Arctic Red Formation of the Mackenzie Delta subsurface. The lower assemblage contained a sparse, low-diversity assemblage of agglutinated foraminifers characterized by *Ammodiscus, Reophax, Trochamminoides,* and *Trochammina*. This microfauna was developed in a basinal downlap facies. Overlying these basinal deposits are shelf margin to slope sediments that carry relatively rich assemblages of agglutinated and calcareous benthic foraminifers. Although the detailed distributions of species within this section have not been documented, representatives of the *Quadrimorphina albertensis* Zone (Fig. 69) are well developed in the Mackenzie Delta subsurface. Representative species have been illustrated from the Aklavik A-37 well. The *Q. albertensis* Zone was originally described from the Arctic Islands by Wall (1983) but has a widespread distribution from there through to North Slope Alaska and south to the central foothills of Alberta. The upper part of the Arctic Red Formation contains a sparse agglutinated assemblage characteristic of the *Verneuilinoides borealis* Zone as described by Wall (1983) from the Arctic Islands.

Trochammina sp. 4900 Zone

The *Trochammina* sp. 4900 zone is informally recognized herein as a zone within the Boundary Creek Formation. The zone is defined by the occurrence of several agglutinated foraminifers as illustrated in Figure 69 and is distributed throughout the outcrop belt to the west of the Mackenzie Delta. *Evolutinella* sp. 4950 and *Trochammina* sp. 4900 are the most distinctive species of the assemblage and the only ones confined to it. The assemblage consists of relatively small, very fine grained species, some of which show aberrant growth, possibly caused by low oxygen levels and near-toxic bottom-water conditions. At other times, the Boundary Creek substrate was probably completely anaerobic and thus devoid of benthic foraminiferal life.

Glaphyrammina sp. 4700 Zone

Carbonaceous shales of the Santonian to Campanian Smoking Hills Formation rest unconformably on the Boundary Creek Formation and can readily be distinguished by agglutinated foraminifers of the informal *Glaphyrammina* sp. 4700 zone as shown in Figure 69. This zone contains a few species that might be endemic to the Arctic, such as *Haplophragmoides* sp. 4600, and *Glaphyrammina* sp. 4700 and a few primitive cosmopolitan agglutinated species such as *Ammodiscus planus, A. cretaceus, Saccammina gryzbowskii*, and *S. placenta*. In addition, the widespread species *Serovaina orbicella* occurs in the upper part of the zone and ranges into the overlying *H.* sp. 4700 zone of the Mason River Formation.

Haplophragmoides sp. 4600 Zone

The informal *Haplophragmoides* sp. 4600 zone occupies the lower half of the Mason River Formation and is of Maastrichtian age, based on associated dinoflagellates (McIntyre, 1974 and unpublished data). The Beaufort–Mackenzie Basin foraminiferal record for the Maastrichtian is relatively poor in comparison to an equivalent section at Ocean Point, North Slope Alaska. Calcareous benthics dominate at Ocean Point, but only *Praebulimina carseyae* and *Eoeponidella linki* occur rarely in the Mason River Formation. The dominance of agglutinated foraminifers in the Mason River Formation presumably reflects local sedimentary conditions which may have been more turbid than at localities in Alaska. The termination of the *H.* sp. 4600 assemblage represents closure of Arctic connections to the Western Interior seaway. Unfortunately, the microfaunal record is insufficient to date this event precisely.

RÉPARTITION DES FORAMINIFÈRES BENTHIQUES DE L'ALBIEN AU MAASTRICHTIEN DANS LE BASSIN DE BEAUFORT–MACKENZIE

D.H. McNeil
(fig. 69)

Les publications sur la biostratigraphie des foraminifères dans les roches albiennes à maastrichtiennes de la région de Beaufort–Mackenzie sont rares. Dixon et al. (1989) ont établi la répartition des associations albiennes observées dans plusieurs puits du delta du Mackenzie et de la péninsule Tuktoyaktuk. Il n'existe cependant pas de données précises sur cette répartition pour le moment. De nombreuses études ont pour objet les microfaunes albiennes des régions environnantes, notamment celles de la plaine d'Eagle, de la partie nord du Yukon (Chamney, 1978), de la région de «North Slope» en Alaska (Tappan, 1962) et de l'archipel Arctique (Sliter, 1981 et Wall, 1983). La répartition des foraminifères du Crétacé supérieur dans la région de Beaufort–Mackenzie qui est présentée à la figure 69 a été établie à partir de données non publiées et de quelques travaux de taxinomie sur des espèces caractéristiques. Ce qui est observé dans le Crétacé supérieur du bassin de Beaufort–Mackenzie est unique et les publications traitant d'autres bassins de l'Arctique ne peuvent qu'offrir une comparaison limitée avec celui-ci (Tappan, 1962; Macbeth et Schmidt, 1973; McDougall, 1987 et Wall, 1983).

Les séquences sédimentaires de l'Albien au Maastrichtien observées dans la région de Beaufort–Mackenzie se composent presqu'en totalité de shales marins. Au cours de l'Albien, il y a eu dépôt de shales marins normaux sur une grande étendue du bassin et sur la majeure partie de l'intérieur de l'Amérique du Nord. Les microfaunes de cet âge présentent une grande étendue géographique et sont relativement uniformes, ce qui indique que les variations climatiques a l'échelle du globe y étaient moins importantes que de nos jours. Les environnements marins de l'Albien inférieur se caractérisaient généralement par une riche faune benthique qui comprenait des foraminifères tant à test agglutiné que calcaire. Toutefois, de l'Albien supérieur au Campanien, il est difficile de définir la succession de foraminifères en raison de la présence de discordances et des conditions anoxiques de sédimentation qui prévalaient.

Une discordance majeure (la discordance de rupture du bassin Canada d'Embry et Dixon, 1990), sépare les strates de l'Albien et du Cénomanien. Les shales riches en kérogène de la Formation de Boundary Creek du Cénomanien–Turonien s'observent au-dessus de cette discordance. La majeure partie de la Formation de Boundary Creek est dépourvue de foraminifères en raison des conditions d'eau de fond dysaérobiques. Ce sont plutôt des fossiles planctoniques, des dinoflagellés et de rares radiolaires qui sont présents dans cette formation; des foraminifères à test agglutiné limités à une mince zone sont les seuls foraminifères reconnus. Une autre discordance sépare la Formation de Boundary Creek de celle de Smoking Hills du Santonien–Campanien, en position sus-jacente et également composée de shale riche en kérogène. À certains endroits, la Formation de Smoking Hills ne contient aucun foraminifère; cependant, elle se caractérise généralement par une association plus ou moins diversifiée de foraminifères distinctifs à test agglutiné et de rares foraminifères benthiques à test calcaire. La majeure partie de la microfaune de la Formation de Smoking Hills s'étend également aux couches plus fossilifères de la formation maastrichtienne de Mason River. On note un important changement de faune au Maastrichtien supérieur, époque à laquelle de nombreuses espèces ont été remplacées par une association de formes distinctives à test agglutiné, dominée par *Arenobulimina*.

Foraminifères albiens

Dixon et al. (1989) ont identifié trois associations dans la formation albienne d'Arctic Red, en subsurface du delta du Mackenzie. L'association inférieure se compose d'individus épars de quelques espèces de foraminifères à test agglutiné, notamment des formes *Ammodiscus*, *Reophax*, *Trochamminoides* et *Trochammina*. Cette microfaune est apparue dans un faciès de bassin à terminaison en biseau discordant. En position sus-jacente par rapport à ces couches de bassin, il y a des sédiments de milieux de marge de plate-forme continentale et de talus, qui contiennent des associations relativement riches en foraminifères benthiques à test agglutiné et à test calcaire. Bien que les détails de la répartition des espèces dans cette section n'ait pas fait l'objet de publications, on remarque que les représentants de la Zone à *Quadrimorphina albertensis* (fig. 69) sont bien développés en subsurface du delta du Mackenzie. Des espèces représentatives de cette zone ont été illustrées à partir des données du puits Aklavik A-37. à l'origine, la Zone à *Q. albertensis* a été décrite dans l'Archipel arctique par Wall (1983); cependant, elle s'observe sur une grande étendue géographique et se poursuit de là jusque dans la région de «North Slope», en Alaska, et vers le sud jusque dans la partie centrale des Foothills, en Alberta. La portion supérieure de la Formation d'Arctic Red contient une association éparse d'espèces à test agglutiné, caractéristique de la Zone à *Verneuilinoides borealis* décrite par Wall (1983) à partir d'échantillons de l'archipel Arctique.

Zone à *Trochammina* sp. 4900

Dans le présent document, la zone à *Trochammina* sp. 4900 est considérée, de façon informelle, comme faisant partie de la Formation de Boundary Creek. Elle se distingue par la présence de plusieurs espèces de foraminifères à test agglutiné (fig. 69) et s'observe dans l'ensemble de la bande d'affleurement à l'ouest du delta du Mackenzie. Les espèces *Evolutinella* sp. 4950 et *Trochammina* sp. 4900 sont les plus distinctives de cette association et les seules qui s'y limitent. L'association se compose d'espèces relativement petites et de granulométrie très fine, dont quelques-unes montrent des signes de croissance aberrante, peut-être en raison des faibles niveaux d'oxygène et des conditions d'eau de fond presque toxique. À d'autres moments, le substrat de la Formation de Boundary Creek était probablement complètement anaérobique et donc dépourvu de foraminifères benthiques.

Zone à *Glaphyrammina* sp. 4700

Les shales carbonés de la Formation de Smoking Hills (Santonien-Campanien) reposent en discordance sur la Formation de Boundary Creek; ils peuvent être identifiés facilement à la présence des foraminifères à test agglutiné de la zone informelle à *Glaphyrammina* sp. 4700 (fig. 69). Cette zone contient quelques espèces qui pourraient être endémiques de l'Arctique, dont notamment *Haplophragmoides* sp. 4600 et *Glaphyrammina* sp. 4700, de même qu'un petit nombre de formes à test agglutiné primitives et cosmopolites, comme *Ammodiscus planus*, *A. cretaceus*, *Saccammina gryzbowskii* et *S. placenta*. De plus, l'espèce à répartition géographique étendue *Serovaina orbicella* s'observe dans la partie supérieure de la zone et se poursuit dans la zone sus-jacente à *H.* sp. 4700 de la Formation de Mason River.

Zone à *Haplophragmoides* sp. 4600

La zone informelle à *Haplophragmoides* sp. 4600 se trouve dans la moitié inférieure de la Formation de Mason River et remonte au Maastrichtien, selon les dinoflagellés associés (McIntyre, 1974 et données non publiées). Les occurrences de foraminifères du Maastrichtien dans le bassin de Beaufort–Mackenzie sont peu nombreuses en comparaison avec une section équivalente dans la région d'Ocean Point («North Slope» en Alaska). Les espèces benthiques à test calcaire prédominent dans cette région, tandis que *Praebulimina carseyae* et *Eoeponidella linki* ne s'observent que rarement dans la Formation de Mason River. Il se peut que la dominance des foraminifères à test agglutiné dans la Formation de Mason River soit due à des conditions locales de dépôt qui étaient peut-être plus turbides qu'à divers endroits en Alaska. La disparition de l'association à *H.* sp. 4600 témoigne de la fin des connections arctiques avec la Mer intérieure occidentale. Malheureusement, les données sur la microfaune sont insuffisantes pour permettre de dater cet événement avec précision.

Arenobulimina sp. 4300 Zone

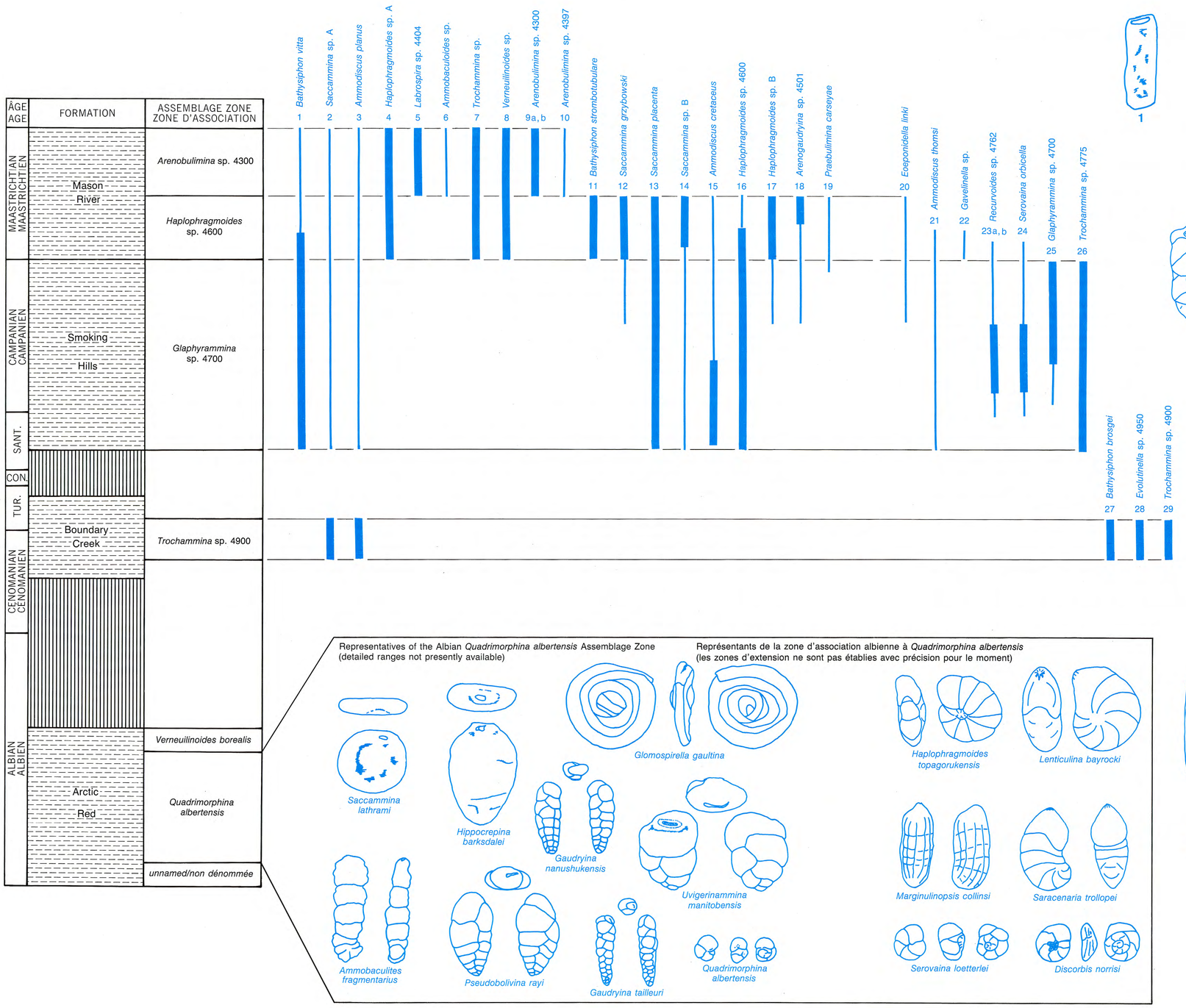
The informal *Arenobulimina* sp. 4300 zone of late Maastrichtian age is best developed in the Tent Island Formation on the Yukon Coastal Plain. The Tent Island consists of a lower turbidite unit, the Cuesta Creek Member, overlain by an upper mudstone unit (slope to shelf) which contains the *A.* sp. 4300 Zone in its upper part. The Cuesta Creek Member was dated as Maastrichtian by Sweet (1978) and the Cretaceous–Tertiary boundary lies just above the top of the Tent Island in the basal sands of the Moose Channel Formation (A.R. Sweet, pers. comm.). In the subsurface Mackenzie Delta and the plains east of the Tuktoyaktuk Peninsula, equivalent rocks are found in the Mason River Formation. Precise correlations between the two areas have not been resolved but the *A.* sp. 4300 Zone provides a correlative link between the upper parts of both the Tent Island and Mason River formations.

Zone à *Arenobulimina* sp. 4300

La zone informelle à *Arenobulimina* sp. 4300 du Maastrichtien supérieur est le mieux définie dans la Formation de Tent Island, observée dans la région de la plaine côtière du Yukon. La Formation de Tent Island comprend une unité inférieure de turbidite (Membre de Cuesta Creek), laquelle est recouverte d'une unité supérieure de mudstone (milieux de talus et de plate-forme continentale) qui contient la Zone à *A.* sp. 4300 dans sa section la plus haute. Sweet (1978) a associé le Membre de Cuesta Creek au Maastrichtien; la limite entre le Crétacé et le Tertiaire se trouve juste au-dessus du sommet de la Formation de Tent Island, dans les sables basaux de la Formation de Moose Channel (A.R. Sweet, communication personnelle). En subsurface du delta du Mackenzie et dans la région des plaines à l'est de la péninsule Tuktoyaktuk, on observe des roches équivalentes dans la Formation de Mason River. Il n'a pas encore été possible de corréler avec précision les deux régions, mais la zone à *A.* sp. 4300 permet de faire un rapprochement entre les parties supérieures des formations de Tent Island et de Mason River.

DISTRIBUTION OF ALBIAN TO MAASTRICHTIAN BENTHIC FORAMINIFERS IN THE BEAUFORT-MACKENZIE AREA

RÉPARTITION DES FORAMINIFÈRES BENTHIQUES DE L'ALBIEN AU MAASTRICHTIEN DANS LA RÉGION DE BEAUFORT-MACKENZIE



Compiler: Compilateur:
D.H. McNeil

FIGURE 69

DISTRIBUTION OF CENOZOIC AGGLUTINATED BENTHIC FORAMINIFERS IN THE BEAUFORT–MACKENZIE BASIN

D.H. McNeil
(Fig. 70)

Agglutinated foraminifers are significant biostratigraphic markers in Paleocene through to Miocene sediments of the Beaufort–Mackenzie Basin. Their distribution is commonly inversely related to the distribution of the calcareous foraminifers because they react differently to early diagenetic phenomenon as outlined by Shröder-Adams and McNeil (in press). In the Paleocene and Eocene the foraminiferal record is almost entirely agglutinated, but in the Oligocene and Miocene mixed assemblages of calcareous and agglutinated species occur, depending on the environment of deposition and early diagenetic conditions.

Illustrations and distribution data for agglutinated foraminifers in the Beaufort–Mackenzie Basin have been published by McNeil (1983, 1988, 1989), Young and McNeil (1984), Dixon et al. (1984), Dietrich et al. (1989), and Schröder-Adams and McNeil (in press). Agglutinated foraminifers have been utilized as indices for five interval zones in the Paleocene and Eocene (McNeil, 1989). In the Oligocene and Miocene, the standard zonal indices are calcareous benthic species, but as Figure 70 indicates, agglutinated species are stratigraphically significant as well.

The Paleocene and Eocene agglutinated foraminiferal record is dominated by endemic Arctic species. Endemism was accentuated by a paleogeography that was markedly different than at present. During the Paleocene and Eocene, the Arctic Ocean (Arctic Gulf of McNeil, 1990) was restricted through narrow connections to the Atlantic and to the Paratethys via the Turgai Straits of western Siberia. Paleoenvironmental limitations dictated by low salinity, warm, sluggish, carbon dioxide-rich waters favoured the development and preservation of agglutinated foraminifers over calcareous.

The Arctic Gulf ceased to exist as conditions changed dramatically by Oligocene time. The Turgai Straits were closed and connections with the Atlantic were widened and deepened resulting in deep-water flow into the North Atlantic. Consequently, a more cosmopolitan microfauna entered the Beaufort–Mackenzie Basin during the Oligocene and many of these species survived through to the Miocene. During the Oligocene, sedimentation influenced by deltaic and turbiditic processes favoured agglutinated microfaunas, and rich assemblages have been documented in these facies (Schröder-Adams and McNeil, in press). During the Miocene, when sea levels were relatively higher, deposition in normal marine environments favoured the calcareous microfaunas. By the Late Miocene, agglutinated species were an insignificant part of the fossil record and disappeared entirely prior to the terminal Miocene unconformity.

Verneuilinoides sp. 3495 Zone

The *Verneuilinoides* sp. 3495 Zone is based on outcrop data from the Yukon Coastal Plain and has not been recognized in the Beaufort–Mackenzie Basin subsurface. Its associated assemblage is very limited and known only from marginal marine facies. Although it occurs in rocks that have been assigned to the earliest Paleocene on palynological evidence, its species may have a closer affinity to Late Cretaceous microfaunas than Cenozoic.

Reticulophragmium borealis Zone

The occurrence of the *Reticulophragmium borealis* Zone in Paleocene strata of the Beaufort–Mackenzie Basin signals an important evolutionary change in the agglutinated microfauna. Not only does an essentially new assemblage occur at this time, but new genera such as *Reticulophragmium* emerge with a primitive alveolar wall structure. Later in the Eocene this alveolar wall structure evolved into a more complex pattern in *Cyclammina cyclops*. *Reticulophragmium borealis* and similar alveolar-walled species can be traced around the Arctic from the Beaufort Sea, to the Arctic Islands, Siberian lowlands, and Svalbard. Their distribution marks a biogeographic province that outlines the Arctic Gulf in Paleocene time.

Portatrochammina sp. 2849 Zone

The *Portatrochammina* sp. 2849 Zone is dated Late Paleocene and marks a section that is particularly impoverished in its foraminiferal record. The zone is recognized only in marginal marine facies and is of limited areal extent, occurring in the lower Aklak Member of the Reindeer Formation on the Yukon Coastal Plain and in the Aklak Sequence in the Natsek E-56 well, Beaufort Sea.

RÉPARTITION DES FORAMINIFÈRES BENTHIQUES À TEST AGGLUTINÉ DU CÉNOZOÏQUE DANS LE BASSIN DE BEAUFORT–MACKENZIE

D.H. McNeil
(fig. 70)

Les foraminifères à test aggluti sont d'importants repères biostratigraphiques des roches sédimentaires du Paléocène au Miocène dans le bassin de Beaufort–Mackenzie. Leur répartition est généralement inverse à celle des foraminifères à test calcaire; cela s'explique par le fait qu'ils réagissent différemment aux premières étapes de la diagenèse comme le signalent Schröder-Adams et McNeil (sous presse). Dans les strates du Paléocène et de l'Éocène, on signale presque uniquement des foraminifères à test aggluti, tandis que dans l'Oligocène et le Miocène, on fait mention d'associations d'espèces à test tant calcaire qu'aggluti, selon le milieu de dépôt et les conditions en début de diagenèse.

Ce sont McNeil (1983, 1988 et 1989), Young et McNeil (1984), Dixon et al. (1984), Dietrich et al. (1989) ainsi que Schröder-Adams et McNeil (sous presse) qui ont illustré les foraminifères à test aggluti du bassin de Beaufort–Mackenzie et recueilli les données sur leur répartition. Les foraminifères à test aggluti ont été utilisés pour définir cinq zones d'intervalle du Paléocène et de l'Éocène (McNeil, 1989). Dans les strates de l'Oligocène et du Miocène, les espèces qui permettent généralement d'établir une zone sont les formes benthiques à test calcaire, mais comme on le voit à la figure 70, les espèces à test aggluti sont également importantes du point de vue stratigraphique.

Les foraminifères à test aggluti du Paléocène et de l'Éocène qui prédominent sont les espèces endémiques de l'Arctique. L'endémisme a été accentué par une paléogéographie grandement différente à cette époque par rapport à aujourd'hui. Au cours du Paléocène et de l'Éocène, l'océan Arctique (le golfe Arctique selon McNeil, 1990) était un milieu restreint relié à l'Atlantique par d'étroits passages et à la Paratéthys par les détroits de Turgai de la Sibérie occidentale. Les restrictions paléoenvironnementales, imposées par des eaux chaudes riches en bioxyde de carbone, de faible salinité et à circulation lente, ont favorisé la croissance et la préservation des foraminifères à test aggluti plutôt que de leurs équivalents à test calcaire.

La fin de l'existence du golfe Arctique a été marquée par les grands changements dans les conditions à l'Oligocène. Les détroits de Turgai se sont refermés et les passages marquant le lien avec l'Atlantique sont devenus plus larges et plus profonds, ce qui s'est traduit par la formation de courants d'eau profonde dans l'Atlantique Nord. Ainsi, une microfaune plus cosmopolite a pu envahir le bassin de Beaufort–Mackenzie au cours de l'Oligocène et plusieurs des espèces introduites ont survécu jusqu'au Miocène. Pendant l'Oligocène, la sédimentation, sous l'action de processus deltaïques et turbiditiques, favorisait les microfaunes aux espèces à test aggluti; d'ailleurs, de riches associations ont été décrites dans ces faciès (Schröder-Adams et McNeil, sous presse). Au cours du Miocène, les périodes de niveaux marins relativement plus élevés ont donné lieu à une sédimentation dans des milieux marins normaux, ce qui a favorisé les microfaunes à test calcaire. Au Miocène supérieur, les espèces à test aggluti constituaient une portion négligeable de la population de fossiles; on note leur disparition avant la formation de la discordance de la toute fin du Miocène.

Zone à *Verneuilinoides* sp. 3495

La Zone à *Verneuilinoides* sp. 3495 a été définie à partir de données provenant d'affleurements de la plaine côtière du Yukon; elle n'a pas encore été reconnue en subsurface du bassin de Beaufort–Mackenzie. L'association qui la caractérise est très limitée et n'a été signalée que dans des faciès margino-marins. Bien que l'association ait été décrite dans des roches associées au tout début du Paléocène (selon des données palynologiques), ses espèces semblent avoir de plus grandes affinités avec les microfaunes du Crétacé supérieur que du Cénozoïque.

Zone à *Reticulophragmium borealis*

L'existence de la Zone à *Reticulophragmium borealis* dans les strates paléocènes du bassin de Beaufort–Mackenzie est l'indication d'un important changement dans l'évolution de la microfaune à test aggluti. À cette époque, il y a eu non seulement l'apparition d'une association fondamentalement nouvelle, mais aussi l'émergence de genres jamais vus, dont notamment de *Reticulophragmium* à paroi alvéolaire primitive. Plus tard au cours de l'Éocène, cette structure de la paroi s'est complexifiée pour donner lieu à l'espèce *Cyclammina cyclops*. On peut observer *Reticulophragmium borealis* et d'autres espèces à paroi alvéolaire dans l'ensemble de l'Arctique, de la mer de Beaufort jusqu'à l'archipel Arctique, aux basses terres sibériennes et au Svalbard. Leur répartition constitue une province biogéographique qui délimite le golfe Arctique du Paléocène.

Zone à *Portatrochammina* sp. 2849

La Zone à *Portatrochammina* sp. 2849 est associée au Paléocène supérieur; elle représente une section particulièrement dépourvue de foraminifères. La zone se limite à des faciès margino-marins et n'est pas de grande étendue géographique; elle s'observe dans la partie inférieure du Membre d'Aklak (Formation de Reindeer, plaine côtière du Yukon) et dans la séquence d'Aklak au puits Natsek E-56 (mer de Beaufort).

Portatrochammina sp. 2850 Zone

The *Portatrochammina* sp. 2850 Zone spans a substantial period of time, from Early to Middle Eocene. During this time, relatively warm and humid climatic conditions prevailed in the Arctic (McNeil, 1990). The Beaufort–Mackenzie Basin was also affected by rapid sedimentation under the influence of the Taglu Delta. The deltaic and prodeltaic sediments of the Taglu Sequence have yielded a low-diversity assemblage of agglutinated species dominated by *Placentammina*, *Haplophragmoides, Evolutinella, Thalmannammina, Portatrochammina, Trochammina, Gaudryina,* and *Arenobullimina*. Given the restricted nature of the Arctic Gulf and the local input of deltaic water, marine salinities must have been well below normal for the duration of the *P.* sp. 2850 Zone.

Haplophragmoides sp. 2000 Zone

The *Haplophragmoides* sp. 2000 Zone spans the Late Eocene and possibly latest part of the Middle Eocene. Its associated microfauna signals a major change in the paleoenvironmental setting in the Beaufort–Mackenzie Basin. The introduction of this new microfauna followed from the cessation of Taglu deltaic sedimentation, cessation of a major phase of Brookian deformation, a moderate climatic decline, and a marine transgression during which the Richards Sequence and foraminifers of the *H.* sp. 2000 Zone were deposited. Changes in the microfauna (Fig. 70) signal the impending end to the Arctic Gulf paleogeographic configuration in the Arctic with the introduction of numerous species that range from this zone into the Oligocene and Miocene. However, the occurrence of distinctive endemic species such as *Cyclammina cyclops* indicate that Arctic Gulf conditions prevailed through to the end of Richards Sequence deposition.

Valvulineria sp. 1600 to *Cibicidoides* sp. 800 zones

Agglutinated foraminifers were present in the Beaufort–Mackenzie Basin through Oligocene and Miocene time, but their significance in the sedimentary record varies considerably in differing biofacies. Detailed information on these distributions has been documented by Schröder-Adams and McNeil (in press). As Figure 70 indicates, there is considerable stratigraphic utility in the agglutinated species, many of which adapted to particular facies and disappeared when that facies ceased to exist. As an example, *Labrospira* sp. 1835 is diagnostic of inner shelf facies of the Kugmallit Sequence and became extinct during the latest Oligocene when the Kugmallit delta was transgressed and depositional environments favoured calcareous benthic foraminifers. A few of the agglutinated species have short ranges and can be used for interregional correlations. *Martinotiella communis*, for example, occurs only in the Middle Miocene of the basin and has a similar Middle to Late Miocene range in the Norwegian-Greenland Sea (Verdenius and van Hinte, 1983) and a Middle Miocene range in the North Sea (*Martinotiella bradyana* of King, 1989). In the Late Miocene, agglutinated foraminifers disappeared entirely from the fossil record in the Beaufort–Mackenzie Basin. The long-ranging *Glomospira charoides* survived in a deep-water niche and was the last agglutinated foraminifer preserved prior to the terminal Miocene unconformity. Agglutinated foraminifers are absent from the Pliocene and Pleistocene record, but occur in Holocene deposits of the Beaufort Sea, according to Vilks et al. (1979).

Zone à *Portatrochammina* sp. 2850

La Zone à *Portatrochammina* sp. 2850 couvre un bon intervalle de temps qui s'échelonne de l'Éocène inférieur à moyen, au cours duquel prévalaient des conditions climatiques relativement humides et chaudes dans l'Arctique (McNeil, 1990). Le bassin de Beaufort–Mackenzie connaissait également une période de sédimentation rapide ayant comme origine le delta de Taglu à cette époque. Les roches sédimentaires deltaïques et prodeltaïques de la séquence de Taglu ont donné lieu à une association peu diversifiée d'espèces à test aggluti, dominée par *Placentammina*, *Haplophragmoides*, *Evolutinella*, *Thalmannammina*, *Portatrochammina*, *Trochammina*, *Gaudryina* et *Arenobullimina*. Les conditions restreintes qui régnaient dans le golfe Arctique et l'apport local d'eaux deltaïques permettent de supposer que la salinité des eaux marines était bien en deçà de la normale pour toute la durée de la Zone à *P.* sp. 2850.

Zone à *Haplophragmoides* sp. 2000

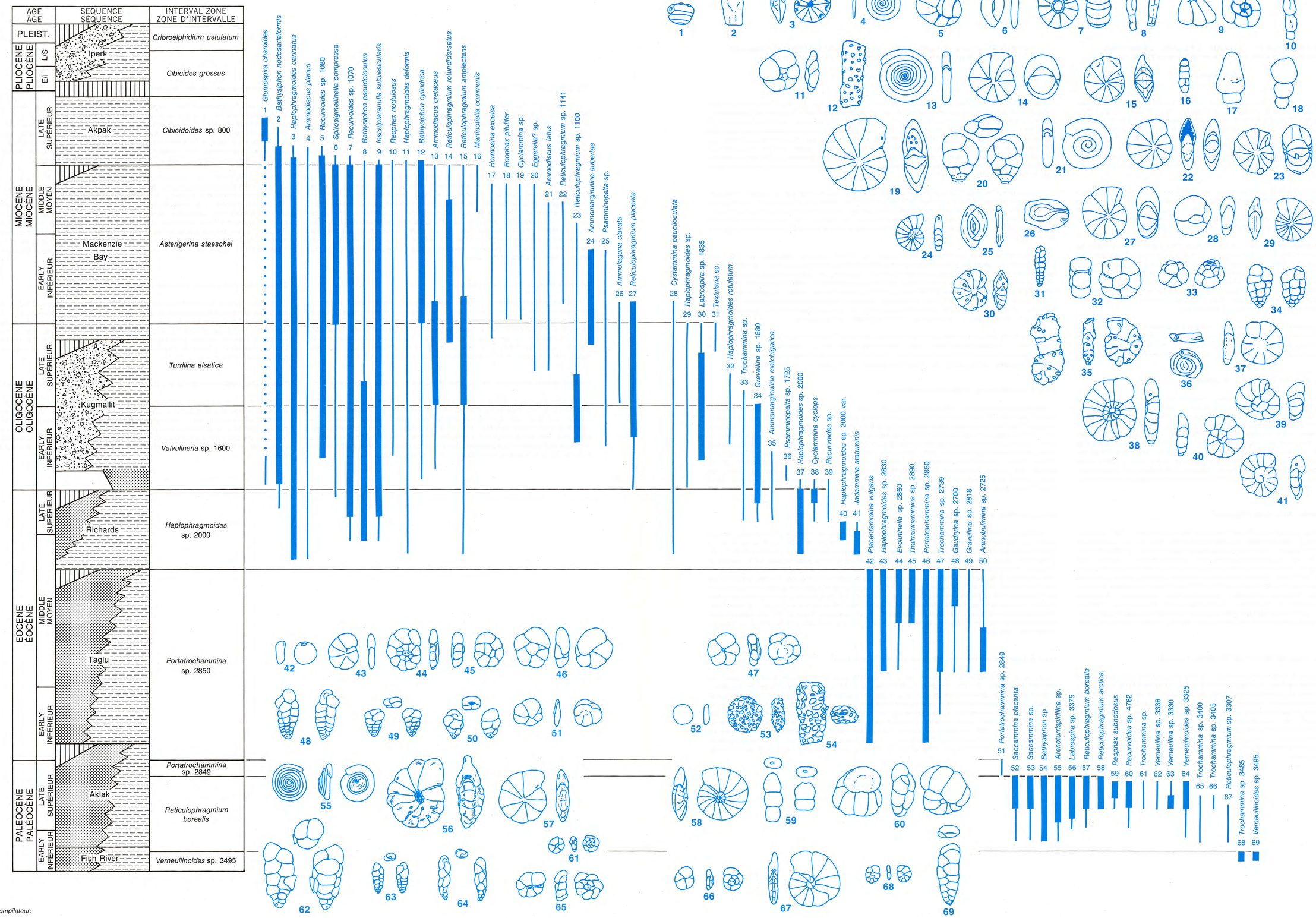
La Zone à *Haplophragmoides* sp. 2000 s'échelonne sur toute la durée de l'Éocène supérieur et englobe peut-être la fin de l'Éocène moyen. Sa microfaune témoigne d'un changement majeur des conditions paléoenvironnementales dans le bassin de Beaufort–Mackenzie. L'introduction de cette nouvelle microfaune a suivi l'arrêt de la sédimentation associée au delta de Taglu, la fin d'une importante phase de déformation brookienne, un déclin modéré des conditions climatiques et une transgression marine au cours de laquelle a eu lieu le dépôt de la séquence de Richards et des foraminifères de la Zone à *H.* sp. 2000. Les changements dans la microfaune (fig. 70) sont un signal de la transformation imminente de la configuration paléogéographique du golfe Arctique, avec l'introduction de nombreuses espèces dont l'extension stratigraphique s'étend à l'Oligocène et au Miocène. Cependant, l'existence d'espèces endémiques distinctives, comme par exemple de *Cyclammina cyclops*, indique que les conditions du golfe Arctique ont prévalu jusqu'à la fin de la sédimentation de la séquence de Richards.

Intervalle allant de la Zone à *Valvulineria* sp. 1600 à la Zone à *Cibicidoides* sp. 800

Des foraminifères à test aggluti ont existé tout au long de l'Oligocène et du Miocène dans le bassin de Beaufort–Mackenzie, bien que leur importance dans les roches sédimentaires varie beaucoup selon le biofaciès. Des détails sur leur répartition sont donnés dans Schröder-Adams et McNeil (sous presse). Comme on peut le constater à la figure 70, les espèces à test aggluti constituent un outil stratigraphique des plus utiles, puisque nombre d'entre elles se sont adaptées à un faciès en particulier et ont disparu une fois que le faciès en question a cessé d'exister. Par exemple, l'espèce *Labrospira* sp. 1835 est caractéristique du faciès de plate-forme continentale interne de la séquence de Kugmallit; elle a disparu à la toute fin de l'Oligocène, quand il y a eu transgression sur le delta et que les milieux de dépôt sont devenus plus propices aux foraminifères benthiques à test calcaire. Quelques-unes des espèces à test aggluti ont une extension stratigraphique limitée et peuvent servir aux corrélations entre régions. L'espèce *Martinotiella communis*, par exemple, ne s'observe que dans la section associée au Miocène moyen du bassin; elle a une extension du Miocène moyen à supérieur dans les mers de Norvège et du Groenland (Verdenius et van Hinte, 1983) et du Miocène moyen dans la mer du Nord (*Martinotiella bradyana* selon King, 1989). Au Miocène supérieur, les foraminifères à test aggluti sont disparus de la liste des fossiles existant dans le bassin de Beaufort–Mackenzie. L'espèce à longue extension stratigraphique *Glomospira charoides* a survécu dans une niche d'eau profonde; elle représente la dernière espèce de foraminifères à test aggluti qui ait été préservée avant la formation de la discordance de la toute fin du Miocène. Les foraminifères à test aggluti sont absents des données sur le Pliocène et le Pléistocène; ils ont cependant été signalés par Vilks et al. (1979) dans les dépôts holocènes de la mer de Beaufort.

DISTRIBUTION OF CENOZOIC AGGLUTINATED BENTHIC FORAMINIFERS IN THE BEAUFORT-MACKENZIE BASIN

RÉPARTITION DES FORAMINIFÈRES BENTHIQUES À TEST AGGLUTINÉS DU CÉNOZOÏQUE DANS LE BASSIN DE BEAUFORT-MACKENZIE



Compiler: Compilateur:
D.H. McNeil

FIGURE 70

DISTRIBUTION OF CENOZOIC CALCAREOUS BENTHIC FORAMINIFERS IN THE BEAUFORT–MACKENZIE BASIN

D.H. McNeil
(Fig. 71)

Calcareous benthic foraminifers are widely distributed and important biostratigraphic indices in Oligocene to Holocene sediments of the Beaufort–Mackenzie Basin. They are, however, poorly represented in Paleocene deposits and virtually non-existent in the Eocene fossil record. Previous illustrations and zonations can be found in McNeil et al. (1982), McNeil (1989, 1990), Dietrich et al. (1989), and Young and McNeil (1984). Data on Cenozoic foraminiferal distributions have come from subsurface exploration (well cuttings), and an interval zonation based on species "tops" or last appearance datums (LADs) has been utilized (McNeil, 1989).

From the Oligocene to the Pleistocene, six interval zones are recognized on the basis of LADs of calcareous benthic foraminifers. Ages of the these zones have been determined from correlations with the North Atlantic borderlands including the North Sea and northwestern Europe. Strontium isotope correlations have also proved useful in dating the Oligocene part of the section.

The calcareous benthic record begins within the Paleocene (probably early Late Paleocene) with sporadic occurrences of several species associated with abundant agglutinated foraminifers. This limited Paleocene assemblage of Arctic endemic species was influenced by a paleogeographic setting that was substantially different than at present (the Arctic Gulf of McNeil, 1990). The Arctic Gulf was a restricted sea with relatively warm, low-salinity surface waters, estuarine type circulation, and sluggish deep-water circulation with high CO_2 concentrations, and hence poor preservational potential for calcareous foraminifers.

In the Oligocene, paleoceanographic connections between the Arctic and the Atlantic were increased by sea-floor spreading in the North Atlantic. With increased marine circulation, calcareous microfaunas entered the basin and were preserved in a favourable depositional setting during the Miocene, Pliocene, and Pleistocene.

Valvulineria sp. 1600 Zone (Early Oligocene)

The *Valvulineria* sp. 1600 Zone has been renamed since its nominal species was misidentified as *Cancris subconicus* (i.e., *Cancris subconicus* of McNeil, 1989, = *Valvulineria* sp. 1600). The upper boundary of the *V.* sp. 1600 Zone is well-constrained by a strontium isotope value indicating an age of 30 Ma (McNeil and Miller, 1990). The lower boundary of the zone is less well constrained at the last appearance datum of the *Haplophragmoides* sp. 2000 Zone, but is bracketed between Eocene and Oligocene indices (McNeil, 1989). The Early Oligocene calcareous assemblage is characterized by species of the genera *Cibicidoides, Globobulimina, Globoloculina, Valvulineria, Brizalina*, and *Melonis*. Low diversity and generally thick calcareous walls suggest that the assemblage was developed under moderately adverse conditions.

Turrilina alsatica Zone (Late Oligocene)

The *Turrilina alsatica* Zone is well developed and widespread in the Beaufort–Mackenzie Basin. Its uppermost boundary is defined by the LAD of *T. alsatica* and numerous other species, testifying to a significant faunal change at the end of the Oligocene. Its age is based on interregional correlations of *T. alsatica* and associated species with counterparts in the North Atlantic borderlands and marginal seas. McNeil and Miller (1990) further substantiated its age with strontium isotope correlations indicating Late Oligocene (24 to 27 Ma) in outcrop sections on North Slope Alaska. The zone contains a relatively diverse calcareous microfauna including species of *Cibicidoides, Globocassidulina, Angulogerina, Melonis, Elphidiella*(?), and *Gyroidina*. Many of its species are cosmopolitan in distribution indicating communication of the Arctic and Atlantic oceans during the Late Oligocene.

Asterigerina staeschei Zone (Early to Middle Miocene)

The *Asterigerina staeschei* Zone is very fossiliferous and well developed in the Beaufort–Mackenzie Basin. Its upper boundary is defined by the LAD of *Asterigerina staeschei*, which disappears abruptly after an abundant distribution through the early and Middle Miocene. Climatic change is thought to be the controlling factor on the success of *A. staeschei* and many of its associated species, as the Early to Middle Miocene time was probably the most favourable of the Neogene Arctic climates (McNeil, 1990). The zone is characterized by a number of abundant genera such as *Cibicidoides, Globobulimina, Angulogerina, Melonis, Miliolinella, Sphaeroidina, Quadrimorphina*(?), and *Asterigerina*, as well as numerous rare species and genera.

RÉPARTITION DES FORAMINIFÈRES BENTHIQUES À TEST CALCAIRE DU CÉNOZOÏQUE DANS LE BASSIN DE BEAUFORT–MACKENZIE

D.H. McNeil
(fig. 71)

Les foraminifères benthiques à test calcaire présentent une répartition géographique étendue et sont d'importants repères stratigraphiques dans les roches sédimentaires de l'Oligocène à l'Holocène du bassin de Beaufort–Mackenzie. Il sont cependant peu abondants dans les dépôts du Paléocène et pratiquement inexistants dans les strates éocènes. D'autres illustrations et zonations sont données dans McNeil et al. (1982), McNeil (1989 et 1990), Dietrich et al. (1989) ainsi que Young et McNeil (1984). Les données sur la répartition des foraminifères cénozoïques ont été recueillies lors de l'exploration en subsurface (débris de forage) et la définition de zones d'intervalle a été établie sur la base de niveaux supérieurs d'observation ou de niveaux de dernière apparition (NDA, en anglais *last appearance datum*, *LAD*) d'espèces (McNeil, 1989).

La période s'échelonnant de l'Oligocène au Pléistocène est caractérisée par six zones d'intervalle, lesquelles ont été identifiées à partir des NDA de foraminifères benthiques à test calcaire. Les âges de ces zones ont été déterminés selon des corrélations avec les régions limitrophes de l'Atlantique Nord, dont notamment la mer du Nord et de la partie nord-ouest de l'Europe. Les corrélations à l'aide des isotopes du strontium se sont également avérées très utiles à l'étape de datation de la partie oligocène de la coupe.

Les premières formes benthiques à test calcaire qui ont été signalées remontent au Paléocène (probablement au début du Paléocène supérieur); il s'agit d'occurrences sporadiques de nombreuses espèces associées à d'abondants foraminifères à test aggluiné. Un cadre paléogéographique bien différent de celui d'aujourd'hui prévalait au moment de l'existence de cette association paléocène restreinte d'espèces endémiques de l'Arctique (golfe Arctique de McNeil, 1990). Le golfe Arctique était une mer restreinte, aux eaux de surface relativement chaudes, de faible salinité et à circulation de type estuarein; en eaux profondes, la circulation était lente et les concentrations de CO_2 élevées, ce qui laissait peu de possibilité de préservation des foraminifères à test calcaire.

À l'Oligocène, les connections paléo-océanographiques entre l'océan Arctique et l'Atlantique ont été améliorées par l'expansion des fonds marins dans l'Atlantique Nord. La meilleure circulation marine a permis aux microfaunes à test calcaire de s'établir dans le bassin, dans un cadre sédimentaire favorable à leur préservation qui a prévalu au cours du Miocène, du Pliocène et du Pléistocène.

Zone à *Valvulineria* sp. 1600 (Oligocène inférieur)

La Zone à *Valvulineria* sp. 1600 a changé de nom étant donné que l'espèce qui l'a définie (*Cancris subconicus*) avait été mal identifiée; ainsi,l'espèce *Cancris subconicus* de McNeil (1989) est équivalente à celle de la présente zone, soit *Valvulineria* sp. 1600. La limite supérieure de la Zone à *V.* sp. 1600 est bien définie grâce à une datation isotopique du strontium qui lui attribue un âge de 30 Ma (McNeil et Miller, 1990). Sa limite inférieure est moins bien établie, correspondant au niveau de dernière apparition de la Zone à *Haplophragmoides* sp. 2000, cependant, des indices la situent entre l'Éocène et l'Oligocène (McNeil, 1989). L'association de formes à test calcaire de l'Oligocène inférieur est caractérisée par des espèces des genres *Cibicidoides*, *Globobulimina*, *Globoloculina*, *Valvulineria*, *Brizalina* et *Melonis*. La faible diversité des espèces et les parois calcaires généralement épaisses suggèrent que l'association s'est formée dans des conditions ni bonnes ni mauvaises.

Zone à *Turrilina alsatica* (Oligocène supérieur)

La Zone à *Turrilina alsatica* est bien établie et occupe une grande étendue géographique dans le bassin de Beaufort–Mackenzie. Sa limite supérieure est définie par le NDA de *T. alsatica* et de nombreuses autres espèces, ce qui témoigne d'un important changement faunique à la fin de l'Oligocène. L'âge de la zone a été évalué sur la base de corrélations entre régions de *T. alsatica* et d'espèces associées avec leurs équivalents des régions limitrophes et des mers marginales de l'Atlantique Nord. McNeil et Miller (1990) ont précisé cette donnée à l'aide de corrélations d'isotopes du strontium, qui ont permis d'attribuer un âge de 24 à 27 Ma (Oligocène supérieur) à des roches provenant d'affleurements de la région de «North Slope» en Alaska. La zone contient une microfaune à test calcaire relativement variée, représentée entre autres par les espèces suivantes : *Cibicidoides*, *Globocassidulina*, *Angulogerina*, *Melonis*, *Elphidiella* (?) et *Gyroidina*. Nombre de ces espèces sont cosmopolites, ce qui témoigne d'une communication entre les océans Arctique et Atlantique au cours de l'Oligocène supérieur.

Zone à *Asterigerina staeschei* (Miocène inférieur à supérieur)

La Zone à *Asterigerina staeschei* est très fossilifère et bien établie dans le bassin de Beaufort–Mackenzie. Sa limite supérieure est définie par le NDA de l'espèce *Asterigerina staeschei*, laquelle disparaît brusquement après avoir eu une grande répartition tout au long du Miocène inférieur et moyen. Les changements climatiques semblent avoir été déterminants dans le succès de l'espèce *A. staeschei* et de plusieurs des formes associées; en effet, les climats du Miocène inférieur à moyen étaient probablement les plus favorables de tous ceux qui ont prévalu dans l'Arctique au cours du Néogène (McNeil, 1990). La présente zone est caractérisée par quelques genres qui s'observent en grand nombre, dont notamment *Cibicidoides*, *Globobulimina*, *Angulogerina*, *Melonis*, *Miliolinella*, *Sphaeroidina*, *Quadrimorphina* (?), *Asterigerina*, de même que par plusieurs espèces et genres rares.

Cibicidoides sp. 800 Zone (Late Miocene)

The *Cibicidoides* sp. 800 Zone contains mostly species which range into the Late Miocene from the underlying *A. staeschei* Zone. It contains the greatest number of extinction events (thirty-one species indicated on Fig. 71) of any of the calcareous benthic interval zones. Not surprisingly the last species to go extinct at the zone's upper boundary are the species that were the most tolerant and long ranging. Thus the nominal species, *Cibicidoides* sp. 800, ranges back to the *V.* sp. 1600 Zone of Early Oligocene age.

The gradual, steady disappearance of species through the *C.* sp. 800 Zone indicates fairly uniform but possibly deteriorating climatic conditions through the Late Miocene. In great contrast, however, the mass termination of the Miocene assemblage at the zonal boundary indicates profound oceanographic, climatic and/or tectonic change. From numerous indirect lines of evidence, the upper (unconformable) boundary of the *C.* sp. 800 Zone has been estimated as latest Miocene (McNeil, 1989). Strontium isotope analysis of one sample from a carbonate hardground at the unconformity resulted in an estimated age of 3.5 ~ 1.5 Ma raising the possibility that the boundary may be within the Early Pliocene or that sedimentation resumed at that time.

Cibicides grossus Zone (Late Pliocene)

After a significant hiatus and an initial period of barren sedimentation, an entirely new assemblage with modern, cool-water affinities appeared in Pliocene sediments of the Iperk Sequence. Many of these foraminifers range through the Pliocene and Pleistocene, but the occurrence of *Cibicides grossus* distinguishes a widespread zone within the Pliocene. An age range of approximately 3.0 to 2.4 Ma was estimated for this zone by McNeil (1990). *C. grossus* is thought to have disappeared in the Arctic region with the onset of continental glaciation on Greenland at 2.4 Ma.

Cribroelphidium ustulatum Zone (Latest Pliocene to Middle Pleistocene)

The *Cribroelphidium ustulatum* Zone spans the period from 2.4 to 0.4 Ma. The extinction of *C. ustulatum* at 0.4 Ma has been determined from unpublished data of J.S. Vincent and was determined chiefly from paleomagnetic records. The paleontological record from the Pleistocene glaciations cannot be deciphered adequately from well cuttings and is therefore not attempted here. The distribution of Holocene foraminifers in the Beaufort Sea is also not presented here, as it has been documented in a previous publication by Vilks et al. (1979).

Zone à *Cibicidoides* sp. 800 (Miocène supérieur)

La Zone à *Cibicidoides* sp. 800 contient essentiellement des espèces qui existaient dans la Zone à *A. staeschei* sous-jacente et qui ont persisté au Miocène supérieur. On y signale le plus grand nombre d'extinctions (31 espèces, fig. 71) de toutes les zones d'intervalle établies sur la base des foraminifères benthiques à test calcaire. Il n'est pas surprenant de constater que les dernières espèces à disparaître à la limite supérieure de la zone sont les plus tolérantes et celles qui présentent la plus longue extension stratigraphique. Ainsi, l'espèce selon laquelle le présente zone est dénommée, *Cibicidoides* sp. 800, s'observait dans la Zone à *V.* sp. 1600 de l'Oligocène inférieur.

La disparition régulière et graduelle d'espèces observée dans la Zone à *C.* sp. 800 indique des conditions climatiques relativement uniformes mais vraisemblablement de moins en moins favorables tout au long du Miocène supéreiur. À l'opposé cependant, l'extinction en masse des espèces de l'association miocène à la limite de la zone témoigne de modifications profondes des conditions océanographiques, du climat et du style tectonique. De nombreux indices déduits indirectement ont permis d'associer la limite supérieure (discordante) de la Zone à *C.* sp. 800 à la toute fin du Miocène (McNeil, 1989). L'analyse isotopique du strontium d'un échantillon provenant du fond durci carbonaté marquant la discordance a livré un âge de 3,5 ≈ 1,5 Ma, ce qui met sur le tapis la possibilité que la limite se situe quelque part au Pliocène inférieur ou que la sédimentation ait repris à cette époque.

Zone à *Cibicides grossus* (Pliocène supérieur)

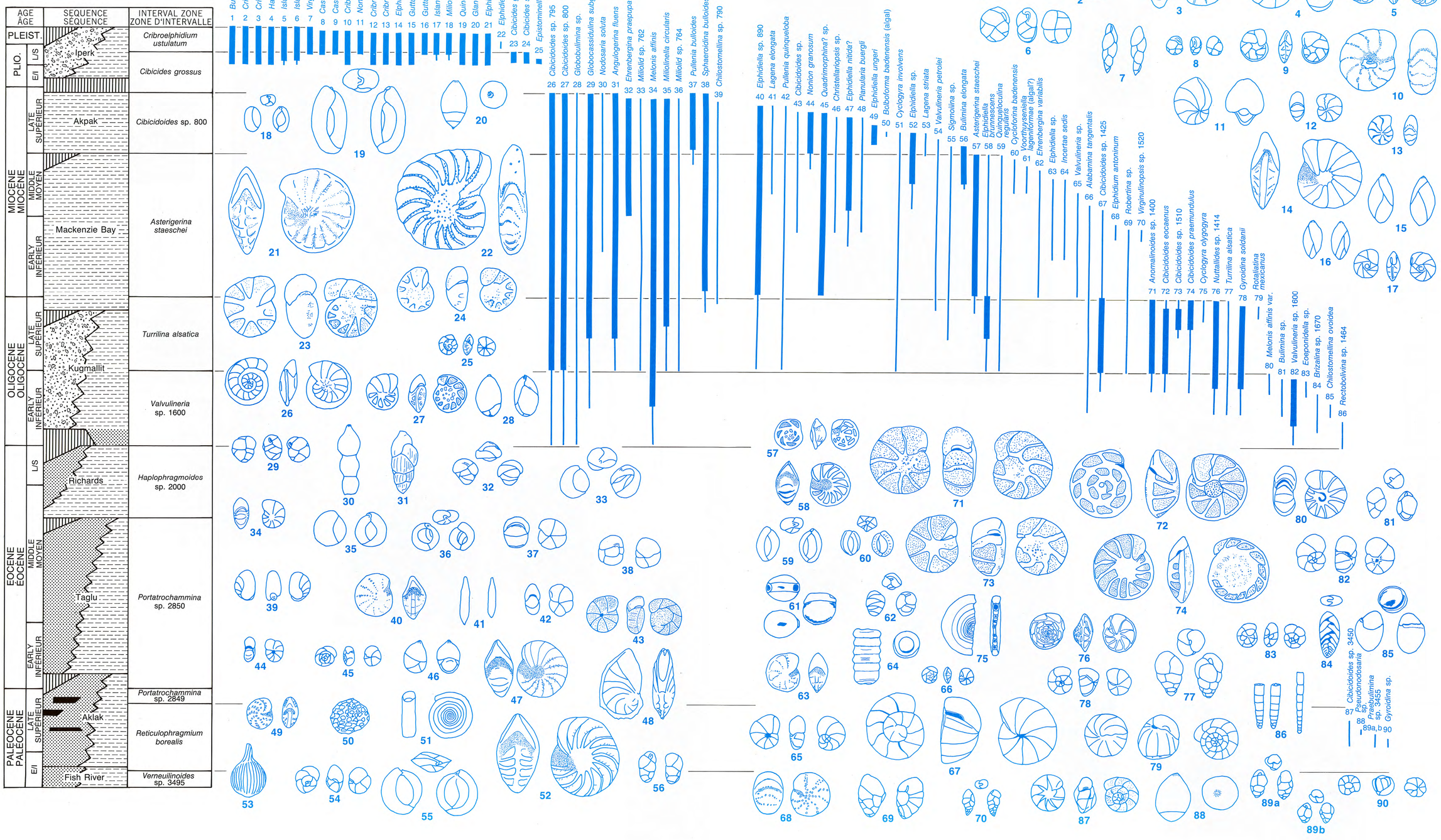
Une association entièrement nouvelle, avec des affinités modernes d'eau fraîche, est apparue dans les roches sédimentaires pliocènes de la séquence d'Iperk après un important hiatus et une période initiale de sédimentation sans fossiles. Plusieurs de ces foraminifères ont existé au Pliocène et au Pléistocène, mais l'occurrence de *Cibicides grossus* permet de faire la distinction d'une importante tranche du Pliocène, laquelle couvre la période comprise entre env. 3,0 et 2,4 Ma selon McNeil (1990). La disparition de *C. grossus* de la région arctique est associée au début de la glaciation continentale qui a frappé le Groenland à 2,4 Ma.

Zone à *Cribroelphidium ustulatum* (toute fin du Pliocène–Pléistocène moyen)

La zone à *Cribroelphidium ustulatum* s'échelonne de 2,4 à 0,4 Ma. L'extinction de *C. ustulatum* à 0,4 Ma a été établie à partir de données non publiées de J.-S. Vincent (essentiellement des données paléomagnétiques). L'information paléontologique sur les glaciations du Pléistocène ne peut pas être déduite avec suffisamment de précision à partir des débris de forage, ce qui explique pourquoi ce point n'est pas traité dans le présent document. De plus, la répartition des foraminifères holocènes dans la mer de Beaufort n'est pas abordée, étant donnée qu'elle a fait l'objet d'une publication de Vilks et al. (1979).

DISTRIBUTION OF CENOZOIC CALCAREOUS BENTHIC FORAMINIFERS IN THE BEAUFORT-MACKENZIE BASIN

RÉPARTITION DES FORAMINIFÈRES BENTHIQUES DU CÉNOZOÏQUE DANS LE BASSIN DE BEAUFORT-MACKENZIE



Compiler: Compilateur:
D.H. McNeil

FIGURE 71

RANGES OF SELECTED LOWER CRETACEOUS DINOFLAGELLATES FROM THE BEAUFORT-MACKENZIE AREA

EXTENSION DE DINOFLAGELLÉS SÉLECTIONNÉS DU CRÉTACÉ INFÉRIEUR–RÉGION DE BEAUFORT-MACKENZIE

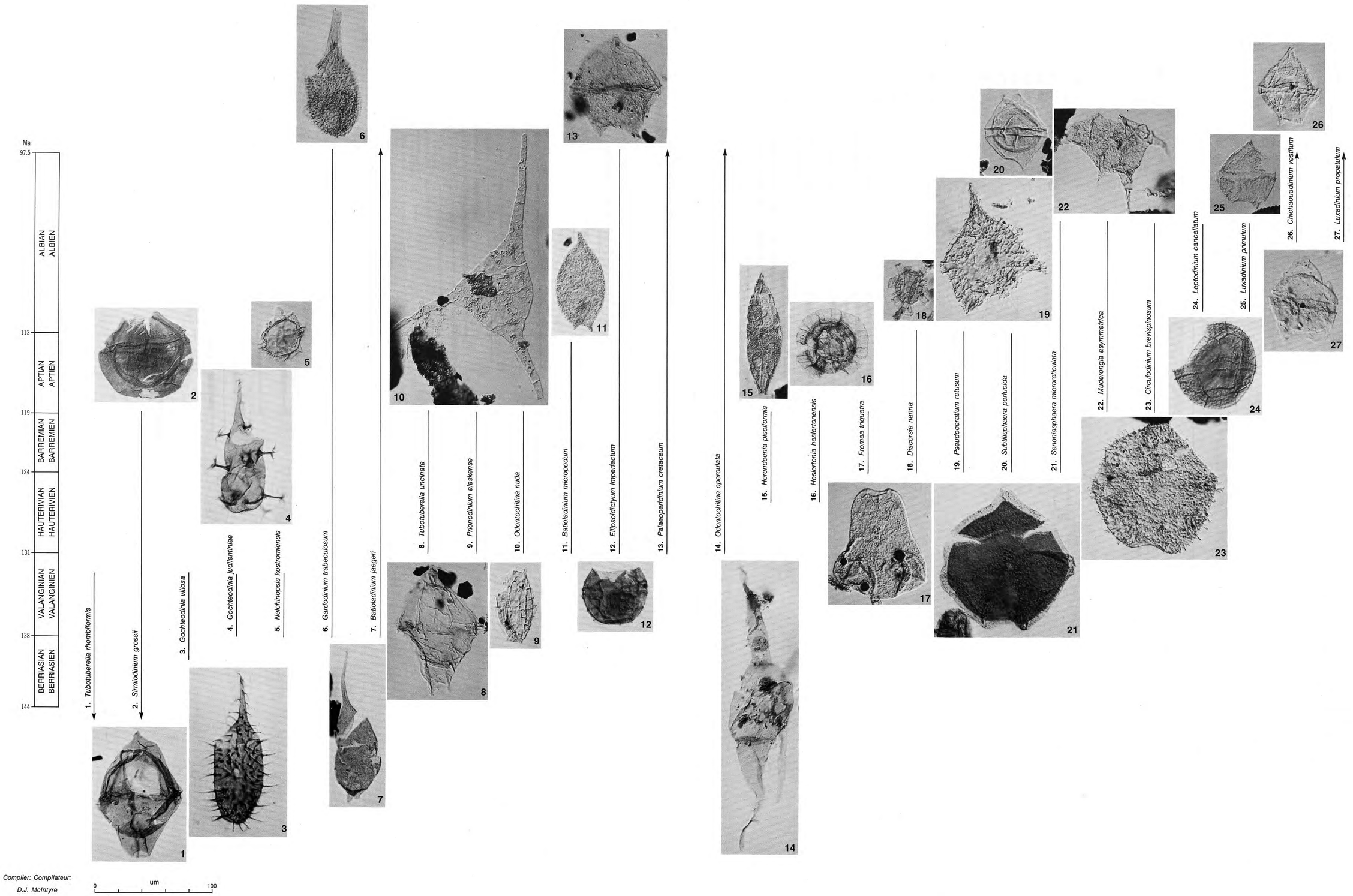
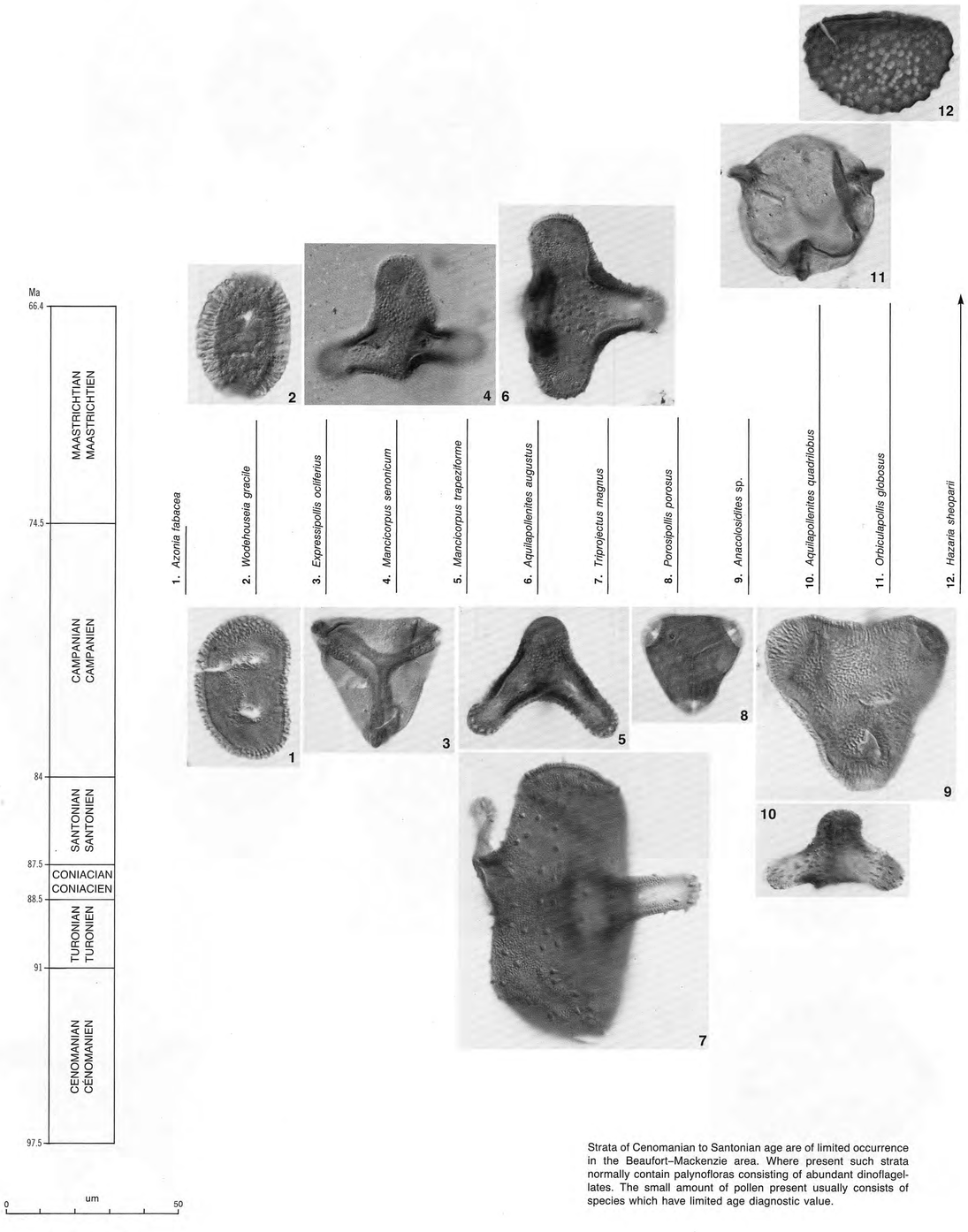


FIGURE 72

RANGES OF SELECTED UPPER CRETACEOUS POLLEN AND SPORES FROM THE BEAUFORT-MACKENZIE AREA

EXTENSION DE POLLENS ET SPORES SÉLECTIONNÉS DU CRÉTACÉ SUPÉRIEUR–RÉGION DE BEAUFORT-MACKENZIE



Compiler: Compilateur:
D.J. McIntyre

Strata of Cenomanian to Santonian age are of limited occurrence in the Beaufort–Mackenzie area. Where present such strata normally contain palynofloras consisting of abundant dinoflagellates. The small amount of pollen present usually consists of species which have limited age diagnostic value.

L'observation des strates du Cénomanien au Santonein est limitée dans la région de Beaufort–Mackenzie. Lorsqu'elles sont présentes, ces unités contiennent généralement des palynoflores aux dinoflagellés abondants. Le pollen, présent en petite quantité, se limite généralement à des espèces dont l'utilité pour la datation est négligeable.

FIGURE 73

RANGES OF SELECTED UPPER CRETACEOUS DINOFLAGELLATES FROM THE BEAUFORT-MACKENZIE AREA

EXTENSION DE DINOFLAGELLÉS SÉLECTIONNÉS DU CRÉTACÉ SUPÉRIEUR–RÉGION DE BEAUFORT-MACKENZIE

Ma
66.4
MAASTRICHTIAN
MAASTRICHTIEN
74.5
CAMPANIAN
CAMPANIEN
84
SANTONIAN
SANTONIEN
87.5
CONIACIAN
CONIACIEN
88.5
TURONIAN
TURONIEN
91
CENOMANIAN
CÉNOMANIEN
97.5

1. *Chichaouadinium vestitum*
2. *Ovoidinium* spp.
3. *Luxadinium propatulum*
4. *Amphidiadema* sp. cf. *A. denticulata*
5. *Dorocysta litotes*
6. *Isabelidinium magnum*
7. *Eurydinium glomeratum*
8. *Isabelidinium globosum*
9. *Xenikoon* sp.
10. *Trithyrodinium suspectum*
11. *Chatangiella ditissima*
12. *Heterosphaeridium difficile*
13. *Chatangiella granulifera*
14. *Spongodinium delitiense*
15. *Dinogymnium* spp.
16. *Gingnodinium ornatum*
17. *Spinidinium clavus*
18. *Laciniadinium orbiculatum*
19. *Isabelidinium microarmum*
20. *Palaeoperidinium pyrophorum*
21. *Chatangiella decorosa*
22. *Laciniadinium biconiculum*
23. *Chatangiella coronata*
24. *Chatangiella biapertura*
25. *Isabelidinium amphiatum*
26. *Phelodinium tricuspis*
27. *Cerodinium leptodermum*

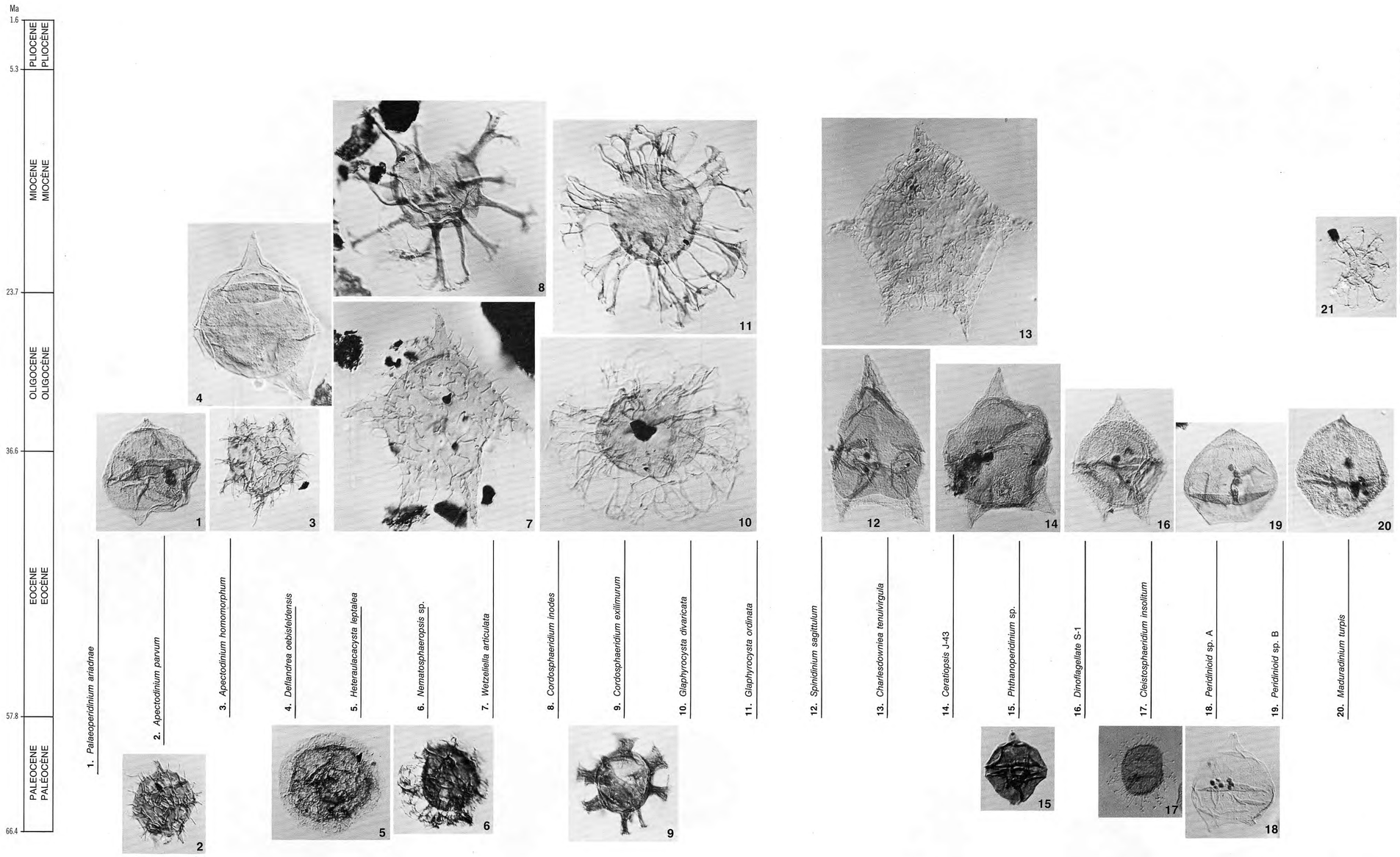
Compiler: Compilateur:
D.J. McIntyre

0 um 100

FIGURE 74

RANGES OF SELECTED CENOZOIC DINOFLAGELLATES FROM THE BEAUFORT-MACKENZIE AREA

EXTENSION DE DINOFLAGELLÉS SÉLECTIONNÉS DU CÉNOZOÏQUE RÉGION DE BEAUFORT-MACKENZIE



Compiler: Compilateur:
D.J. McIntyre

The Middle Miocene zone of dinoflagellates in the Beaufort–Mackenzie Basin contains species of the genera *Distatodinium, Hystrichosphaeropsis, Impagidinium, Nematosphaeropsis, Reticulatosphaera, Systematophora, Spiniferites* and other genera. They occur sporadically and may be abundant in a few wells but absent in many others, depending on facies. Some of these species have ranges, here and elsewhere, above or below the Middle Miocene.

The ranges of many of the dinoflagellates of the Early and Middle Eocene zone in the Beaufort–Mackenzie Basin are apparently truncated. This is most likely due to the lack of suitable facies in a time of regression.

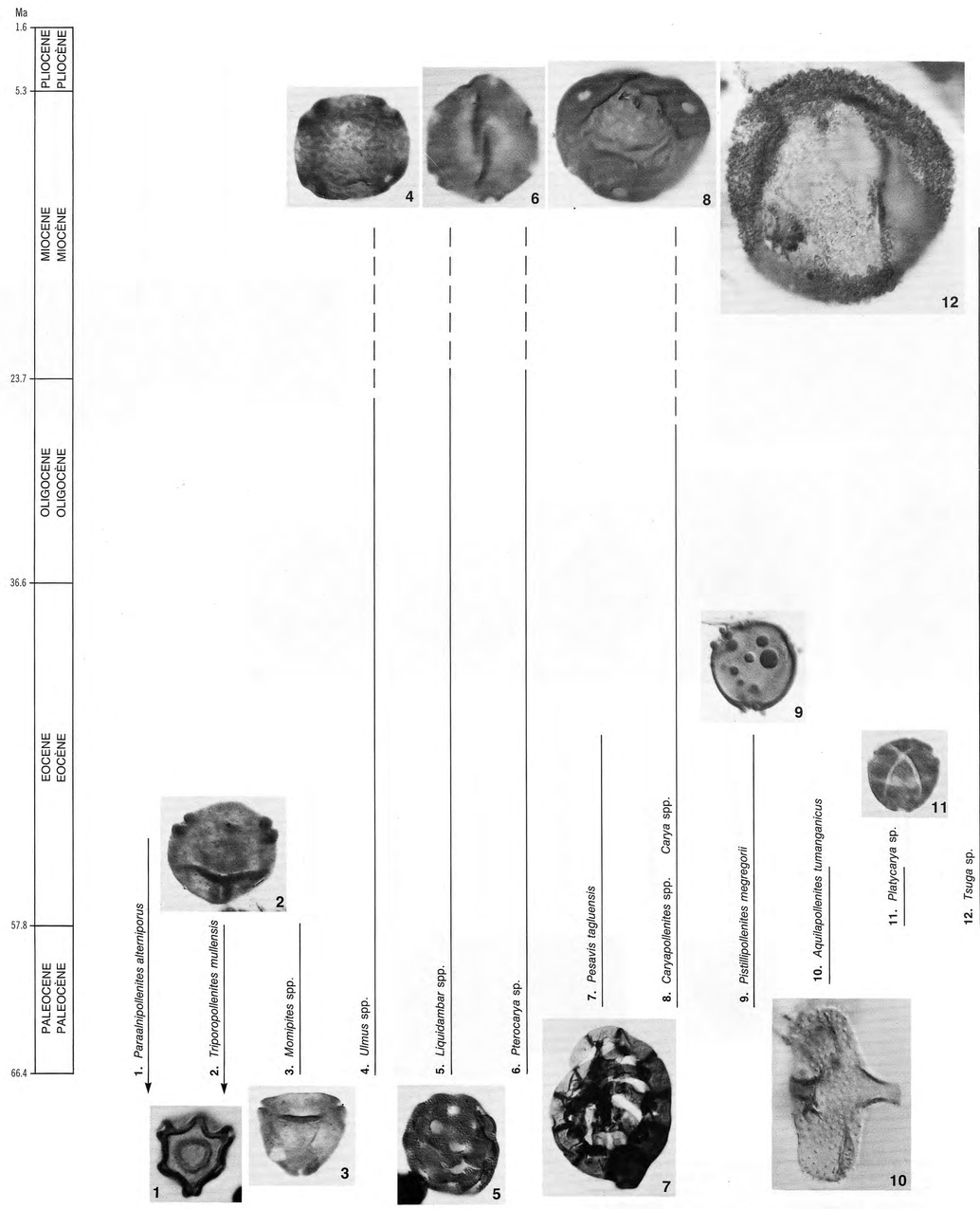
Dans le bassin de Beaufort–Mackenzie, la zone à dinoflagellées du Miocène moyen est caractérisée par des espèces des genres *Distatodinium, Hystrichosphaeropsis, Impagidinium, Nematosphaeropsis, Reticulatosphaera, Systematophora, Spiniferities* et d'autres. Ces organismes s'observent sporadiquement et, bien qu'abondants dans quelques puits, plusieurs de ces derniers en sont dépourvus, dépendant du faciès. Ici comme ailleurs, certaines de ces espèces se trouvent réparties au-dessus ou au-dessous du Miocène moyen.

Les répartitions de plusieurs dinoflagellées associés à la zone de l'Éocène inférieur et moyen du bassin de Beaufort–Mackenzie semblent tronqués. Ce fait s'explique principalement par l'absence de faciès adéquats pendant une période régression.

FIGURE 75

RANGES OF SELECTED CENOZOIC POLLEN AND SPORES FROM THE BEAUFORT-MACKENZIE AREA

EXTENSION DE POLLENS ET SPORES SÉLECTIONNÉS DU CÉNOZOÏQUE



Compiler: Compilateur:
D.J. McIntyre

The upper range of some of these species in the Beaufort–Mackenzie area is uncertain because of the problems of extensive reworking and limited recovery of palynofloras. Many of these species possibly were recycled into Middle Miocene strata but it is possible that some reappeared during a Middle Miocene climatic amelioration.

Dans la région de Beaufort–Mackenzie, la limite extension supérieure de certaines de ces espèces est incertaine, en raison du remaniement général et de la faible préservation des palynoflores. Nombre de ces espèces ont peut-être été recyclées dans des strates du Miocène moyen, mais il est possible que quelques-unes d'entre elles soient réapparue à la faveur d'une amélioration du climat au Miocène moyen.

FIGURE 76

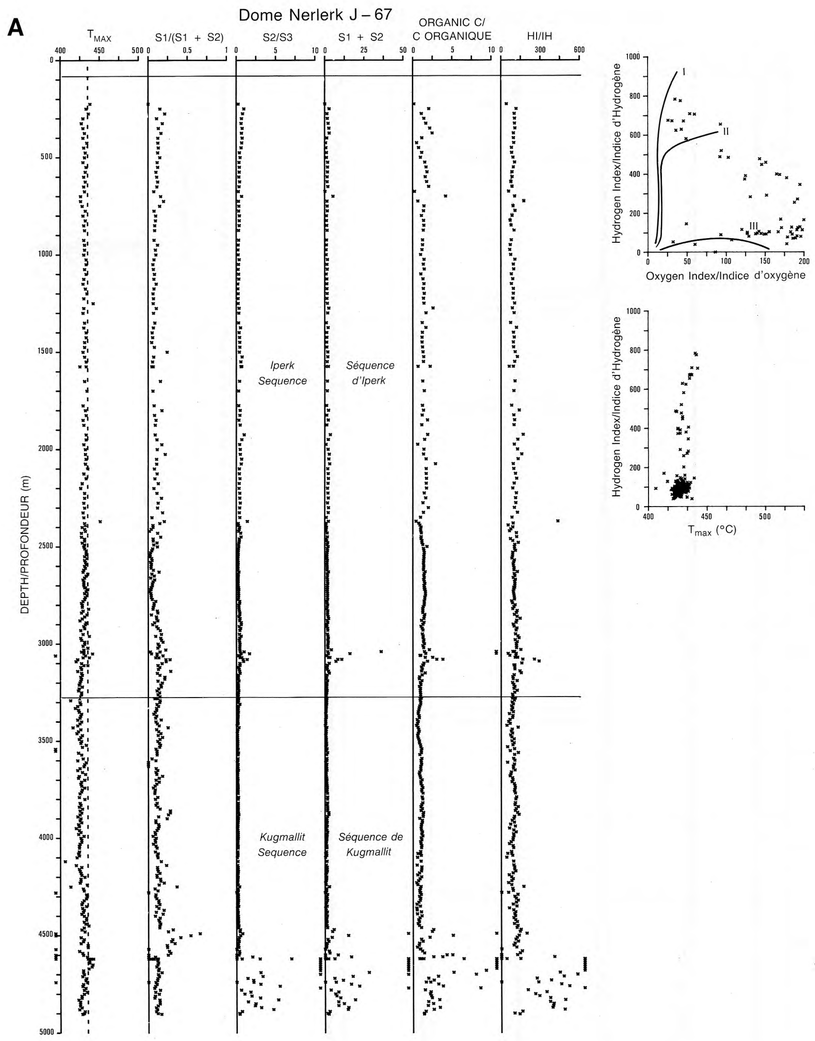
ORGANIC GEOCHEMISTRY

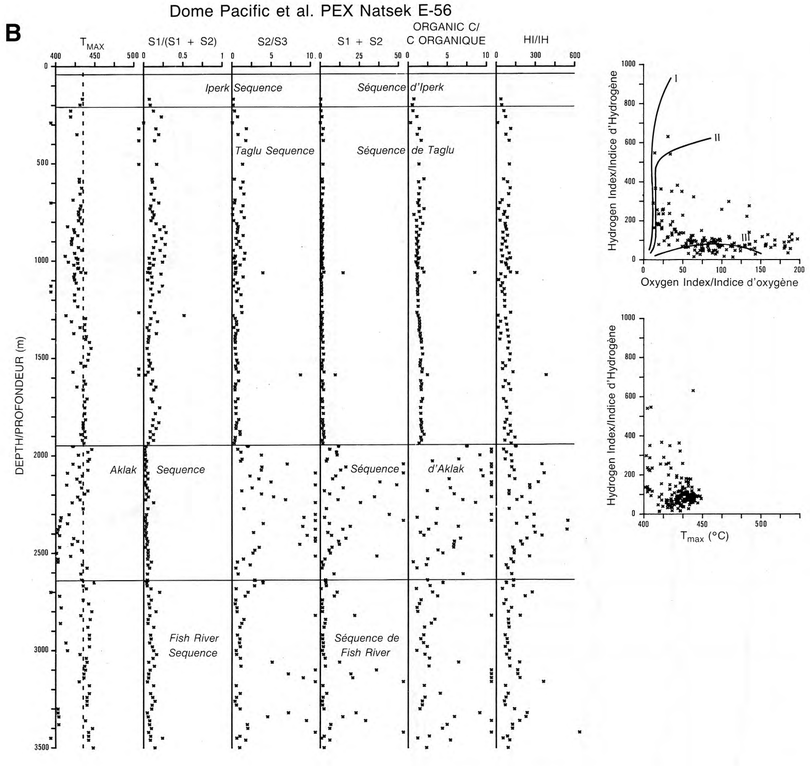
GÉOCHIMIE ORGANIQUE

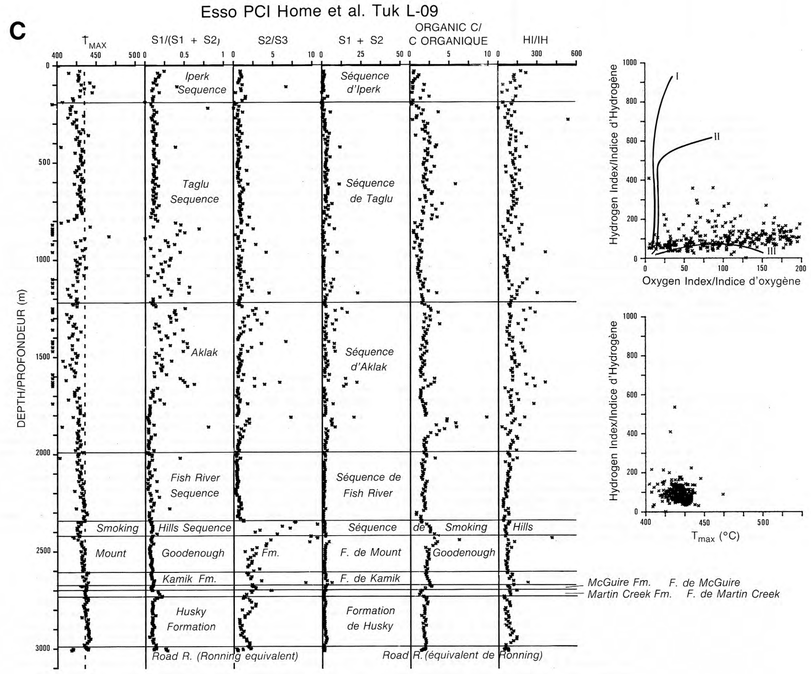
Photo: J. Dixon

EXAMPLES OF ROCK-EVAL/TOC ANALYSES

EXEMPLES D'ANALYSES ROCK-EVAL/COT







Dome Nerlerk J-67 (Fig. 78A)

The thick Iperk Sequence (≈3.2 km) in this well shows a slight reverse trend in maturity (Tmax) with depth, almost certainly as a result of the progressive erosional unroofing of older rocks and reworking and redeposition of increasingly mature OM. Samples in the lower part of the Kugmallit section (4600 to 5000 m) show high S1 + S2 yields as well as high TOC and HI values. These results are probably due to sample contamination by a drilling mud additive. Numerous small oil shows were reported in the Well History Report below about 4200 m but the high PI (production Index = S1/[S1 + S2]) values below 4500 m are likely due to a drilling additive (nutplug?). Thermal maturity is still marginal (Tmax <435°C) at the final drilling depth of about 4900 m.

Dome Pacific et al. Natsek E-56 (Fig. 78B)

The Aklak Sequence is highly enriched in organic carbon with an average TOC of about 7.4%. The high average results from the presence of a number of coal beds. The Hydrogen Indices (HI) are also higher than normally observed for Type III (terrestrial) organic matter (OM). This indicates the presence of significant amounts of lipid material and higher liquid hydrocarbon potential than normally associated with terrestrial OM. The quality of the OM is also indicated by the S2/S3 ratio, which commonly exceeds 2.5, the minimum value suggested in the instrument manual for oil generation potential. The depressed Tmax values are also indicative of the presence of Type II kerogen. The maturity of the Aklak Sequence is estimated to be about 0.7% VRo based on the overall Tmax trend through the well. This is slightly higher than the measured values of about 0.6% VRo. The Production Index (PI = S1/[S1 + S2]) values are all quite low, indicating that significant hydrocarbon generation has not occurred in the section represented by this well. Thus the Tmax values that are greater than 435°C in the Fish River Sequence (2600-3500 m) may actually represent the presence of reworked organic matter rather than the level of thermal maturation associated with the present cycle of burial.

Esso PCI Home et al. Tuk L-09 (Fig. 78C)

The Tuk L-09 well also penetrates the Reindeer Supersequence (Taglu and Aklak sequences) and Fish River Sequence as well as a section through the Smoking Hills, Kamik, McGuire, Martin Creek, Husky and into the Road River (Ronning equivalent). Thermal maturities are similar to those in the Ulu A-35 well with the Tmax for the Husky Formation just above 435°C (equivalent to about 0.70% VRo) Extensive staining is indicated by the high Production Index values in the Taglu and Aklak sequences. Higher HI values also occur over this interval and probably result from the presence of epigenetic hydrocarbons rather than indigenous source potential.

Compiler: Compilateur:
L.R. Snowdon

Puits Nerlerk J-67 de la Dome (fig. 78A)

Dans le puits Nerlek J-67, l'épaisse section de la séquence d'Iperk (≈3,2 km) est marquée par une petite inversion dans la tendance générale de variation de la maturité (Tmax) avec la profondeur, presque certainement en raison du découvrement progressif des roches plus vieilles par l'érosion, ainsi que du remaniement et de la resédimentation de MO plus mature. Les échantillons de la partie inférieure de la séquence Kugmallit (4 600 à 5 000 m) sont caractérisés par des valeurs élevées de S1 + S2 de même que de COT et d'IH, probablement à la suite d'une contamination par un additif au fluide de forage. De nombreux petits indices de pétrole ont été signalés dans le rapport du puits, sous le niveau 4 200 m, mais les valeurs élevées d'IP (IP = S1/[S1 + S2]) à des profondeurs supérieures à 4 500 m sont vraisemblablement associées à un additif incorporé au fluide de forage. La maturité thermique demeure marginale (Tmax <435°C) au fond du puits d'une profondeur approximative de 4 900 m.

Puits Natsek E-56 de la Dome Pacific et al. (fig. 78B)

La séquence d'Aklak est très riche en carbone organique total (COT) avec une moyenne d'à peu près 7,4 %. Ce pourcentage élevé s'explique par la présence d'un certain nombre de couches de charbon. La matière organique (MO) terrestre de type III présente également des valeurs d'indice d'hydrogène (IH) supérieures à la normale. Cette observation confirme la présence de quantités significatives de lipides ainsi qu'un potentiel en hydrocarbures liquides plus élevé que la moyenne associé à de la MO terrestre. La qualité de la MO peut également être déterminée par le rapport S2/S3 qui, dans le cas présent, dépasse généralement 2,5; selon le manuel de base, cette valeur représente le potentiel minimal pour générer du pétrole. Quant à la diminution de la Tmax, elle témoigne de la présence de kérogène de type II. Selon la tendance générale de la Tmax dans le puits, la maturité de la séquence d'Aklak se situe aux environs d'une VRo de 0,7 % ce qui est légèrement supérieur aux valeurs mesurées atteignant à peu près 0,6 %. L'indice de production (IP = S1/[S1 + S2]) demeure plutôt bas et il faut en déduire qu'il n'y a pas eu d'importantes quantités d'hydrocarbures générées dans la section recoupée par ce puits. Ainsi, dans la séquence de Fish River (2 600 à 3 500 m), les valeurs de Tmax supérieures à 435°C pourraient vraisemblablement refléter la présence de matière organique remaniée plutôt que le degré de maturité thermique associé à la période actuelle d'enfouissement.

Puits Tuk L-09 de l'Esso PCI Home et al. (fig. 78C)

Le puits Tuk L-09 a également recoupé la superséquence de Reindeer (séquences de Taglu et d'Aklak) et la séquence de Fish River, en plus de traverser une section présentant les strates de Smoking Hills, de Kamik, de McGuire, de Martin Creek et de Husky et de se terminer dans l'unité de Road River (équivalent de Ronning). Le degré de maturité thermique est le même qu'au puits Ulu A-35, la Tmax de la Formation de Husky dépassant légèrement 435°C (à peu près 0,7 % de VRo). La présence de souillures de pétrole est signalée par les valeurs élevées d'indice de production des séquences de Taglu et d'Aklak. On observe également des IH plus importants au-dessus de cet intervalle, ce qui est probablement dû à la présence d'hydrocarbures d'origine épigénique donc ne dérivant pas d'une roche mère indigène.

FIGURE 78

AVERAGE ROCK-EVAL/TOC PARAMETERS
(Figs. 79 to 81)

L.R. Snowdon

Results of Rock-Eval/TOC analyses have been reported (Snowdon, 1990) for 29 Beaufort–Mackenzie wells. Average TOC (total organic carbon), Tmax and Hydrogen Index (HI) values have been calculated for the Kugmallit Sequence (20 wells), Richards Sequence (9 wells), and Reindeer Sequence (12 wells). These results have been posted on three maps along with the number of samples (N) analyzed in the stratigraphic unit. In some cases, such as for the Kugmallit Sequence in Aiverk 2I-45, Tmax results have been annotated with a question mark to indicate that the data may be affected by instrumental error and/or sample contamination. Similarly, TOC values which have been affected by the addition of organic materials to the drilling mud have been noted on the maps.

A limited number of reliable control points are available for any given stratigraphic unit, and even though some general trends are discernible (such as the lower TOC in the Kugmallit Sequence in the farthest offshore wells compared with the nearshore wells), it is impractical to contour any of the RockEval parameters. The geographic scattering of the data for any given stratigraphic unit may be a function of the rapid switching of the specific depositional environment within the deltaic setting. Additionally, there has been extensive reworking of sediments wherein older delta sediments have been uplifted and eroded into younger deltas. This reworking process carries higher maturity and partly oxidized organic debris into immature sediments, resulting in anomalous pyrolysis parameters. In some instances, the level of maturity of the sediment supply increases gradually as erosion cuts deeper into older sediments and this results in the upward increase in maturity signal of the new sedimentary pile. This is most commonly noted in the Iperk Sequence and possibly in the Taglu Sequence of the Edlok N-56 well (Snowdon, 1990).

VALEURS MOYENNES DES PARAMÈTRES DE L'ANALYSE ROCK-EVAL ET DU COT
(fig. 79 à 81)

L.R. Snowdon

Les résultats d'analyses Rock-Eval et de déterminations du carbone organique total (COT) de 29 puits du bassin de Beaufort–Mackenzie ont été présentés dans un rapport de Snowdon (1990). Les valeurs moyennes du COT, de la température maximale (Tmax) et de l'indice d'hydrogène (IH) ont été calculées pour la séquence de Kugmallit (20 puits), celle de Richards (9 puits) et celle de Reindeer (12 puits). Ces informations ainsi que le nombre d'échantillons analysés (N) dans l'unité stratigraphique ont été consignés sur trois cartes. Dans certains cas, comme dans celui de la séquence de Kugmallit à l'emplacement du puits Aiverk 2I-45, il y a un point d'interrogation à côté des valeurs de Tmax, signifiant que les données peuvent être biaisées par l'erreur de l'instrument ou par la contamination de l'échantillon. Les pourcentages de COT faussés par l'ajout de matériaux organiques au fluide de forage ont également été identifiés.

Peu importe l'unité stratigraphique, seul un petit nombre de points de repère fiables ont été déterminés; quelques tendances générales se dessinent, comme par exemple la moins grande proportion de COT dans la séquence de Kugmallit à l'emplacement des puits extracôtiers les plus éloignés qu'à celui des puits littoraux, mais il est impossible de représenter par des courbes d'isovaleur l'un ou l'autre des paramètres déduits de l'analyse Rock-Eval. Dans quelqu'unité stratigraphique que ce soit, la dispersion géographique des données peut s'expliquer par le changement rapide du milieu de dépôt à l'intérieur d'un environnement deltaïque. De plus, les matériaux ont subi un important remaniement puisque les sédiments des deltas plus vieux ont été soulevés et érodés pour devenir les constituants des deltas plus jeunes. Ce remaniement est à l'origine d'une plus grande maturité des sédiments et de l'oxydation partielle des débris organiques dans la formation des matériaux immatures, ce qui se traduit par des paramètres de pyrolyse rapportés aux valeurs anomales. En quelque sorte, le degré de maturité de l'apport de sédiments augmente graduellement à mesure que l'érosion creuse de plus en plus profondément dans les vieux sédiments; ainsi, dans l'empilement de sédiments nouveaux, les matériaux gagnent en maturité du bas vers le haut. Ce phénomène s'observe plus fréquemment dans la séquence d'Iperk et probablement dans la séquence de Taglu du puits Edlok N-56 (Snowdon, 1990).

ROCK-EVAL ANALYSES: RICHARDS SEQUENCE
ANALYSES ROCK-EVAL : SÉQUENCE DE RICHARDS

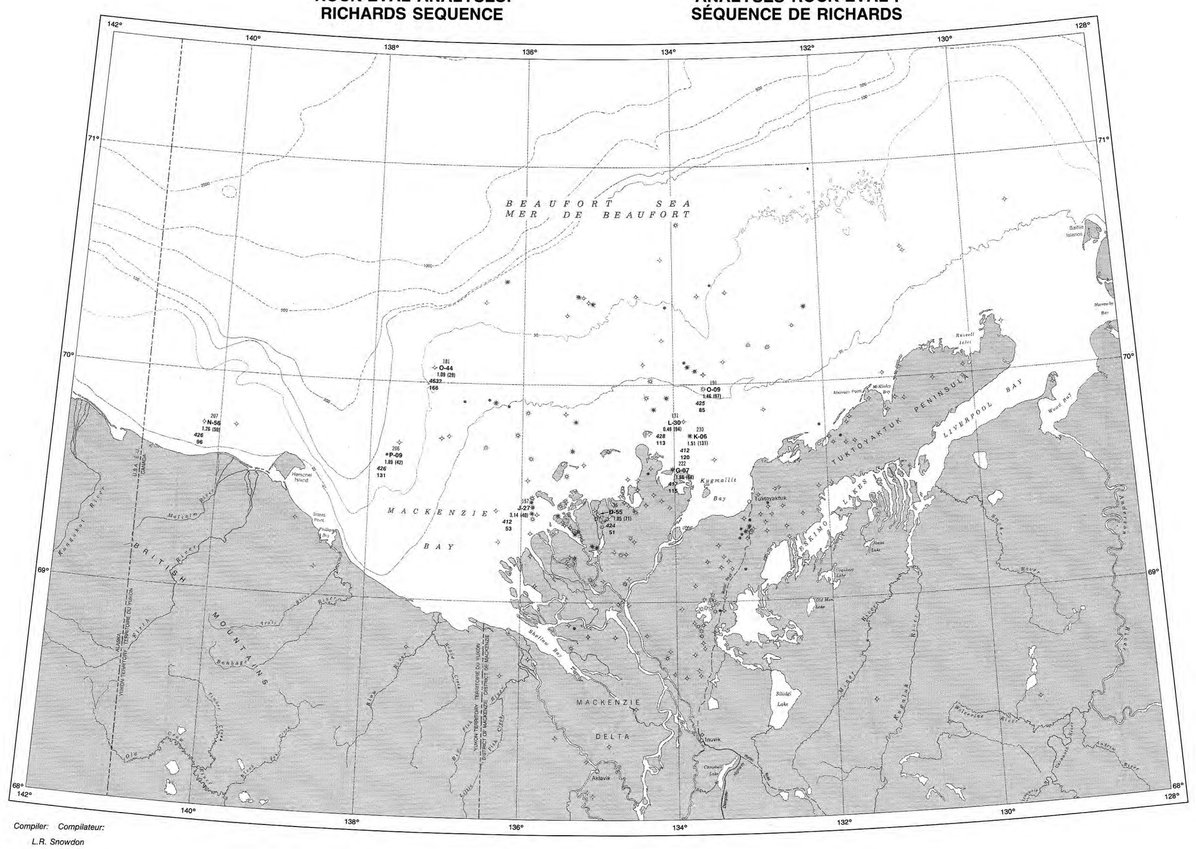


FIGURE 80

ROCK-EVAL ANALYSES: REINDEER SUPERSEQUENCE
ANALYSES ROCK-EVAL : SUPERSÉQUENCE DE REINDEER

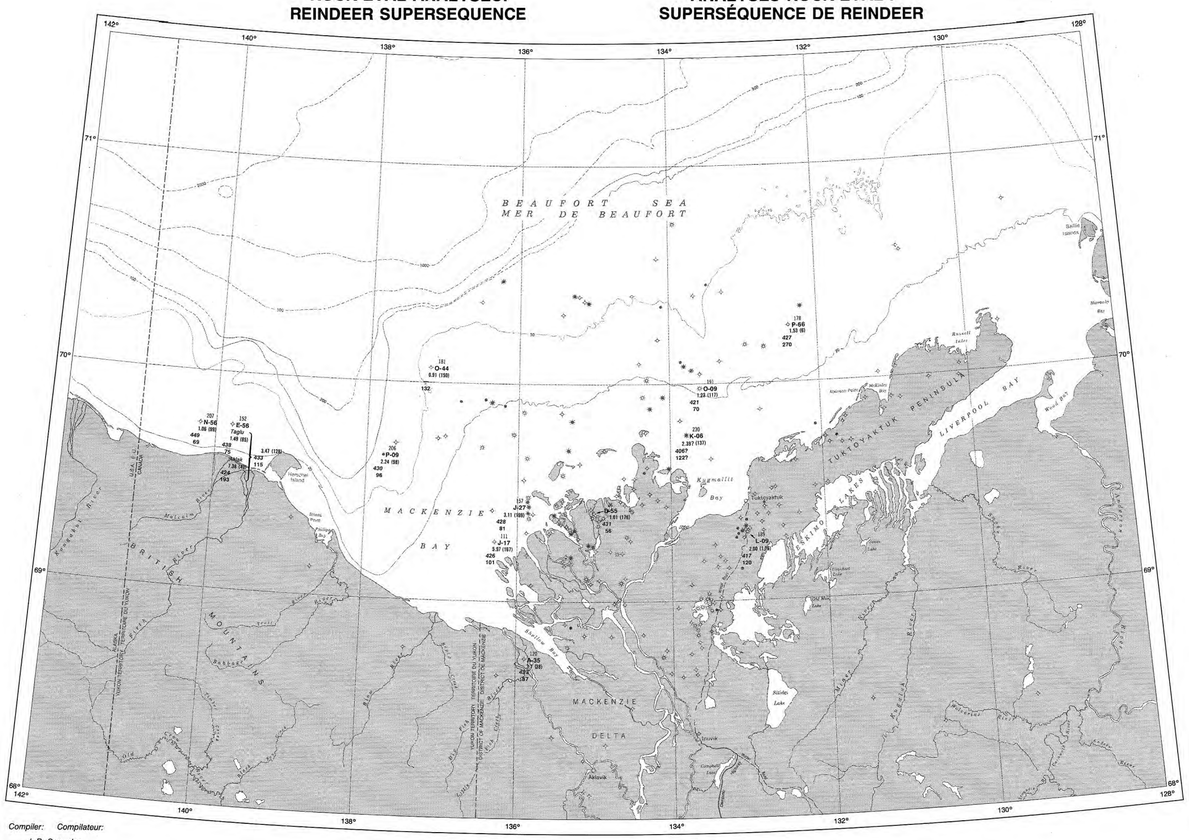


FIGURE 79

ROCK-EVAL ANALYSES: KUGMALLIT SEQUENCE
ANALYSES ROCK-EVAL : SÉQUENCE DE KUGMALLIT

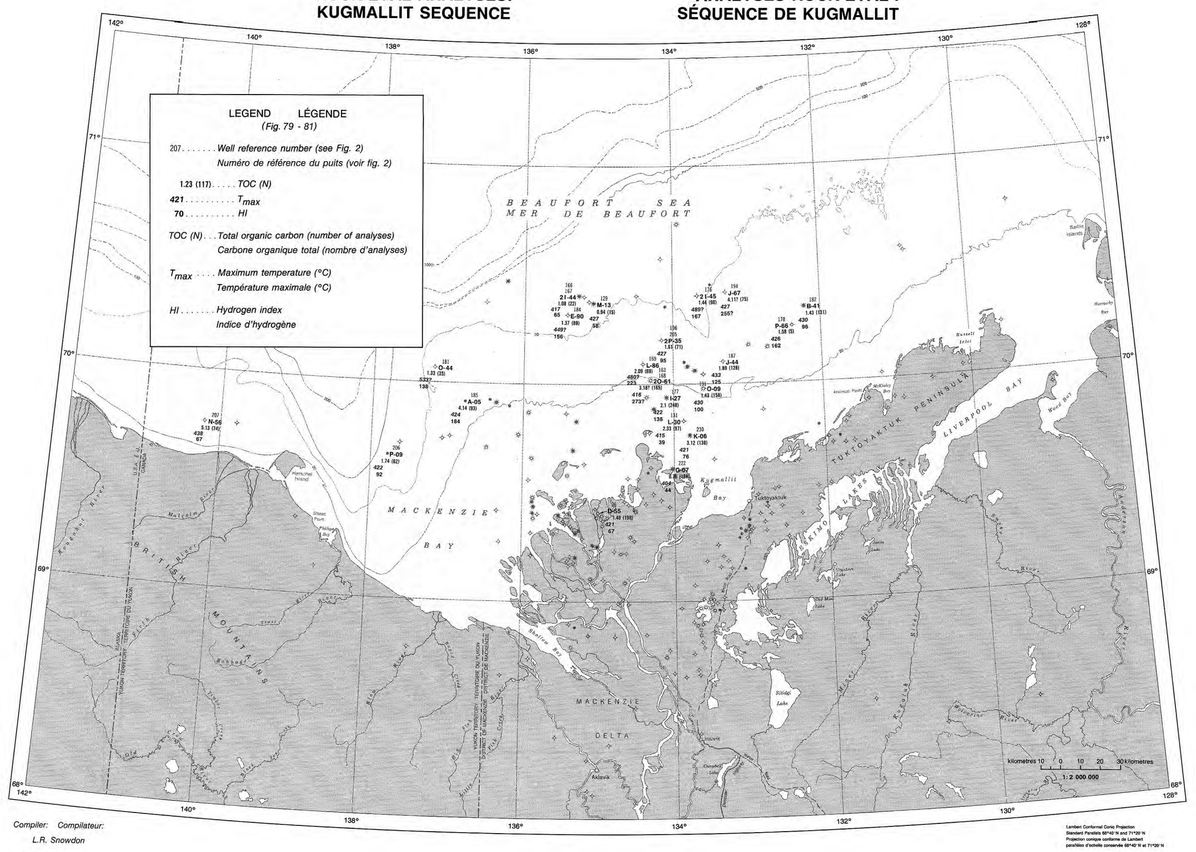


FIGURE 81

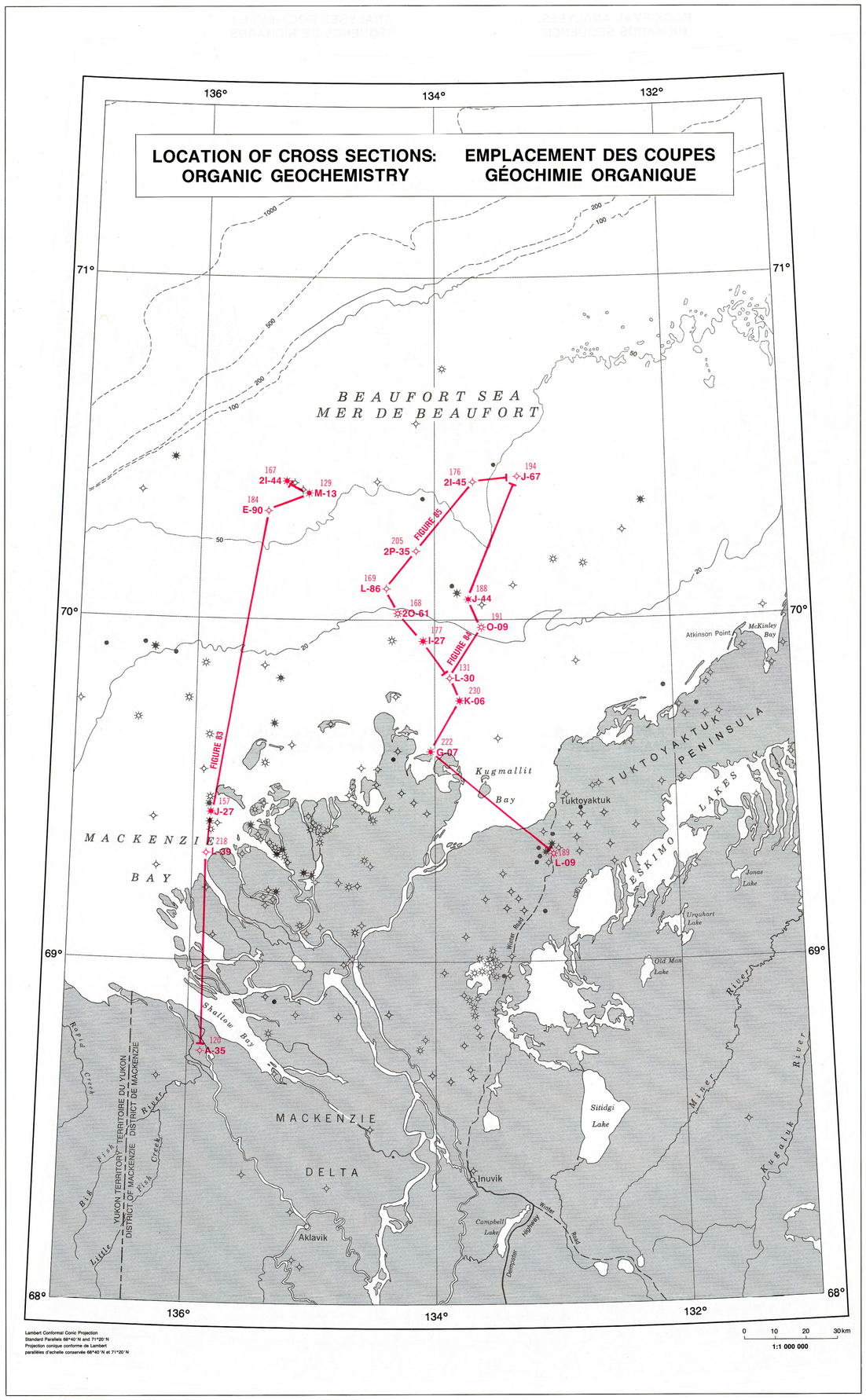


FIGURE 82

THERMAL MATURITY CROSS-SECTIONS
(Fig. 82)

L.R. Snowdon

WESTERN SECTION
(Fig. 83)

The section from Ulu A-35 to Kopanoar M-13 and 2I-44 shows the normally observed trend of decreasing thermal maturity in an offshore (northward) direction. The stratigraphic units also dip to the north but at a more rapid rate, resulting in the climbing of maturation isopleths into younger sequences in the offshore. The northward dip of the maturity isopleths results from two effects: 1) the offshore sediments are younger and thus have experienced less thermal stress for a given depth; and 2) the rapid deposition of the Iperk Sequence (up to 3 km in about 8 Ma) has depressed the isotherms (Issler and Snowdon, 1990).

The top of the marginally mature zone (equivalent to 0.5% vitrinite reflectance or 425°C) ranges in depth from the surface at Ulu A-35 to 3 km or more at Kopanoar. Conventional maturity (equivalent to 0.7% VRo or 435°C) is reached at about 1.5 to 2 km in the southern delta but is generally deeper than 4 km in the offshore. Kinetic hydrocarbon generation models and burial reconstruction (Issler and Snowdon, 1990) suggest that thermal maturity rises very rapidly below about 4.5 to 5 km depth and may be beyond the conventional oil window (>1.2% VRo) at burial depths of 6 to 7 km.

COUPES DE MATURITÉ THERMIQUE
(fig. 82)

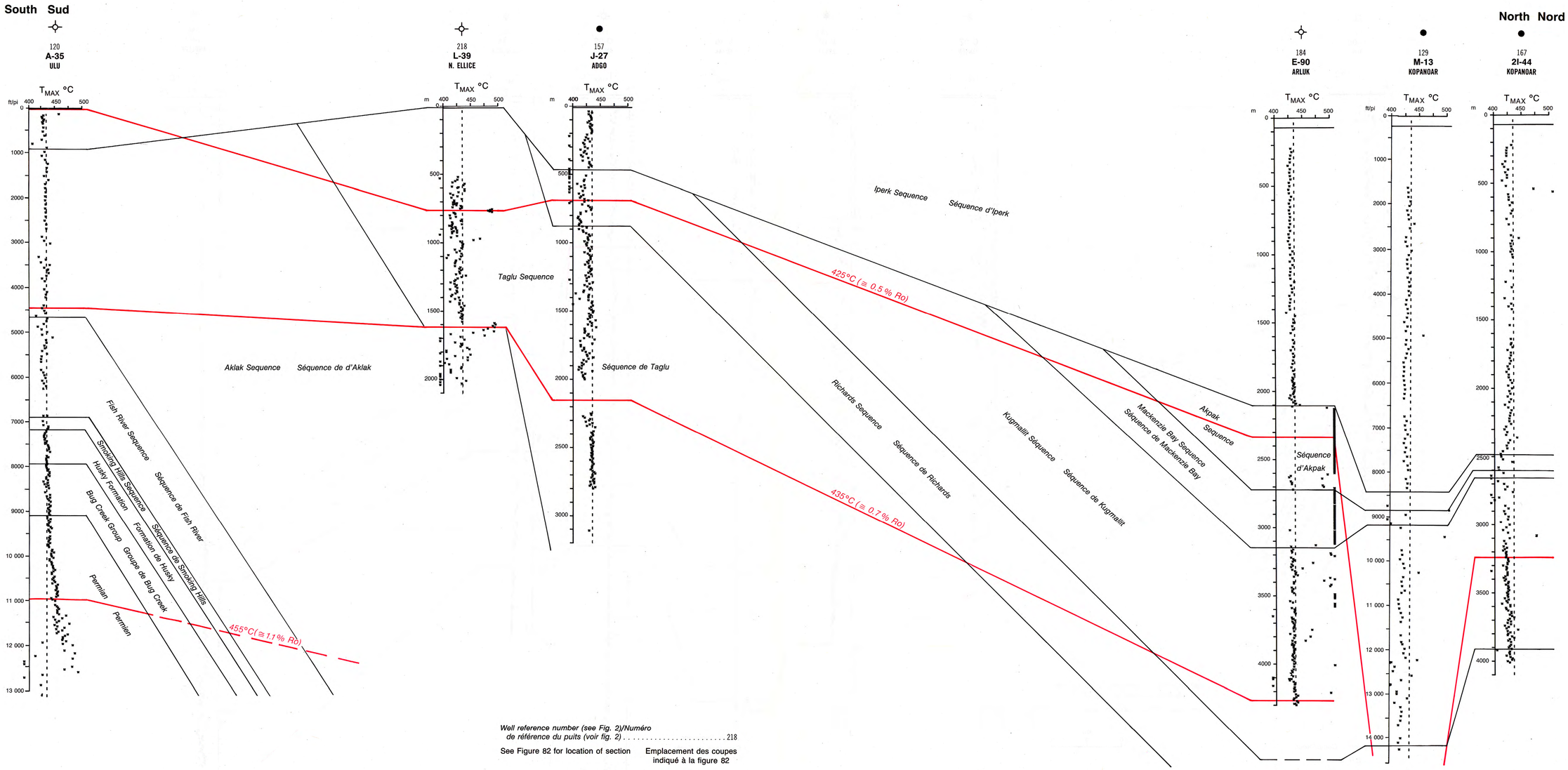
L.R. Snowdon

COUPE OCCIDENTALE
(fig. 83)

La coupe partant de l'emplacement du puits Ulu A-35 jusqu'à celui des puits Kopanoar M-13 et 2I-44 présente la tendance habituelle de diminution de maturité thermique du littoral vers la zone extracôtière, c'est-à-dire vers le nord. Les unités stratigraphiques ont également un pendage vers le nord qui est toutefois plus accentué que celui des isoplèthes de maturité, de sorte que celles-ci migrent vers le haut dans les séquences plus jeunes de la région extracôtière. Le pendage nord des isoplèthes de maturité s'explique de la façon suivante : 1) les sédiments extracôtiers sont plus jeunes et par conséquent ont subi des contraintes thermiques moins importantes à une profondeur donnée et 2) la sédimentation rapide de la séquence d'Iperk, ayant atteint une épaisseur de 3 km sur une période approximative de 8 Ma, a poussé les isothermes vers le bas (Issler et Snowdon, 1990).

Le sommet de la zone à maturité marginale (réflectance de la vitrinite de 0,5 % ou de 425°C) se trouve à une profondeur variant de la surface (Ulu A-35) à 3 km (Kopanoar). La maturité normale, correspondant à une réflectance (VRo) de 0,7 % ou de 435°C, est atteinte à une profondeur approximative de 1,5 à 2 km dans la partie méridionale du delta mais grimpe généralement à plus de 4 km dans la région extracôtière. Les modèles de genèse d'hydrocarbures basés sur la cinétique ainsi que la reconstitution de l'enfouissement (Issler et Snowdon, 1990) suggèrent que la maturité thermique augmente brutalement à partir d'à peu près 4,5 à 5 km de profondeur, ce qui signifie qu'entre 6 et 7 km, les valeurs de cette variable peuvent être trop grandes pour faire partie de la fenêtre du pétrole classique (VRo >1,2 %).

THERMAL MATURITY — MATURITÉ THERMIQUE



Well reference number (see Fig. 2)/Numéro de référence du puits (voir fig. 2) 218

See Figure 82 for location of section — Emplacement des coupes indiqué à la figure 82

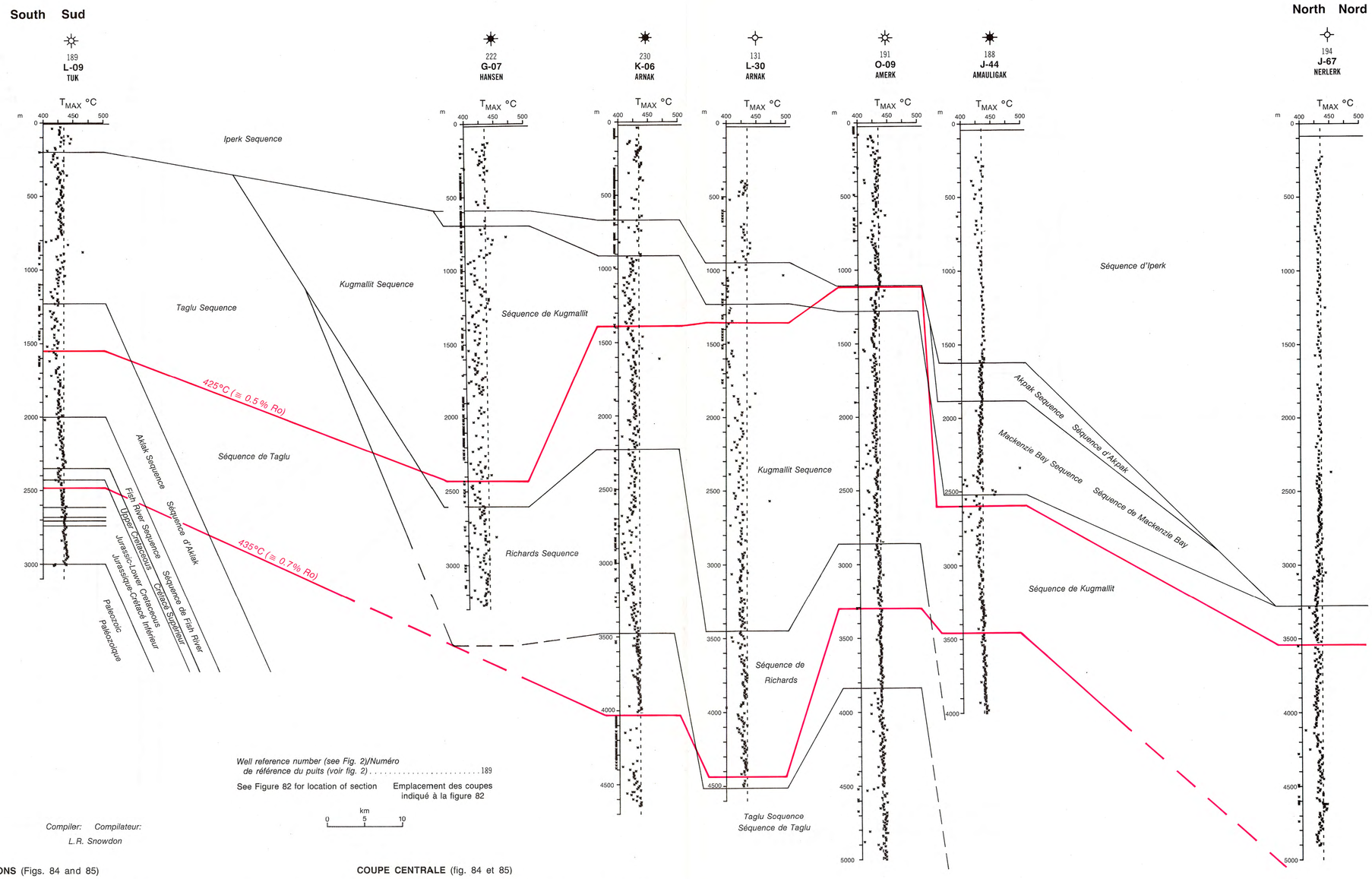
km 0 5 10

Compiler: Compilateur:
L.R. Snowdon

FIGURE 83

THERMAL MATURITY

MATURITÉ THERMIQUE



CENTRAL SECTIONS (Figs. 84 and 85)

The central section from Tuk L-09 to Nerlerk J-67 also shows the general deepening of the maturity isopleths in an offshore direction. However, departures from this trend in the Arnak, Amerk and Amauligak area are clearly visible in that these boreholes intersect the 0.7% VRo isopleth. Similarly, on an alternative section slightly to the west, the North Issungnak and Akpak locations show a slightly shallower entry into the marginally mature zone. There is no obvious reason for this phenomenon. The Amauligak oil discovery may be the result of this enhanced maturity. Conversely, the hydrodynamic system responsible for collecting the Amauligak hydrocarbons may also have resulted in increased heat flows due to the upward mass transport of fluids (and heat) into the structure. Thus it cannot be determined which is the cause and which is the effect, if such a relationship exists for this example.

The 0.7% VRo isopleth ranges from a depth of about 2.5 km in the southern, onshore Tuktoyaktuk Peninsula area, to about 4 km or deeper in the offshore area. The absolute thickness of the marginally mature zone (0.5% to 0.7% VRo) corresponds to the absolute depth to the top of the marginally mature zone. The higher maturation gradient of these sites suggests that the geothermal gradient is or was higher than surrounding areas.

COUPE CENTRALE (fig. 84 et 85)

La coupe centrale allant du puits Tuk L-09 jusqu'au puits Nerlerk J-67 présente également un approfondissement général des isoplèthes de maturité du littoral vers la zone extracôtière. Cependant, dans les puits Arnak, Amerk et Amauligak, des manquements à cette tendance sont clairement identifiables puisque ces trous de sonde recoupent l'isoplèthe 0,7 % de VRo. De même, sur une autre coupe un peu à l'ouest, les puits North Issungnak et Akpak traversent un peu moins profondément la zone à maturité marginale. Aucune explication logique ne justifie ce phénomène. La découverte de pétrole Amauligak pourrait découler de cette plus grande maturité. Par contre, le système hydrodynamique à l'origine de la migration des hydrocarbures de la découverte Amauligak peut également avoir causé une augmentation des flux thermiques par une montée en masse des fluides (donc de chaleur) dans la structure. Ainsi, si dans le cas présent une relation de cause à effet peut s'établir, il n'est pas possible d'en différencier les composantes.

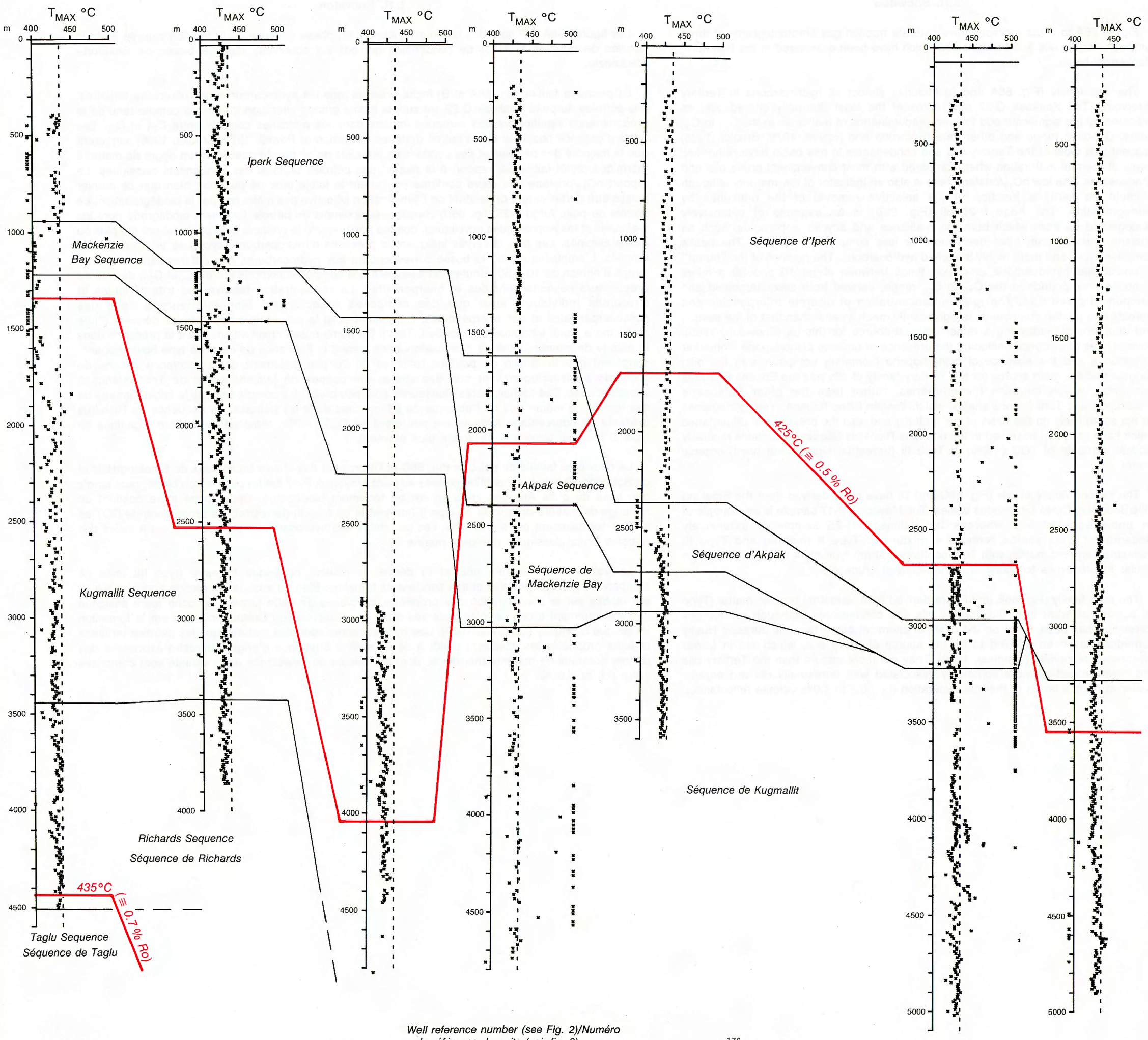
La profondeur de l'isoplèthe 0,7 % de VRo varie d'à peu près 2,5 km dans la partie sud (zone côtière de la péninsule Tuktoyaktuk) jusqu'à approximativement 4 km ou plus dans la région extracôtière. L'épaisseur absolue de la zone à maturité marginale (VRo de 0,5 à 0,7 %) correspond à la profondeur absolue jusqu'au sommet de cette zone. Le plus haut degré de maturité observé suggère que le gradient géothermique soit ou ait été plus élevé à ces endroits que dans les régions avoisinantes.

FIGURE 84

THERMAL MATURITY MATURITÉ THERMIQUE

South Sud — **North Nord**

131	177	168	169	205	176	194
L-30	**I-27**	**2O-61**	**L-86**	**2P-35**	**2I-45**	**J-67**
ARNAK	**ITIYOK**	**ISSUNGNAK**	**ISSUNGNAK**	**AKPAK**	**AIVERK**	**NERLERK**



Well reference number (see Fig. 2)/Numéro de référence du puits (voir fig. 2) 176

See Figure 82 for location of section — Emplacement des coupes indiqué à la figure 82

km
0 5 10

Compiler: Compilateur:
L.R. Snowdon

FIGURE 85

SATURATE FRACTION GAS CHROMATOGRAMS
(Fig. 86)

L.R. Snowdon

Figure 86A to F are representative saturate fraction gas chromatograms of three families of crude oils and condensates which have been discovered in the Beaufort–Mackenzie basin.

The first family (Fig. 86A and B) includes almost all hydrocarbons in Tertiary reservoirs. The Koakoak O-22 oils represent the least thermally altered oils, as indicated by the significant odd to even predominance of n-alkanes in the C_{23} to C_{30} range. Gasoline range and other data (Snowdon and Powell, 1979; Brooks, 1986) suggest that most of the Tertiary oils and condensates in this basin have rather low levels of thermal maturation when compared with most conventional crude oils and condensates. The low nC_{17}/pristane ratio is also an indicator of low maturity although it could be partly a function of the selective removal of the n-alkanes by biodegradation. The Adgo P-25 oil (Fig. 86B) is an example of extensively biodegraded oil from which both the n-alkanes and acyclic isoprenoids, such as pristane and phytane, have been more or less completely removed. The peaks comprise cyclic and more highly branched hydrocarbons. The position of the "hump" of unresolved hydrocarbons at elution times between about 10 and 30 minutes comprises compounds in the C_{15} to C_{20} range, derived from sesquiterpenoid and diterpenoid precursors. The relative concentration of discrete triterpenoids and steroids and related compounds is significantly much smaller than that of the sesqui- and diterpenoids, indicating a rather unusual source for this oil (Snowdon, 1980). Several lines of evidence (including the presence of unusual bisnorlupane biomarker compounds and the absence of bisnorhopane biomarker compounds in the oils) suggest that the main source for the Tertiary family of oils was the Eocene Richards Sequence, which contains bisnorlupanes, rather than the older Paleocene Ministicoog and Tent Islands shales, which contain bisnorhopane. Younger sources do not seem likely on the basis of low maturity and also the presence of $\beta\beta$-terpanes which have not been observed in the oils. The Richards Sequence contains relatively modest amounts of TOC (~2%) of Type III (terrestrial higher land plant) organic matter.

The second family of oils (Fig. 86C and D) have been derived from the Smoking Hills/Boundary Creek bituminous shales. The Mayogiak P-17 sample is an example of an unbiodegraded oil), whereas the Atkinson H-25 sample is extensively biodegraded. This source contains a mixture of Type II (marine) and Type III (terrestrial) organic matter, with TOC contents that are typically 4 to 6%. The oils are similar in properties to classical marine-derived crude oils.

The third family (Fig. 86E and F) are derived from terrestrial organic matter (Type III) but are different from the Tertiary oils and condensates. Although no rigorous correlation has been made on the basis of chemical properties, the Jurassic Husky Formation has been inferred to be the source of these oils, which are in Lower Cretaceous reservoirs (Langhus, 1980). They are more mature than the Tertiary oils and have properties more commonly associated with terrestrially derived organic matter at normal levels of thermal maturation (i.e., 0.8 to 1.0% vitrinite reflectance).

CHROMATOGRAMMES EN PHASE GAZEUSE DE LA FRACTION SATURÉE
(fig. 86)

L.R. Snowdon

Les figures 86A à F sont des chromatogrammes en phase gazeuse de la fraction saturée de trois familles de pétroles bruts et de condensats qui ont été observées dans le bassin de Beaufort–Mackenzie.

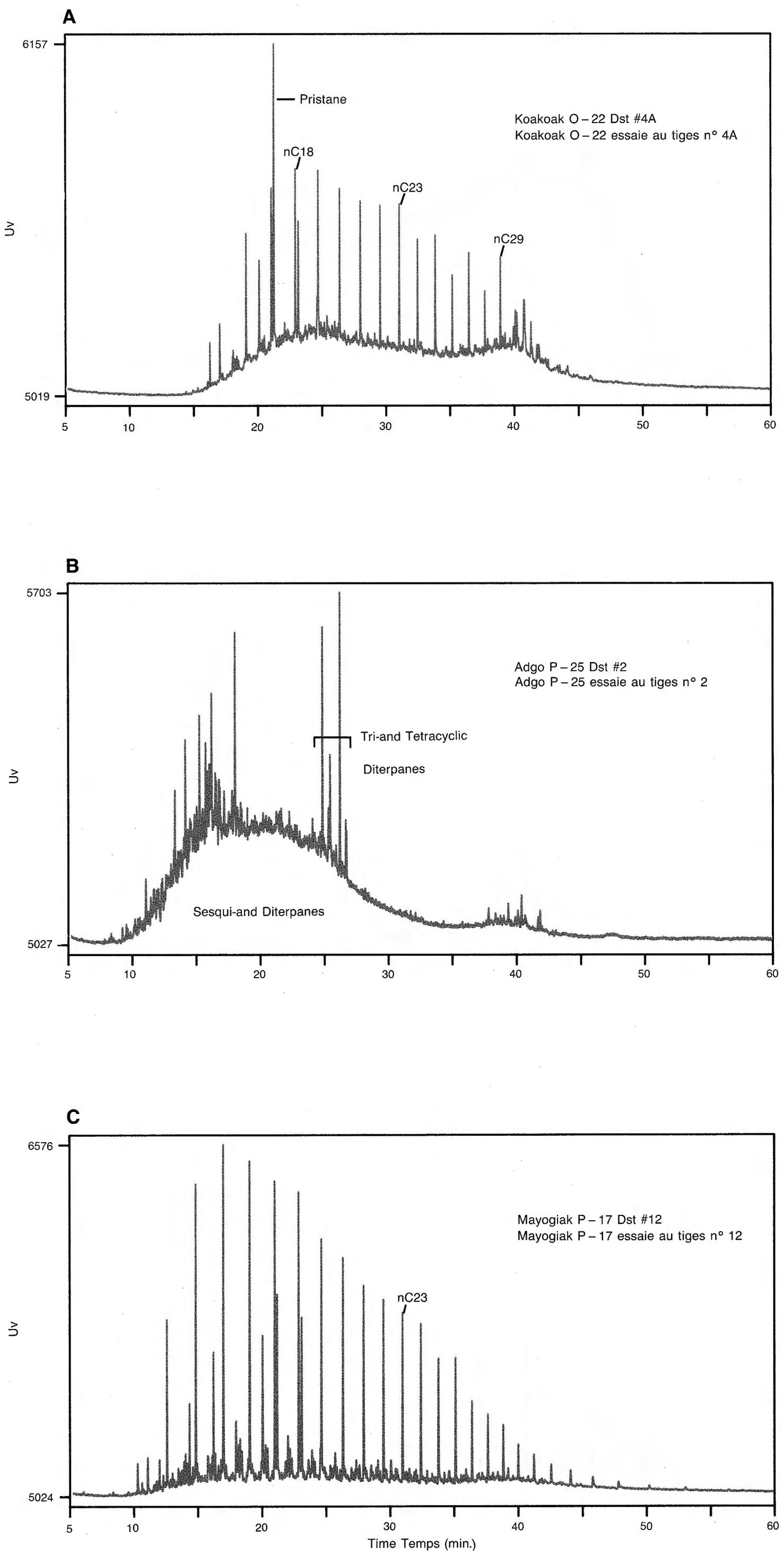
La première famille (fig. 86A et B) inclut presque tous les hydrocarbures des réservoirs tertiaires. Les pétroles du puits Koakoak O-22 ont subi la moins grande altération thermique compte tenu de la prédominance significative des carbones impairs dans les n-alcanes compris entre C_{23} et C_{30}. Les types d'essence observés et les autres données (Snowdon et Powell, 1979; Brooks, 1986) suggèrent que la majorité des pétroles et des condensats tertiaires de ce bassin possèdent un degré de maturité thermique plutôt faible par rapport à la plupart des pétroles bruts et des condensats classiques. Le rapport nC_{17}/pristane peu élevé confirme également le faible taux de maturité, bien que ce dernier puisse être partiellement dépendant de l'élmininations sélective des n-alcanes par la biodégradation. Le pétrole du puits Adgo P-25 (fig. 86B) constitue un exemple de pétrole fortement biodégradé dont les n-alcanes et les isoprénoïdes acycliques, comme par exemple le pristane et le phytane, ont été plus ou moins éliminés. Les pics observés indiquent la présence d'hydrocarbures cycliques et d'autres plus ramifiés. L'emplacement de la bosse correspondant aux hydrocarbures non différenciables pour un temps d'élution de 10 à 30 minutes est associé à des composés compris entre C_{15} et C_{20}, dérivés de précurseurs sesquiterpénoïdes et biterpénoïdes. La concentration relative des triterpénoïdes et stréroïdes individuels ainsi que des composés associés est bien inférieure à celle des sesquiterpénoïdes et des biterpénoïdes, constituant ainsi la preuve que ces pétroles dérivent d'une roche mère plutôt inhabituelle (Snowdon, 1980). De nombreuses observations, dont la présence dans le pétrole de biomarqueurs de type bisnorlupane (rares) et l'absence de ceux de type bisnorhopane, suggèrent que la famille de pétroles tertiaires dérive principalement de la séquence éocène de Richards à bisnorlupanes et non des shales paléocènes de Ministicoog et de Tent Islands à bisnorhopanes. Des roches mères plus jeunes sont peu probables compte tenu de la faible maturité de ces roches de même que de l'absence de $\beta\beta$-terpanes dans les pétroles. La séquence de Richards présente un pourcentage relativement peu élevé en COT (≈2%) composé de matière organique de type III (plantes terrestres de zones plus élevées).

La deuxième famille de pétroles (fig. 86C et D) provient des shales bitumineux de Smoking Hills et de Boundary Creek. L'échantillon prélevé au puits Mayogiak P-17 est un pétrole non biodégradé tandis que celui du puits Atkinson H-25 en est un fortement biodégradé. Cette roche mère contient un mélange de matière organique de type II (marine) et de type III (terrestre); les proportions de COT se situent normalement entre 4 et 6 %. Les propriétés des hydrocarbures sont semblables à celles des pétroles bruts classiques d'origine marine.

La troisième famille (fig. 86E et F) dérive de matière organique terrestre (type III) mais ne s'apparente pas aux pétroles et aux condensats tertiaires. Bien qu'aucune corrélation rigoureuse n'ait été établie sur la considération des propriétés chimiques de cette famille, la roche mère assignée hypothétiquement à ces pétroles observés dans des réservoirs du Crétacé inférieur est la formation jurassique de Husky (Langhus, 1980). Ces hydrocarbures sont plus matures que les pétroles tertiaires et leurs propriétés les associent plutôt à de la matière organique d'origine terrestre exposée à des degrés normaux de maturité thermique, dont les valeurs de réflectance de la vitrinite sont comprises entre 0,8 et 1,0 %.

SATURATE FRACTION GAS CHROMATOGRAPHS

CHROMATOGRAMMES EN PHASE GAZEUSE DE LA FRACTION SATURÉE

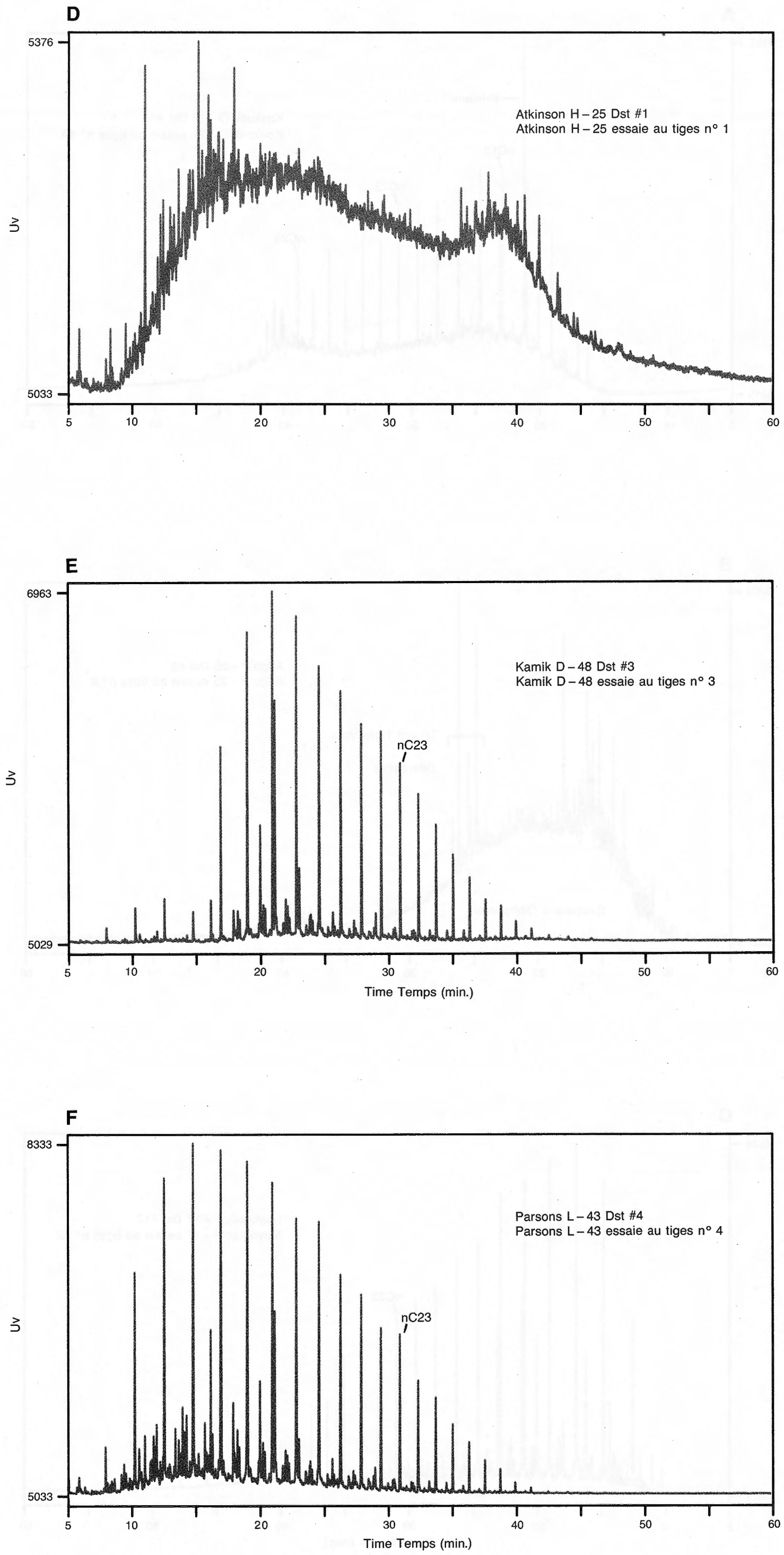


Compiler: Compilateur:
L.R. Snowdon

FIGURE 86

SATURATE FRACTION GAS CHROMATOGRAPHS

CHROMATOGRAMMES EN PHASE GAZEUSE DE LA FRACTION SATURÉE



Compiler: Compilateur:
L.R. Snowdon

FIGURE 86 (Cont'd.)

ORGANIC MATURATION

MATURATION ORGANIQUE

Photo: L. Lane

ORGANIC MATURITY
(Figs. 87 to 90)

F. Goodarzi

INTRODUCTION

Vitrinite reflectance is a universally applied technique for determining the level of thermal maturation of argillaceous rocks. Irreversible physiochemical reactions are responsible for the changes occurring in vitrinite's molecular structure, a structure consisting of clusters of condensed aromatic rings. As maturity increases, the clusters fuse to form sheets of condensed rings, which increase in size and this, along with their orientation, causes an increase in reflectivity. Vitrinite reflectance increases exponentially with a linear temperature increase and the technique has been used in defining zones of oil and gas generation, as well as to interpret the burial history of sedimentary basins.

In this study, the regional maturation of the sedimentary successions in a number of drillholes in the Beaufort–Mackenzie Basin is determined using a combination of reflected and fluorescent light microscopy. The hydrocarbon-generating potential is evaluated based on the Rock-Eval pyrolysis analysis and both optical and geochemical parameters have been integrated with modelling techniques in order to arrive at some conclusions as to the distribution of mature, oil-prone sediments in the basin and the timing of hydrocarbon generation.

RESULTS AND DISCUSSION
(Fig. 87)

Natagnak K-53

This drillhole is approximately 1800 m deep and penetrates Paleozoic to Pliocene strata. The vitrinite reflectance profile is shown in Figure 87A.

Reflectance in the thin Pliocene section (~200 m thick) ranges from 0.25 to 0.30%. Reflectance increases abruptly to approximately 0.38% at the boundary between the Paleocene Aklak and the Pliocene Iperk sequences (Fig. 87A), indicating that a considerable thickness (more than one km) of Eocene to Miocene strata have been eroded. Vitrinite reflectance increases slightly to a depth of 800 m (middle of the Aklak Sequence) and then increases sharply to a depth of 1650 m in the Cretaceous Arctic Red Formation. This increase is approximately 0.20% (from 0.40% at 800 m to 0.60% at 1650 m).

The major unconformity lies between the Paleocene and the Pliocene and has affected the vitrinite reflectance trend considerably, whereas the two unconformities within the Cretaceous and the one between the Cretaceous and the Paleocene are only minor and have not affected the reflectance profile.

West Atkinson L-17

The vitrinite reflectance profile of this 2400 m deep drillhole is shown in Figure 87B. The formations penetrated range in age from Paleozoic to Pliocene and the entire profile is very similar to that of the nearby Natagnak K-53 drillhole. Reflectance within the Pliocene ranges from 0.25% to 0.30% and reflectance control is better than in the Natagnak drillhole. The major unconformity at 800 m has caused a sudden increase in reflectance to 0.40%. Reflectance increases slowly to a depth of 2000 m and then sharply to >1.0% at the Cretaceous-Paleozoic boundary. Therefore, the only difference between this drillhole and the Natagnak drillhole is the greater drilled depth of the West Atkinson L-17 well; otherwise their reflectance profiles are almost identical.

Amauligak J-44

Vitrinite reflectance in this 4000 m thick drillhole ranges from 0.30 to 0.54% (Fig. 87C) and the sequences penetrated are Oligocene to Pliocene in age. Data control below 500 m is excellent and there are two populations of coaly material, with reflectance higher than the primary vitrinite that is dispersed in the sediment. The reflectance of these two populations shows no increase with depth, as opposed to the primary vitrinite, indicating their allochthonous (reworked) origin. Reworked or recycled vitrinite is common in deltaic settings and has higher reflectance than primary vitrinite. The recycled vitrinite has an Ro range of 0.45 to 0.55% and such information may be used to determine the source area of the recycled vitrinite. Optical examination shows that the organic matter in the two high-reflecting populations consists of monomaceral fragments (i.e., vitrinite) which were transported to the basin centre from the basin margin. Although the Richards Sequence was not penetrated in this drillhole, it is expected that it will be within the fully mature zone of hydrocarbon generation.

Amerk O-09

This drillhole penetrates 5000 m of Upper Paleocene to Pliocene strata and the reflectance profile is shown in Figure 86D. The reflectance control is very poor in the upper 1300 m of the drillhole and becomes better in the upper part of the Oligocene Kugmallit Sequence. There are no reliable data between 2000 to 3200 m but below the latter depth the data control is excellent.

Reflectance ranges from 0.30% near the top of the drillhole to >0.70% near the base and shows a steady increase with depth, much different from the two previously described drillholes. The Richards Sequence, which is the main source rock in the central Beaufort–Mackenzie Basin, is within the marginally mature zone of hydrocarbon generation (0.40 to 0.52% Ro; Snowdon and Powell, 1982).

MATURITÉ ORGANIQUE
(fig. 87 à 90)

F. Goodarzi

INTRODUCTION

La détermination de la réflectance (ou du pouvoir réflecteur) de la vitrinite est une technique utilisée dans le monde entier pour établir le degré de maturation thermique des roches argileuses. Les changements au niveau de la structure moléculaire de la vitrinite, une structure composée de grappes de noyaux aromatiques condensés, sont dus à des réactions physico-chimiques irréversibles. À mesure que le matériel devient plus mature, les grappes fusionnent pour former des feuillets de noyaux condensés de dimension croissante qui, en combinaison avec leur orientation, en augmentent la réflectivité. La réflectance de la vitrinite progresse exponentiellement lorsque l'élévation de la température est linéaire. Cette technique a été utilisée pour délimiter les zones de genèse de pétrole et de gaz ainsi que pour interpréter les données sur l'enfouissement des bassins sédimentaires.

Dans la présente étude, la maturation régionale des successions sédimentaires dans un certain nombre de sondages dans le bassin de Beaufort–Mackenzie a été déterminée en utilisant les données de microscopie à lumière réfléchie et de fluorescence. Le potentiel à générer des hydrocarbures a été évalué en se basant sur l'analyse par pyrolyse Rock-Eval; les paramètres optiques et géochimiques ont été intégrés aux techniques de modélisation pour tirer certaines conclusions sur la répartition dans le bassin des sédiments matures susceptibles de produire du pétrole et sur la détermination dans le temps de la formation d'hydrocarbures.

RÉSULTATS ET DISCUSSION
(fig. 87)

Natagnak K-53

Ce puits d'environ 1 800 m de profondeur traverse des strates allant du Paléozoïque au Pliocène. Le profil de la réflectance de la vitrinite est montré à la figure 87A.

La réflectance dans la mince coupe du Pliocène (env. 200 m d'épaisseur) varie de 0,25 à 0,30 %. Elle augmente rapidement jusqu'à environ 0,38 % à la limite entre les séquences d'Aklak et d'Iperk, respectivement du Paléocène et du Pliocène (fig. 87A), indiquant qu'une grande épaisseur (plus d'un kilomètre) de strates de l'Éocène au Miocène a été érodée. La réflectance de la vitrinite augmente légèrement jusqu'à 800 m de profondeur (milieu de la séquence d'Aklak) et ensuite abruptement jusqu'à une profondeur de 1 650 m dans la Formation d'Arctic Red du Crétacé. Cette augmentation est d'environ 0,20 % (passant de 0,40 % à 800 m à 0,60 % à 1 650 m).

L'importante discordance entre le Paléocène et le Pliocène a modifié considérablement la tendance de la réflectance de la vitrinite, tandis que les deux discordances a l'intérieur du Crétacé et celle entre le Crétacé et le Paléocène n'ont pas eu d'effet sur le profil de la réflectance.

West Atkinson L-17

Le profil de la réflectance de la vitrinite dans ce puits de 2 400 m de profondeur est présenté à la figure 87B. Les formations traversées varient en âge du Paléozoïque au Pliocène et tout le profil est très semblable à celui du puits voisin Natagnak K-53. La réflectance dans les lithologies du Pliocène s'échelonne de 0,25 à 0,30 % et les données de réflectance permettent un meilleur contrôle que dans le puits Natagnak. L'importante discordance observée à 800 m de profondeur, a causé une augmentation soudaine de la réflectance jusqu'à une valeur de 0,40 %. Entre 800 et 2 000 m de profondeur, cette variable augmente lentement, pour ensuite progresser rapidement jusqu'à la limite Crétacé-Paléozoïque où la valeur atteint >1,0 %. Par conséquent, la seule différence entre le puits West Atkinson L-17 et le puits Natagnak est la plus grande profondeur de forage dans le premier; autrement leur profil de réflectance est presque identique.

Amauligak J-44

La réflectance dans ce puits de 4 000 m de profondeur varie de 0,30 à 0,54 % (fig. 87C) et les séquences traversées sont d'âge oligocène à pliocène. Les données recueillies au-delà de 500 m de profondeur assurent un excellent contrôle et on distingue deux populations de matériaux charbonneux de réflectance supérieure à celle de la vitrinite primaire, qui est dispersée dans les sédiments. La réflectance de ces deux populations n'augmente pas avec la profondeur contrairement à celle de la vitrinite primaire, révélant ainsi leur caractère allochtone (matériaux remaniés). La vitrinite remaniée ou recyclée est présente dans les milieux deltaïques et sa réflectance est plus élevée que celle de la vitrinite primaire puisqu'elle varie de 0,45 à 0,55 %; cette information peut servir à déterminer d'où provient la vitrinite recyclée. L'analyse optique indique que les matières organiques des deux populations à haut pouvoir réflecteur sont composées de fragments monomacéraux (c'est-à-dire de vitrinite) qui ont été transportés depuis la bordure jusqu'au centre du bassin. Même si la séquence de Richards n'a pas été traversée lors du forage du puits, on prévoit qu'elle se trouve au sein de la zone de genèse des hydrocarbures entièrement mature.

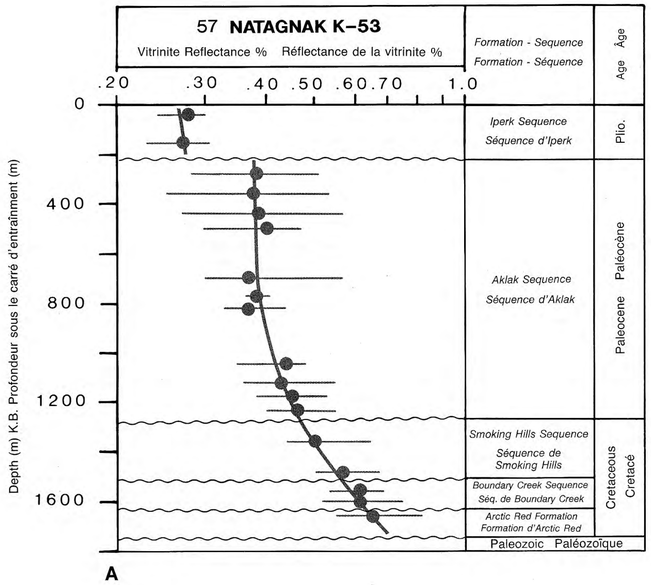
Amerk O-09

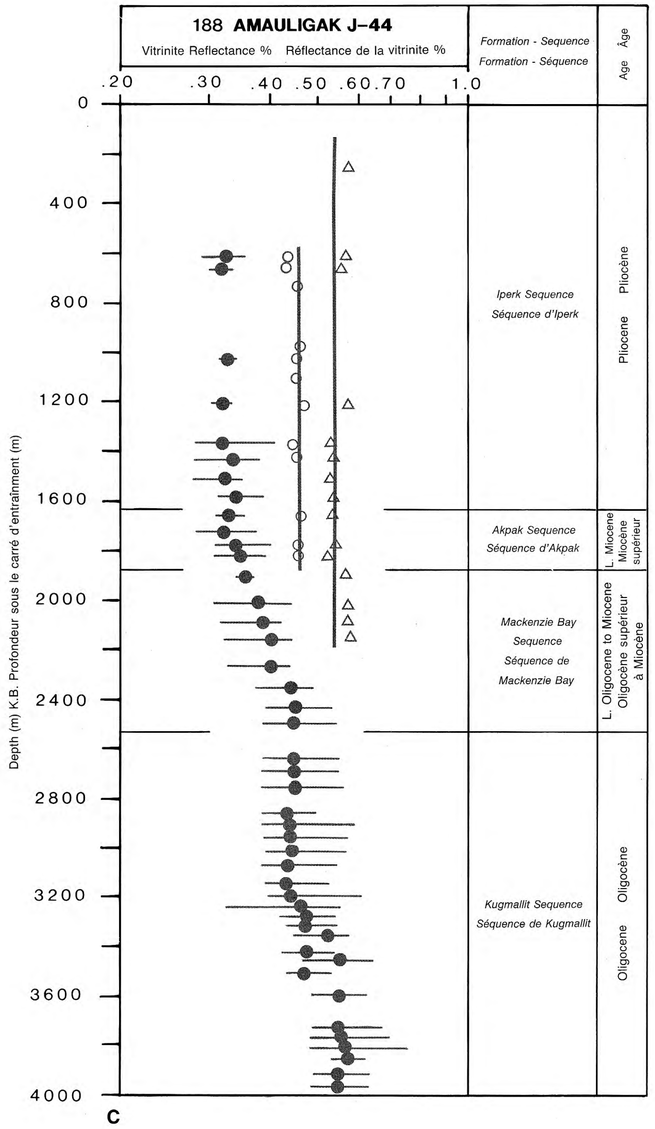
Le profil de la réflectance dans ce puits de 5 000 m de profondeur qui traverse des strates du Paléocène supérieur au Pliocène est montré à la figure 86D. Les données de réflectance ne fournissent qu'un piètre contrôle dans les 1 300 m supérieurs du puits mais celui-ci s'améliore dans la partie supérieure de la séquence de Kugmallit de l'Oligocène. Il n'y a aucune donnée fiable entre 2 000 et 3 200 m, mais plus en profondeur, le contrôle est excellent.

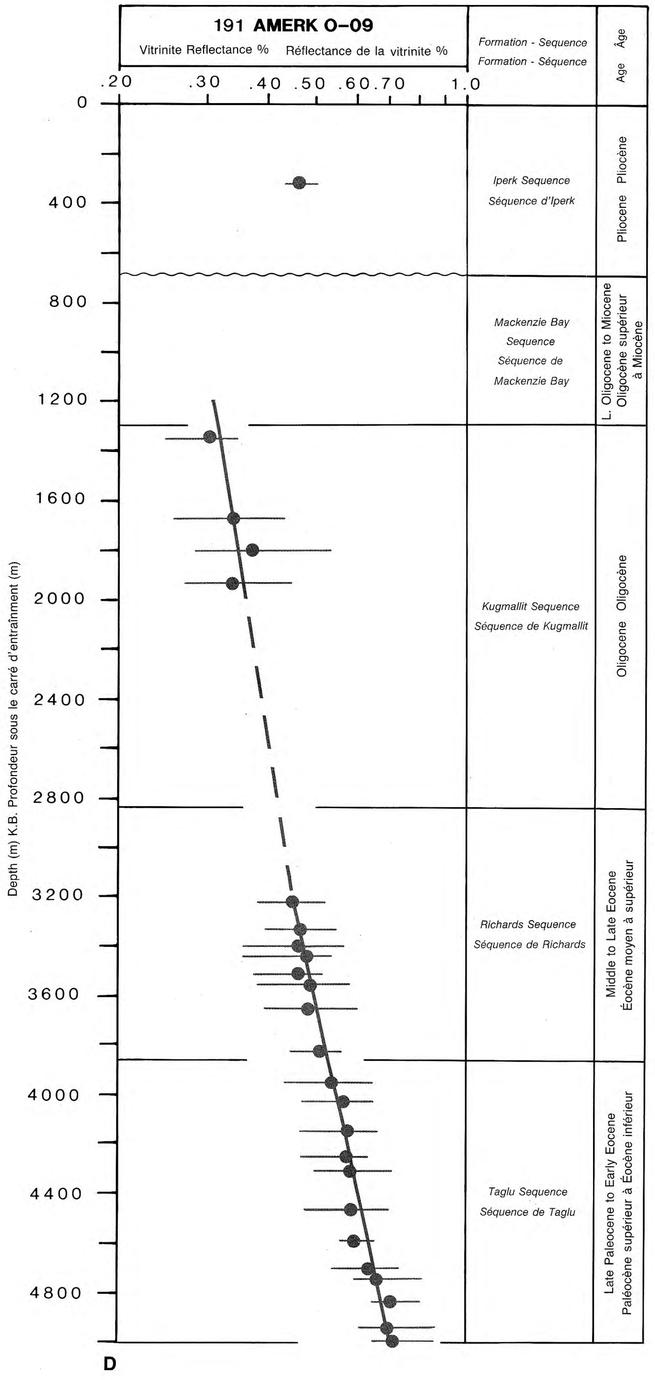
La réflectance varie de 0,30 % près du sommet du puits à >0,70 % près de sa base; elle augmente de façon continue avec la profondeur, différant en cela des deux profils précédemment décrits. La séquence de Richards, la principale roche mère de la partie centrale du bassin de Beaufort–Mackenzie, se trouve dans la zone de genèse des hydrocarbures à la limite de la maturité (Ro entre 0,40 et 0,52 %; Snowdon et Powell, 1982).

ORGANIC MATURITY: WELL PROFILES

MATURITÉ ORGANIQUE: PROFILS DE PUITS







LEGEND LÉGENDE

Primary organic material (median value and error bar)
Matériel organique primaire (valeur médiane et intervalle d'erreur) . . .

Reworked coaly material
Matériel charbonneux remanié . . . . . ○ △

Well reference number (see Fig. 2)
Numéro de référence du puits (voir fig. 2) 173

Compiler: Compilateur:
F. Goodarzi

FIGURE 87

CROSS-SECTION: MATURATION AND GEOTHERMAL GRADIENTS
(Figs. 88 and 89)

The cross-sections shown in Figure 89 indicate that the hydrocarbon generation zone thickens toward the basin centre, crosscutting progressively younger sedimentary strata. The isoreflectance lines cut the lithostratigraphic boundary lines, indicating a post-deformational maturation. The offshore succession consists of very thick Tertiary sediments, reflecting higher sedimentation rates basinward, in the Amauligak drillhole sediments. The presence of the two populations of allochthonously derived phytoclasts is consistent with uplift and subsequent erosion of the basin margin and transportation toward the basin centre.

The different maturation gradients observed in the Cretaceous and Tertiary (Paleocene to Pliocene) parts of the succession are the consequence of different rates of sedimentation. The sedimentation rates in the Tertiary must have been extremely high (~500 m/my) and this, in turn, is expressed by the steep maturation gradients. As a result, the Tertiary section did not have the opportunity to equilibrate itself, whereas the more gentle maturation gradients in the Cretaceous allowed thermal equilibrium to be established because of the relatively low sedimentation rates. High sedimentation rates result in high heating rates and these rates are estimated to be 5-15°C/my, which is one order of magnitude higher than in typical sedimentary basins (Shibaoka and Bennett, 1977; Bostick et al., 1978). The product of high sedimentation rates and low maturation gradients is that a very thick interval, particularly in the Amauligak J-44 drillhole near the basin centre, lies in the immature zone of hydrocarbon generation.

Immature sediments in Amauligak (<0.5% Ro for Type III kerogen) are present at depths as deep as 4000 m in the above drillhole, indicating that at temperatures as high as 140°C, the organic matter in the Beaufort–Mackenzie Basin centre has not entered the 'oil window' (assuming an average paleogeothermal gradient of 28°C/km).

The work of Dow (1977) on the vitrinite reflectance profiles of Cretaceous to Pleistocene sediments in the Louisiana Gulf Coast shows that in order to reach equivalent maturity, younger (Tertiary) rocks require higher temperatures than older (Cretaceous) rocks. It is common for the onset of the 'oil window' to be encountered at approximately 4000 m depth in Pliocene sediments in offshore Gulf Coast marine deposits (assuming a geothermal gradient of 25-30°C/km). The variations in the slopes of the maturation gradients seen between the Cretaceous and the Tertiary are also caused by differences in burial time, and if one were to increase the geothermal gradient, the depth to the onset of the 'oil window' would decrease. The oil generation maturity zone becomes thicker and deeper in areas where younger sediments have been deposited, as is evident in the cross-section.

COUPES: GRADIENT DE MATURATION ET GRADIENT GÉOTHERMIQUE
(fig. 88 et 89)

Les coupes de la figure 89 indiquent que la zone de genèse des hydrocarbures s'épaissit vers le centre du bassin, recoupant progressivement des couches sédimentaires plus récentes. Les isolignes de réflectance recoupent les limites lithostratigraphiques, ce qui indique une maturation postérieure à la déformation. La succession extracôtière est composée de sédiments tertiaires très épais, reflétant des vitesses de sédimentation plus élevées en direction du bassin, dans les sédiments traversés par le puits Amauligak. La présence de deux populations de phytoclastes allochtones est compatible avec le soulèvement des bordures du bassin, l'érosion subséquente des sédiments formant ces bordures et leur transport vers le centre du bassin.

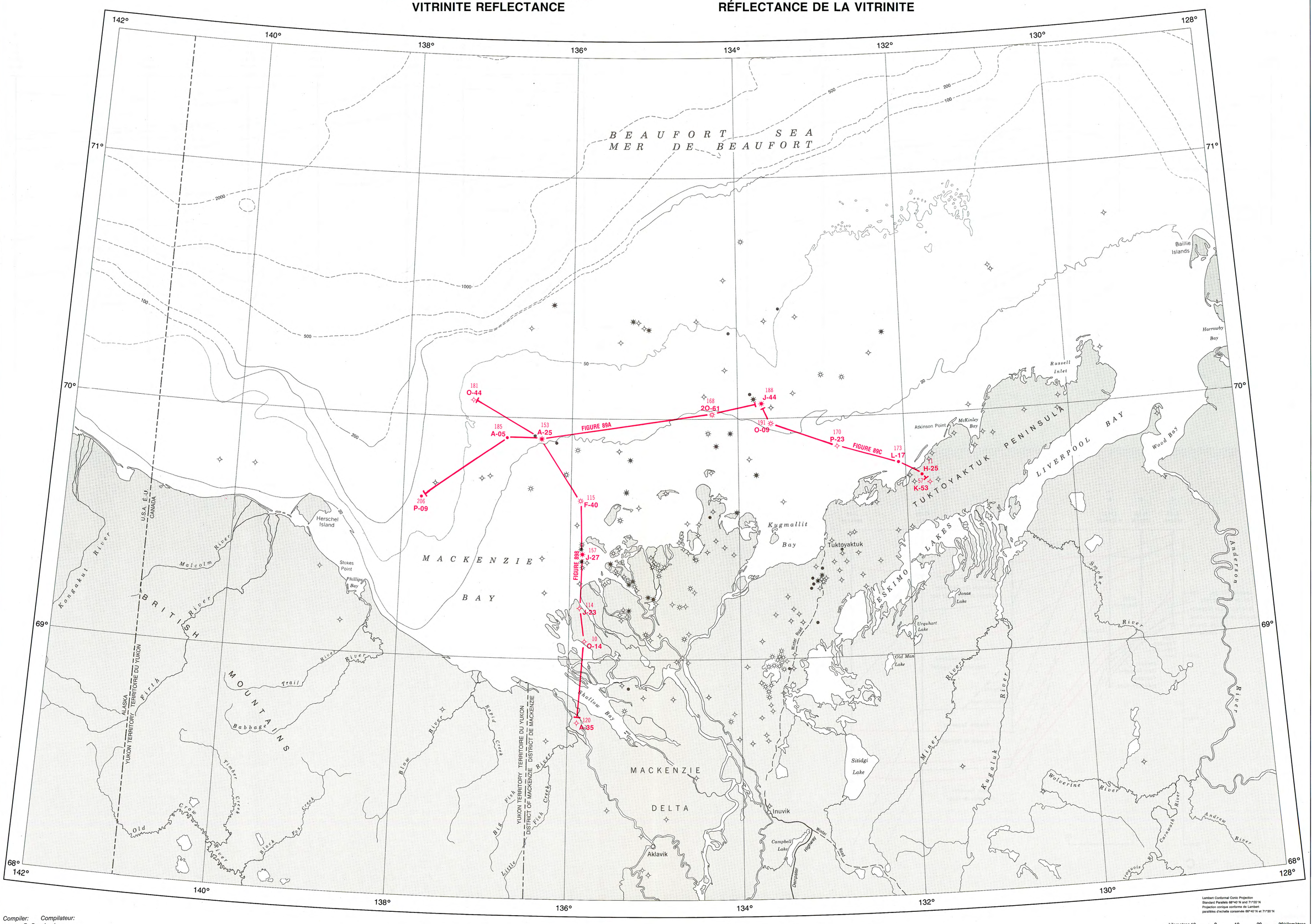
Les différents gradients de maturation observés dans les parties crétacée et tertiaire (du Paléocène au Pliocène) de la succession sont dus à des variations dans la vitesse de sédimentation. Les vitesses de sédimentation dans le Tertiaire ont nécessairement été très élevées (env. 500 m/ma) puisque les gradients de maturation sont prononcés. Ainsi, les sédiments tertiaires n'ont pas eu la possibilité d'atteindre un équilibre thermique tandis que ceux du Crétacé, caractérisés par des gradients de maturation plus faibles en raison des vitesses de sédimentation relativement lentes, ont atteint cet équilibre thermique. À des vitesses de sédimentation rapides correspondent des taux d'augmentation de la température proportionnels; dans le présent bassin, ce taux se situe entre 5 et 15°C/ma et est dix fois plus élevé que dans les bassins sédimentaires typiques (Shibaoka et Bennett, 1977; Bostick et al., 1978). Le résultat de vitesses de sédimentation élevées conjuguées à des gradients de maturation faibles est la présence d'un intervalle très épais dans la zone immature de genèse d'hydrocarbures, ce que l'on observe en particulier dans le puits Amauligak J-44 près du centre du bassin.

Des sédiments immatures dans le puits Amauligak (Ro <0,5 % dans le cas du kérogène de type III) sont présents à des profondeurs atteignant 4 000 m dans le puits susmentionné, ce qui indique qu'à des températures s'élevant jusqu'à 140°C, la matière organique dans le centre du bassin de Beaufort–Mackenzie n'est pas encore considérée comme faisant partie de la «fenêtre du pétrole» (en supposant un gradient paléogéothermique moyen de 28°C/km).

Les travaux de Dow (1977) sur les profils de réflectance de la vitrinite dans les sédiments du Crétacé au Pléistocène observés sur la côte du golfe du Mexique en Louisiane révèlent que pour atteindre une maturité équivalente, les roches plus récentes (tertiaires) doivent être soumises à des températures plus hautes que les roches plus anciennes (crétacées). Le début de la «fenêtre du pétrole» se situe en général à environ 4 000 m de profondeur dans les sédiments pliocènes des dépôts marins extracôtiers du golfe (en supposant un gradient géothermique de 25-30°C/km). Entre le Crétacé et le Tertiaire, les variations dans la pente des gradients de maturation sont également causées par des différences de durée d'enfouissement de sorte que si l'on augmentait le gradient géothermique, la profondeur du début de la «fenêtre du pétrole» diminuerait. La zone mature de genèse du pétrole s'épaissit et s'approfondit dans les secteurs où des sédiments plus récents ont été déposés, comme l'illustre la coupe.

LOCATION OF CROSS SECTIONS: VITRINITE REFLECTANCE

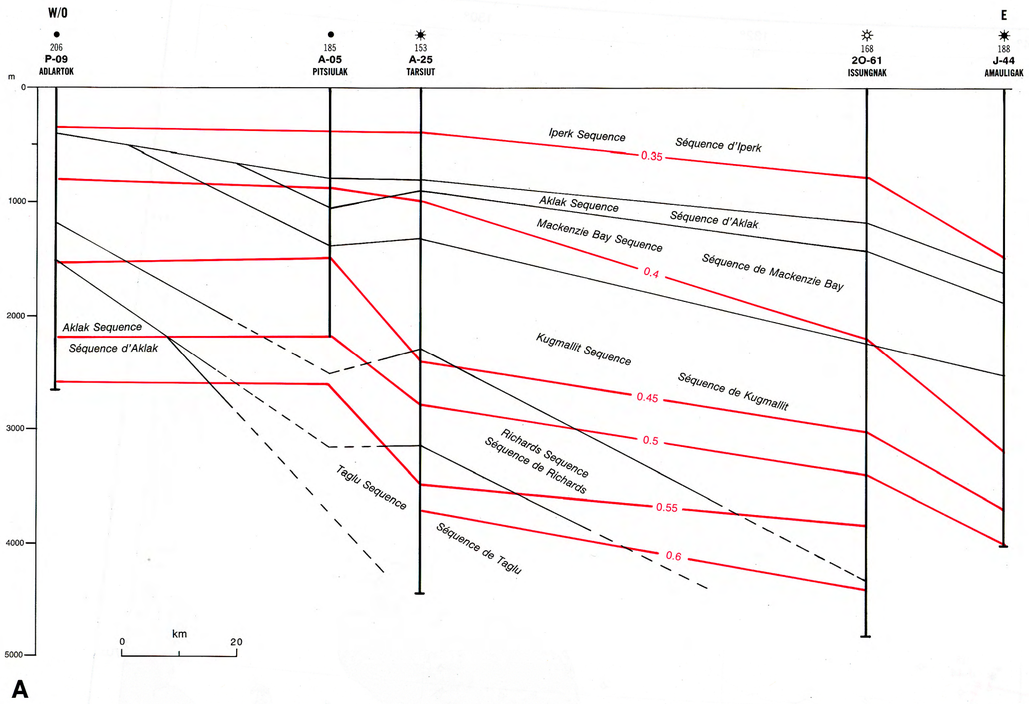
EMPLACEMENT DES COUPES : RÉFLECTANCE DE LA VITRINITE



Compiler: Compilateur:
F. Goodarzi

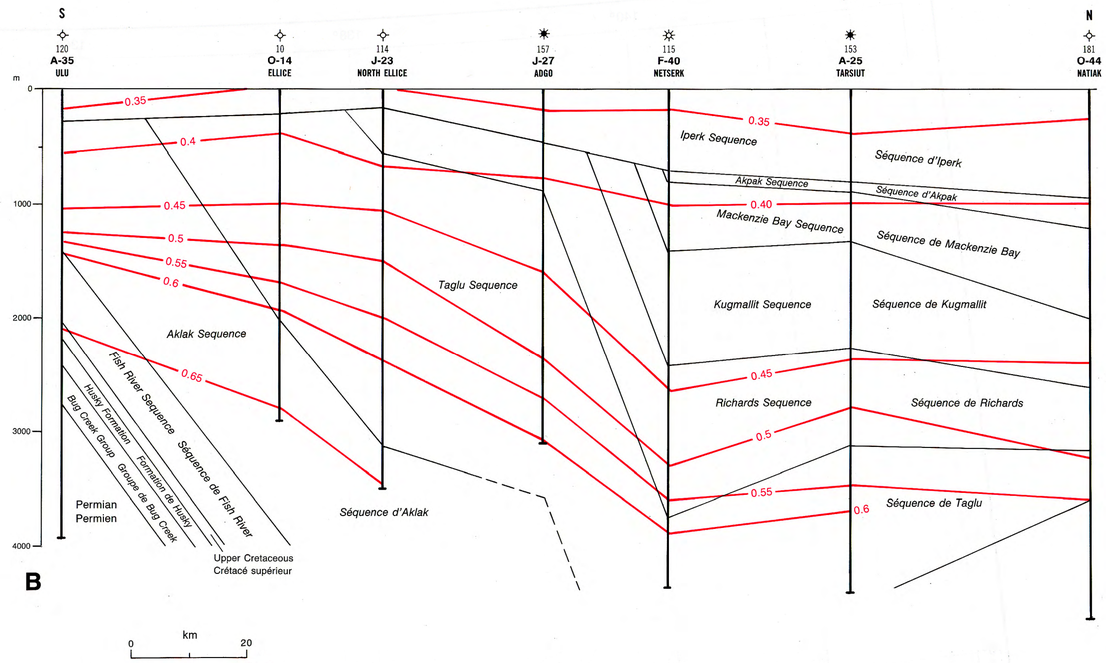
FIGURE 88

ORGANIC MATURITY

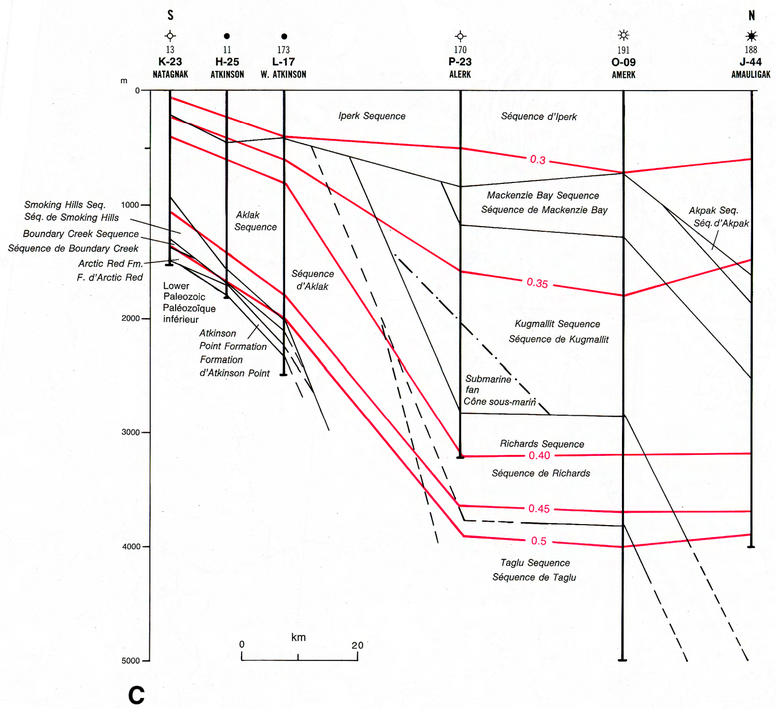


A

MATURITÉ ORGANIQUE



B

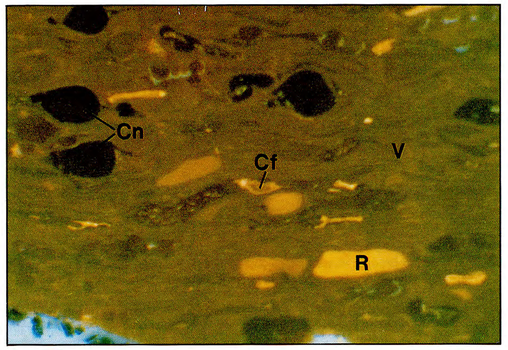


C

Compiler: Compilateur:
F. Goodarzi

FIGURE 89

PETROGRAPHIC CHARACTERISTICS OF KEROGENS UNDER FLUORESCENT OR WHITE LIGHT MICROSCOPY

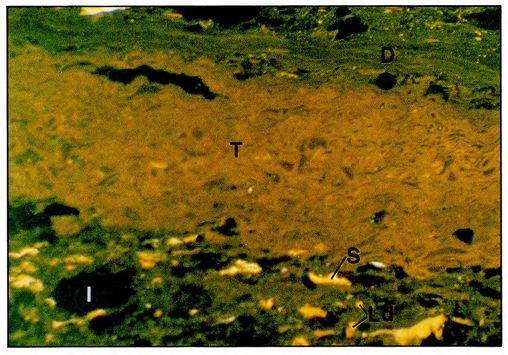


90-1. Morphology of vitrinite macerals (kerogen type III) in rocks from Amauligak I-65. All photomicrographs taken under fluorescence and water immersion. Filters: excitation 490 nm, beam splitter 510 nm, barrier 520 nm. The long axis of each photomicrograph is 250 μm.

90-1. Morphologie des macéraux de vitrinite (kérogène de type III) dans les roches du puits Amauligak I-65. Toutes les photomicrographies ont été prise sous fluorescence et en immersion dans l'eau. Filtres : excitation 490 nm, séparateur de faisceau 510 nm, barrière 520 nm. Le grand axe de chaque photomicrographie mesure 250 μm.

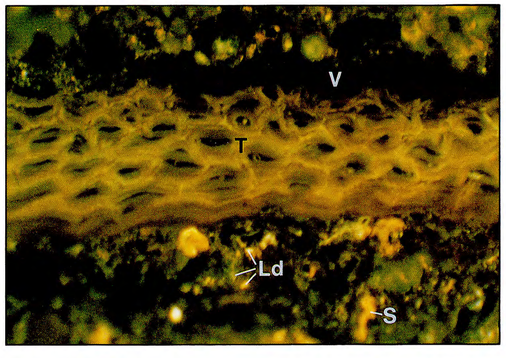
A A concentration of fluorescing (Cf) and non-fluorescing (Cn) corpocollinite and resinite (R) associated with fluorescing vitrinite (V). Depth 3326 m.

A Concentration de corpocollinite fluorescente (Cf) et non fluorescente (Cn) ainsi que de résinite (R) associée à de la vitrinite fluorescente (V). Profondeur : 3 326 m.



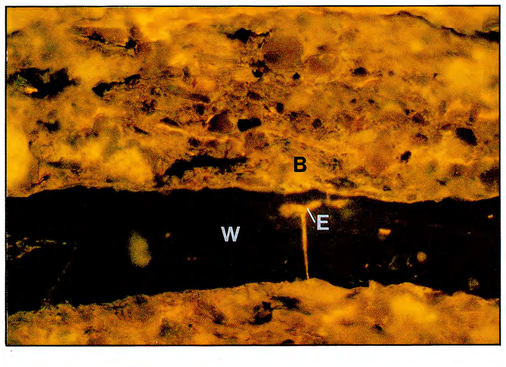
B Strongly fluorescing vitrinite showing collapsed telinitic (T) structure associated with weakly fluorescent desmocollinite (D) containing liptodetrinite (Ld), sporinite (S) and non-fluorescent inertinite (I). Depth 3326 m.

B Vitrinite très fluorescente à structure télinitique désagrégée (T), associée à de la desmocollinite peu fluorescente contenant de la liptodétrinite (L), de la sporinite (S) et de l'inertinite non fluorescente (I). Profondeur : 3 326 m.



C Strongly fluorescing vitrinite showing telinitic structure (T) associated with weakly fluorscing vitrinite (V). Liptodetrinite (Ld) and sporinite (S) are also present. Depth 4325-4334 m.

C Vitrinite très fluorescente à structure télinitique (T), associée à de la vitrinite peu fluorescente (V). On observe aussi de la liptodétrinite (Ld) et de la sporinite (S). Profondeur : 4 325 à 4 334 m.

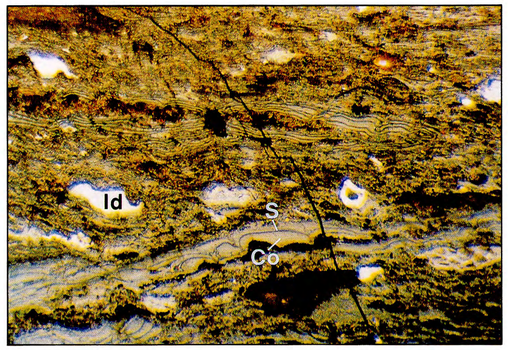


D Fluorescent jetified wood (W) in a marl containing high concentration of bituminite ground mass (B). Note the occurrence of crack filling exsudatinite (E) in wood. Depth 4325-4334 m.

D Bois devenu charbon dur (W) qui est fluorescent, dans une marne contenant une pâte abondante de bituminite (B). À noter la présence d'exsudatinite (E) dans le bois, sous la forme de remplissage de fissures. Profondeur : 4 325 à 4 334 m.

Compiler: Compilateur:
F. Goodarzi

CARACTÉRISTIQUES PÉTROGRAPHIQUES DES KÉROGÈNES PAR MICROSCOPIE DE FLUORESCENCE OU MICROSCOPIE À LUMIÈRE BLANCHE

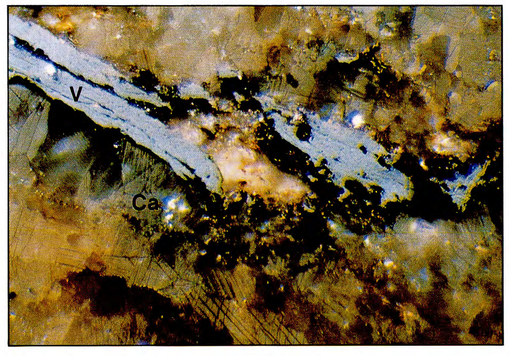


90-2. Kerogen in Amauligak I-65. Photographic conditions same as Figure 90-1.

90-2. Kérogène dans le puits Amauligak I-65. Les paramètres de photographie sont les mêmes que ceux de la figure 90-1.

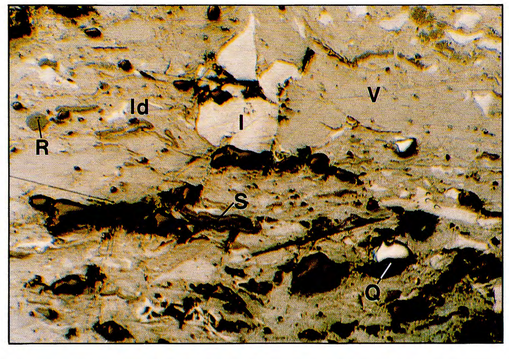
A Carbonaceous shale containing suberinite (S), corpocollinite (Co) and inertodetrinite (Id). Depth 1200-1210 m.

A Shale carboné contenant de la subérinite (S), de la corpocollinite (Co) et de l'inertodétrinite (Id). Profondeur : 1 00 à 1 210 m.



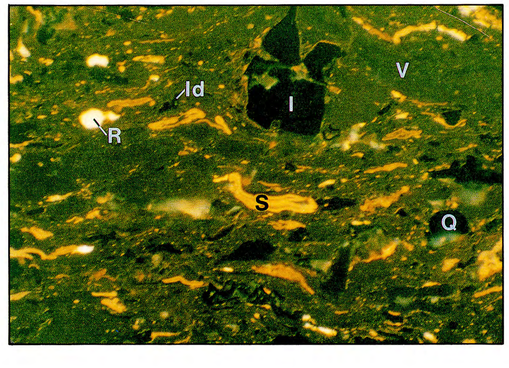
B Vitrinite fragments (V) in carbonate (Ca) matrix. These fragments are used to determine the reflectance (maturity) of rocks. Depth 3929-3940 m.

B Fragments de vitrinite (V) dans une matrice carbonatée (Ca), utilisés pour déterminer la réflectance (maturité) des roches. Profondeur : 3 929 à 3 940 m.



C Coaly fragment containing vitrinitic groundmass (V), inertinite (I), inertodetrinite fragments (Id), sporinite (S), resinite (R) and quartz fragments (Q). Depth 3834-3861 m.

C Matériel charbonneux composé d'une pâte vitrinitique (V), d'inertinite (I), de fragments d'inertodétrinite (Id), de sporinite (S), de résinite (R) et de fragments de quartz (Q). Profondeur : 3 834 à 3 861 m.

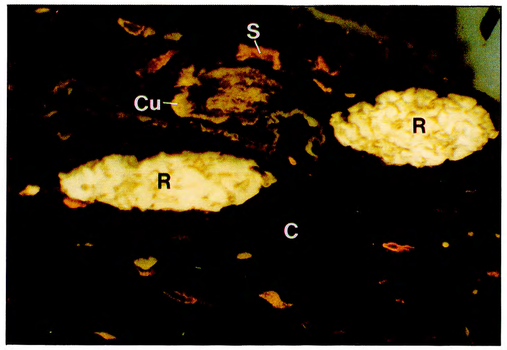


D Same view under fluorescent light. Vitrinite groundmass (V), sporinite (S), resinite (R) and quartz fragments (Q) are fluorescent, by contrast inertinite (I) and inertodetrinite (Id) fragments are non-fluorescent.

D Même photo mais prise sous lumière fluorescente. La pâte vitrinitique (V), la sporinite (S), la résinite (R) et les fragments de quartz (Q) sont fluorescents, tandis que l'inertinite (I) et les fragments d'inertodétrinite (Id) ne le sont pas.

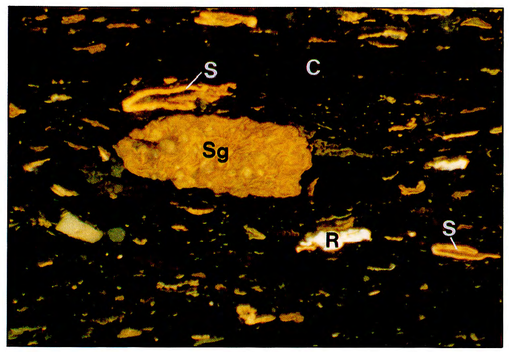
FIGURE 90

PETROGRAPHIC CHARACTERISTICS OF KEROGENS UNDER FLUORESCENT OR WHITE LIGHT MICROSCOPY

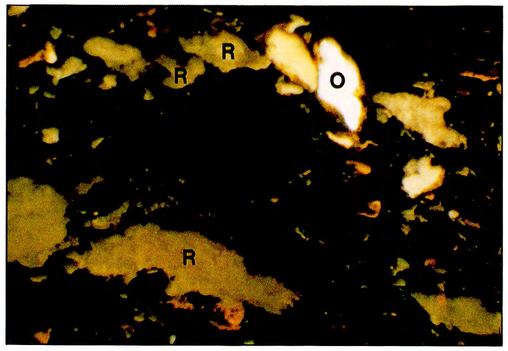


90-3. Liptinite in rock from Amauligak I-65. Photographic conditions same as Figure 90-1.

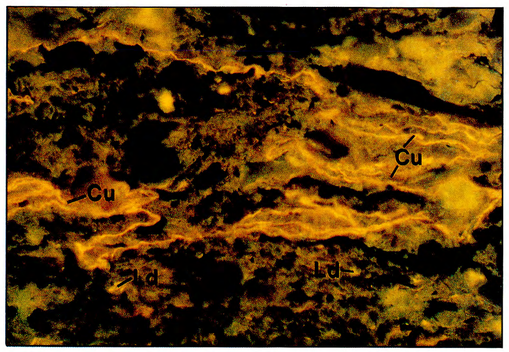
A Large resinite bodies (R), cutinite (Cu), sporinite (S) and liptodetrinite in coaly matrix (C). 2065-2070 m.



B Sporinite (S) and a sporangium (Sg) in coaly matrix (C). Note the presence of highly fluorescent resinites (R). Depth 2065-2070 m.



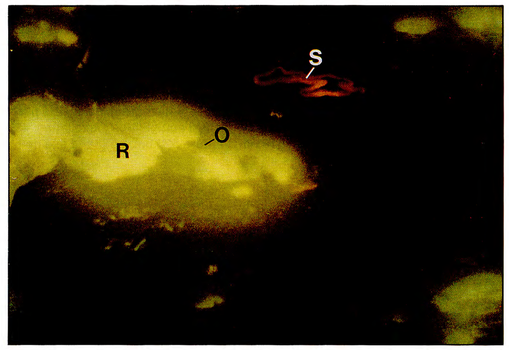
C Resinite bodies (R) and a fragment of essential oil (O) in rock. Depth 3326 m.



D Concentration of cutinites (Cu) in marl. Liptodetrinite (Ld) fragments are also present. Depth 4325-4334 m.

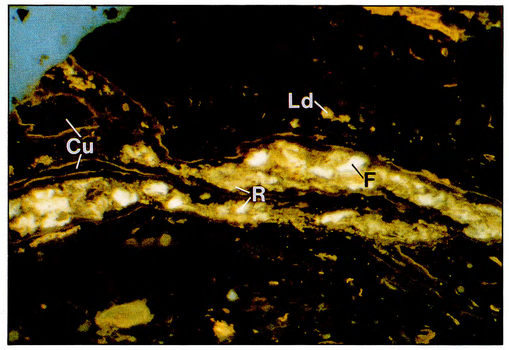
Compiler: Compilateur:
F. Goodarzi

CARACTÉRISTIQUES PÉTROGRAPHIQUES DES KÉROGÈNES PAR MICROSCOPIE DE FLUORESCENCE OU MICROSCOPIE À LUMIÈRE BLANCHE

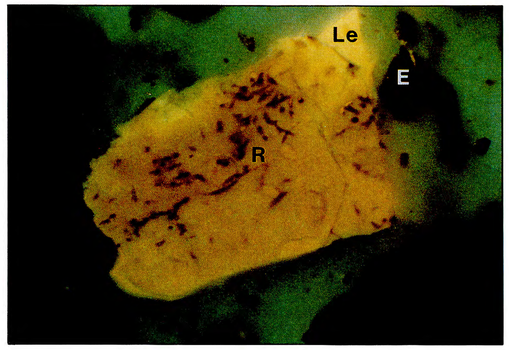


90-4. Resinite in Amauligak I-65. Photographic conditions same as Figure 90-1.

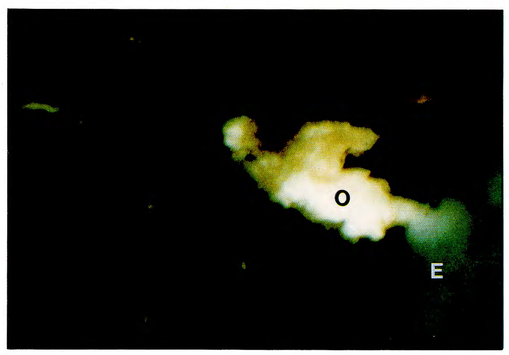
A Resinite bodies (R) in shale exuding oil (O) (caused by the radiation from the ultra-violet fluorescent light). Sporinite (S) is present. Depth 1200-1210 m.



B A section of leaf consisting of cutinite (Cu), resinite (R) and fluorinite (F) in inertinite-rich coaly/carbonaceous shale. Liptodetrinite (Ld) and sporinite also are present. Depth 1950-1960 m.



C Large angular resinitic fragment (R) showing some leaching effects (Le) by epoxy bounding material (E) on its edges. Depth 4325-4334 m.



D Highly fluorescent resinite exuding oily residue (O) into the epoxy material (E). Depth 4325-4334 m.

FIGURE 90 (Cont'd.)

COMPACTION AND SUBSIDENCE

COMPACTION ET SUBSIDENCE

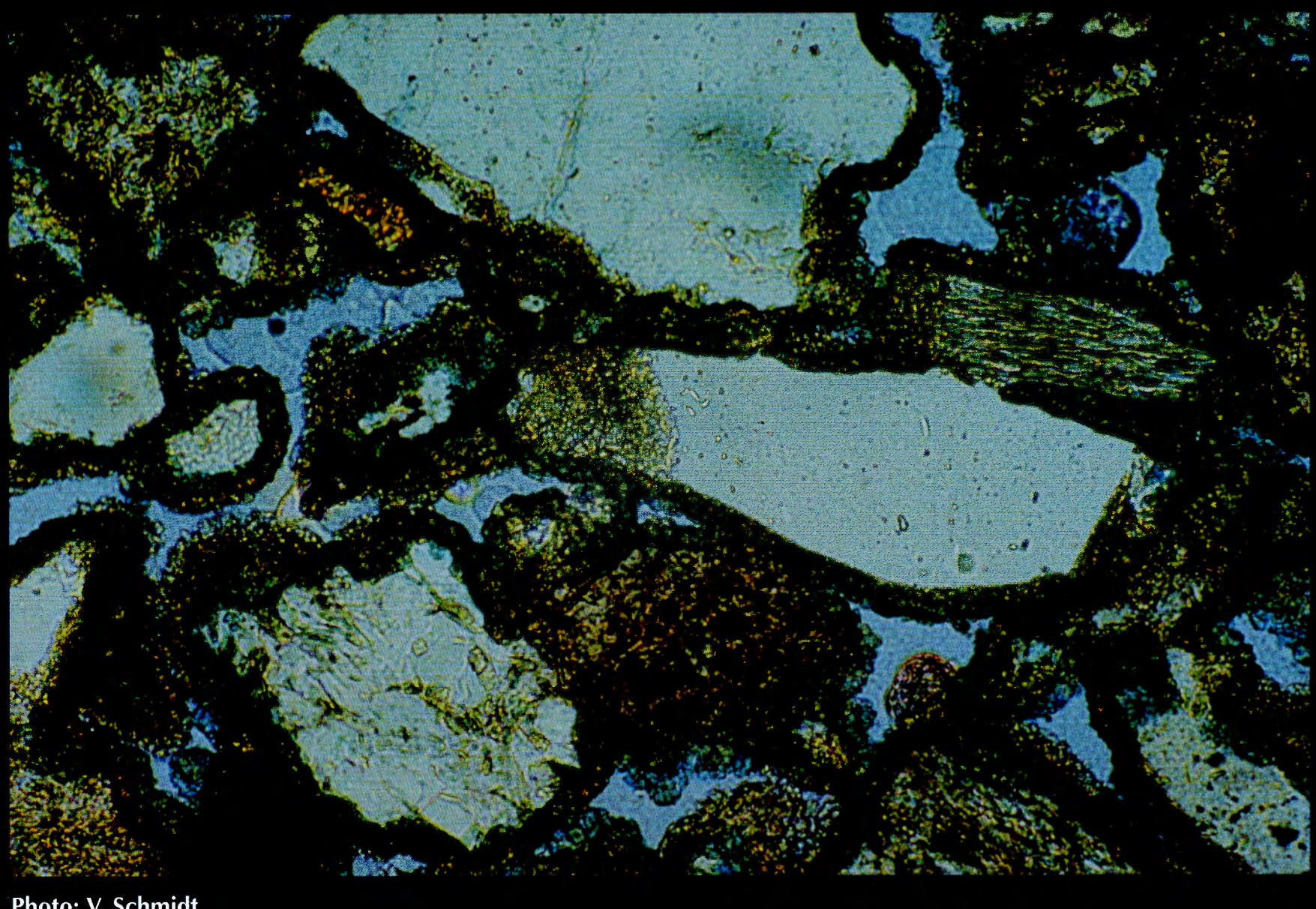


Photo: V. Schmidt

COMPACTION ZONES
(Fig. 91)

D.R. Issler

Five zones with distinct shale compaction trends are shown as coloured areas on the Beaufort–Mackenzie Basin (BMB) location map (Fig. 91A). These zones can be defined as: 1) outer shelf; 2) central shelf; 3) inner shelf-outer delta; 4) main delta; and 5) western and southern delta. The main features of these zones are discussed below in terms of their characteristic compaction curves. The boundaries between each zone are only approximate because they are gradational and there is limited well control. Table 5 lists the 112 wells with the porosity-depth data used to construct this map.

Shale compaction is thought to occur mainly by the irreversible, mechanical rearrangement of sediment grains in response to overburden stress with some contribution from chemical and mineralogical change at later stages of porosity reduction (e.g., Hedberg, 1936; Magara, 1980). Ideally, sonic well-log data can provide a sensitive measure of sediment porosity provided there are no significant compositional variations in the pore fluid and sediment matrix to perturb readings. The BMB is an ideal place to study shale compaction because it contains shales with rather uniform physical and chemical properties, deposited at highly variable sedimentation rates. Generally, sedimentation rates are highest in the north where deposition was essentially continuous through time (area 1, Fig. 91A) and decrease southward toward the basin margin where erosion has been significant (areas 4 and 5, Fig. 91A).

Figure 91B shows a correlation between core porosity (ϕ) measurements on mudstones and shales from the BMB and average sonic transit time (Δt) from well logs at depths in wells where the samples were recovered. The 48 data points were obtained from two different sources and tend to form two clusters which overlap at the low porosity end (see Table 6 for values). These two groupings may result from differences in technique and the nature (consolidated versus unconsolidated) of sample material.

Porosity is defined as the ratio of pore volume (PV) to bulk volume (BV) of a sediment sample. Youn (1974) obtained samples from more consolidated regions of the delta. His samples were heated at 135°C for 24 hours and liquid resaturation in tetralin and a mercury pycnometer were used to determine PV and BV, respectively. In contrast, Core Labs typically heats clay samples at lower temperatures in a 50% relative humidity oven to preserve interlayer water. PV is generally determined by the He injection/Boyle's Law method, whereas BV is usually determined by mercury immersion or measuring sample core dimensions. However, the specific treatment of each of these less consolidated samples is not known. Core Labs' measurements on mudstones were distinguished from sandstone measurements by core logging (J. Dixon, pers. comm., 1989) and by their much lower permeability (from 10^1 to more than 10^6 lower), higher grain density and lower porosity. Unalmiser and Stewart (1989), and Thomas and Pugh (1989) reviewed some of the basic core analysis techniques and associated errors.

In addition to the above differences in methodology, the Core Labs measurements represent averages over 1 to 10 m intervals, whereas Youn's (1974) data are single core measurements at a specific depth (see Table 6). Well log Δt and core ϕ measurements show variations up to ± 10 to 20 μs/m in Δt and $\pm 3\%$ in ϕ over tens of metres in depth. Given the limited information available on sample handling and the uncertainty in relating Δt to measured core ϕ, all data were treated equally.

An empirical regression equation,

$$\phi = 1 - (\Delta t_{ma}/\Delta t)^{1/x}$$

where ϕ - porosity
Δt_{ma} - matrix transit time (μs/m)
Δt - sonic transit time from well logs (μs/m)
x - acoustic formation factor exponent (1)

was used to fit the ϕ-Δt data in Figure 91B. The data were weighted according to standard statistical techniques (Bevington, 1969) and yield an x value of 2.19 and a Δt_{ma} value of 220 μs/m. Equation 1, which was derived from sandstone core data (Raymer et al., 1980; Raiga-Clemenceau et al., 1988), has some basis in theory and offers a significant improvement over the widely used Wyllie et al. (1956) equation. Calculated and measured porosity differ by less than 3% in absolute terms for 75% of the data and absolute differences are within 5% porosity for 90% of the data.

Figure 91C shows a comparison of BMB mudstone/shale ϕ-Δt data with selected published values which include Miocene mudstones from Japan (Magara, 1968), the Pierre and Beth Elkhorn shales (Tosaya and Nur, 1982), hydrothermally-altered shales from the Salton Sea Trough (Tarif et al., 1988), North Sea Malm (Kimmeridge) shales (Johnston, 1986) and average Gulf Coast shales (Gregory, 1977). The scatter of points about the BMB regression curve illustrates the natural variability expected of shales. Factors known to influence the ϕ-Δt relationship include the total organic carbon content, presence or absence of hydrocarbons, mineralogical changes, and pressure and temperature variations (e.g., Carpentier et al., 1989; Nur and Wang, 1989; Wang et al., 1990). In Figure 91C, the "compressibility equation", which describes the ϕ-Δt relation for highly porous media (e.g., Shumway, 1960; Raymer et al., 1980; Raiga-Clemenceau et al., 1988), intersects the BMB regression equation at approximately 36% porosity.

DOMAINES DE COMPACTION
(fig. 91)

D.R. Issler

Il existe cinq domaines de compaction des shales dans le bassin de Beaufort–Mackenzie (BBM), identifiés par différentes couleurs sur la carte de localisation (fig. 91A). Les domaines en question sont les suivants : 1) plate-forme continentale externe; 2) plate-forme continentale centrale; 3) plate-forme continentale interne - delta externe; 4) delta principal; et 5) delta occidental et méridional. Le présent texte décrit les grandes lignes de ces domaines à l'aide de leur courbe caractéristique de compaction. Les limites entre chaque domaine sont approximatives étant donné leur caractère progressif et le nombre restreint de puits. Le tableau 5 comprend une liste des 112 puits et des données de porosité et de profondeur qui ont servi à l'élaboration de la carte.

La compaction des shales est en grande partie attribuée au phénomène mécanique irréversible de réarrangement des grains dans les sédiments sous l'effet de la pression géostatique, mais les changements chimiques et minéralogiques qui se produisent à des stades plus avancés de diminution de la porosité sont également à considérer (p. ex., Hedberg, 1936; Magara, 1980). Dans des conditions idéales, les données obtenues par diagraphie acoustique permettent de mesurer assez précisément la porosité des sédiments, considérant qu'aucune variation significative dans la composition du fluide interstitiel et de la matrice de ces matériaux n'ait biaisé les lectures. Le BBM est un site parfait pour étudier la compaction des shales puisqu'il se compose d'unités aux propriétés physiques et chimiques assez constantes, qui ont sédimenté à des vitesses très variables. Le taux de sédimentation est généralement plus élevé dans la partie nord où le dépôt a été pratiquement ininterrompu dans le temps (domaine 1, fig. 91A) mais diminue vers le sud à mesure que l'on approche de la marge du bassin où l'érosion a été importante (domaines 4 et 5, fig. 91A).

La figure 91B montre une corrélation entre les valeurs de porosité (ϕ) mesurées sur les carottes de mudstone et de shale du BBM et celles de temps moyen de propagation acoustique (Δt) déduites des diagraphies enregistrées aux profondeurs de prélèvement des échantillons dans le puits. Les 48 points d'observation se trouvent dans deux sources différentes et ont tendance à former deux nuages de points qui se chevauchent dans le champ des valeurs faibles de porosité (voir tableau 6). Ces deux regroupements de points peuvent s'expliquer par des différences tant dans la technique utilisée que dans la nature des sédiments prélevés (matériaux consolides et non consolidés).

La porosité se définit comme le rapport du volume des pores (VP) au volume total (VT) d'un échantillon de sédiments. Youn (1974) a analysé le matériel des régions les mieux consolidées du delta. Les sédiments échantillonnés ont été chauffés à une température de 135°C pendant 24 heures et resaturés en liquides à l'aide de tétraline et un pyenomètre au mercure a été utilsé, afin de déterminer respectivement le VP et le VT. À l'opposé, dans l'application de la méthode de Core Labs, les échantillons d'argile sont normalement chauffés à des températures moindres dans un four où l'humidité relative est fixée à 50 % afin de conserver l'eau entre les feuillets. Le VP est généralement déterminé par la méthode d'injection d'hélium et l'application de la loi de Boyle tandis que le VT l'est par une immersion dans le mercure ou par une mesure des dimensions de la carotte. Cependant, le traitement spécifique de chacun de ces échantillons moins consolidés n'est pas connu. La différence entre les mesures de Core Labs effectuées sur les mudstones et les grès a été déterminée par des analyses des carottes (J. Dixon, comm. pers., 1989), de même que par les valeurs de perméabilité des mudstones beaucoup plus faibles (de l'ordre de 10 à plus de 10^6 inférieures), celles de compacité plus élevées et celles de porosité plus faibles. Unalmiser et Stewart (1989) ainsi que Thomas et Pugh (1989) ont révisé quelques-unes des techniques fondamentales d'analyse des carottes et les erreurs associées.

En plus des différences précitées dans les techniques, les mesures obtenues par la méthode de Core Labs constituent des moyennes pour des intervalles de plus de 1 à 10 m tandis que les données analysées par Youn (1974) sont des mesures uniques effectuées sur des carottes à une profondeur spécifique (voir tableau 6). Les mesures diagraphiques de Δt et les valeurs de ϕ mesurées sur des carottes varient respectivement de ± 10 à 20 μs/m et de ± 3 % sur des intervalles de plusieurs dizaines de mètres en profondeur. Compte tenu du peu d'information disponible sur la manipulation des échantillons et de l'incertitude associée à la relation entre Δt et les valeurs de ϕ mesurées sur des carottes, toutes les données ont été traitées de la même façon.

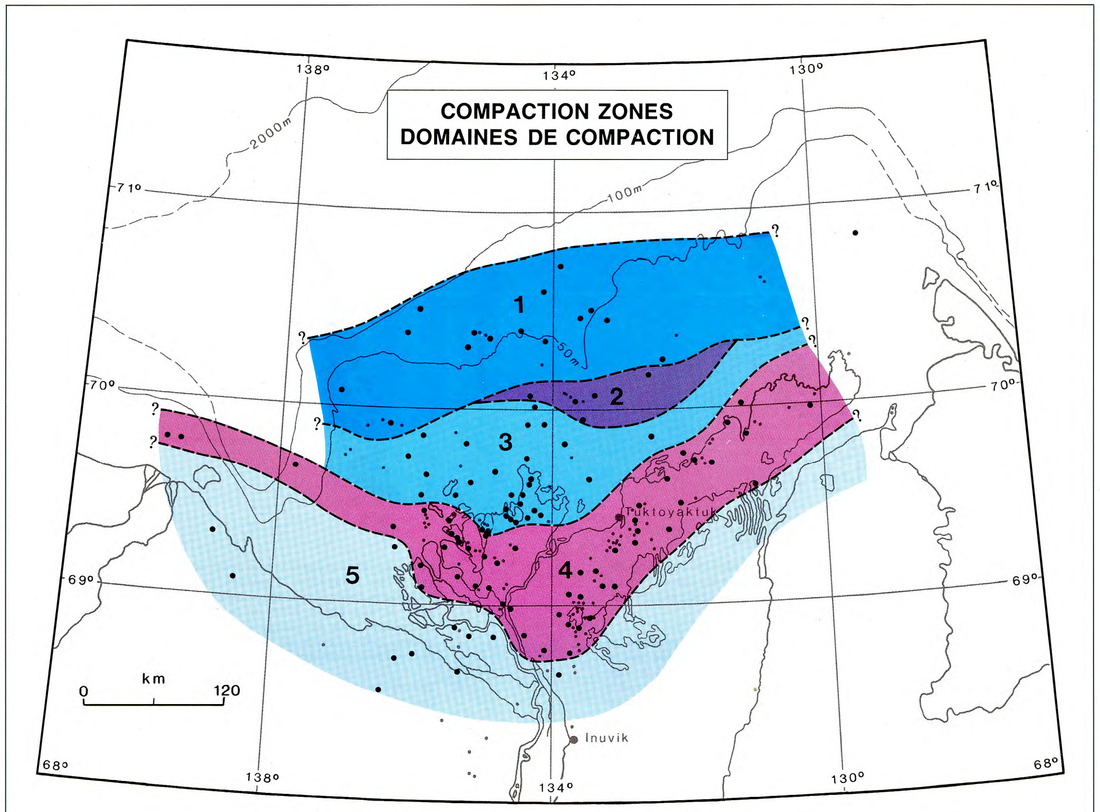
Une équation empirique de régression a été utilisée pour représenter les données de ϕ et de Δt de la figure 91B.

$$\phi = 1 - (\Delta t_{ma}/\Delta t)^{1/x}$$

ϕ - porosité
Δt_{ma} - temps de propagation dans la matrice (μs/m)
Δt - temps de propagation acoustique déterminé à partir des diagraphies (μs/m)
x - facteur de formation acoustique (1)

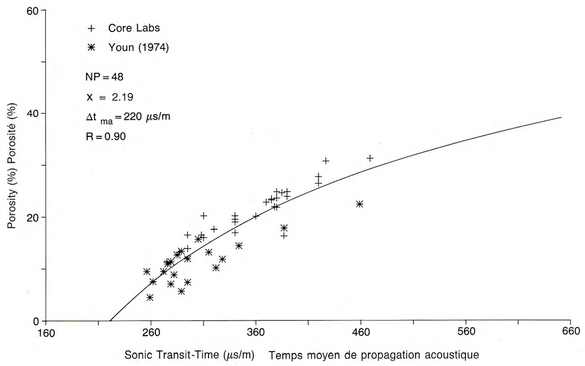
Les données ont été pondérées selon les méthodes statistiques conventionnelles (Bevington, 1969) et ont un x de 2,19 et un Δt_{ma} de 220 μs/m. L'équation 1, qui a été déduite des données sur les carottes de grès (Raymer et al., 1980; Raiga-Clemenceau et al., 1988), est en partie théorique et constitue une amélioration notable de l'équation fréquemment utilisée de Wyllie et al. (1956). La différence absolue entre les valeurs de porosité calculées et mesurées est inférieure à 3 % quand 75 % des données sont considérées et grimpe à 5 % quand 90 % d'entre elles le sont.

La figure 91C fait une comparaison entre les valeurs de ϕ et de Δt associées aux mudstones et aux shales du BBM et une sélection de données déjà publiées caractérisant des mudstones miocènes du Japon (Magara, 1968), les shales de Pierre et de Beth Elkhorn (Tosaya et Nur, 1982), des shales à altération hydrothermale provenant de la fosse de la mer de Salton (Tarif et al., 1988), les shales datant du Malm (Kimméridgien) de la mer du Nord (Johnston, 1986) et les shales typiques de la côte du golfe du Mexique (Gregory, 1977). La dispersion des points de part et d'autre de la courbe de régression du BBM corrobore la variabilité naturelle des shales, laquelle était prévue. Les facteurs connus qui influent sur la relation entre ϕ et Δt sont entre autres le pourcentage de carbone organique total, la présence ou l'absence d'hydrocarbures, les changements minéralogiques et les variations de pression et de température (p. ex., Carpentier et al., 1989; Nur et Wang, 1989; Wang et al., 1990). Sur la figure 91C «l'équation de compressibilité» qui établit la relation entre ϕ et Δt dans le cas de milieux très poreux (p. ex., Shunway, 1960; Raymer et al., 1980; Raiga-Clemenceau 47z et al., 1988) recoupe l'équation de régression du BBM à une valeur de porosité approximative de 36 %.



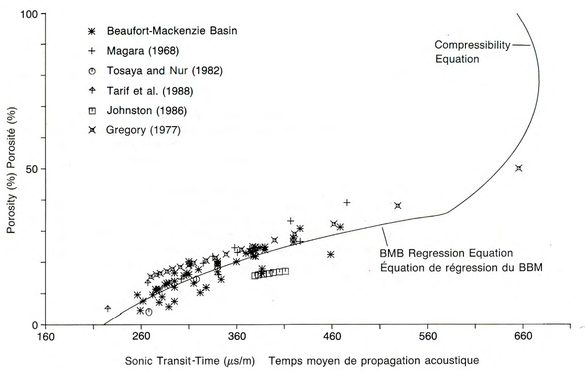
A. Map of the Beaufort-Mackenzie Basin (BMB) area showing 5 zones defined on the basis of shale compaction data.

A. Carte du bassin de Beaufort-Mackenzie (BBM) subdivisé en 5 domaines selon les données de compaction des shales.



B. Correlation between measured mudstone/shale core porosity (ø) and average sonic transit time for samples from the BMB (see Table 6 for values). The regression equation is computed using equation 1 (see text) and the given values for x and Δt_{ma}. NP–number of points; R–correlation coefficient.

B. Corrélation entre les valeurs de porosité (ø) obtenues à partir des carottes de mudstone et de shale et le temps moyen de propagation acoustique mesuré sur des échantillons du BBM (voir tableau 6). L'équation de régression est définie par l'équation 1 (voir texte) et les valeurs assignées à x et à Δt_{ma}. NP–nombre de points; R–coefficient de corrélation.



C. Comparison of BMB porosity-transit time data with other published shale data. The BMB regression equation intersects the "compressibility equation" at approximately 36% porosity (see text).

C. Comparaison des valeurs de porosité et de temps de propagation du BBM avec d'autres données déjà publiées, associées à divers shales. Il y a un point d'intersection entre l'équation de régression du BBM et celle de «compressibilité» pour une valeur de porosité d'à peu près 36 % (voir texte).

Compiler: Compilateur:
D.R. Issler

FIGURE 91

TABLE 5 / TABLEAU 5

Well data used for constructing sandstone and shale porosity–depth curves.
Données de puits utilisées pour tracer les courbes de la porosité des grès et des shales en fonction de la profondeur

Well Puit	Lithology[1] Lithologie[1]	Zone Domaine
Adgo H–29	sh	4
Adlartok P–09	ss, sh	4
Aiverk 2I–45	sh	1
Akku F–14	sh	4
Alerk P–23	sh	3
Amaguk H–16	sh	4
Amauligak J–44	sh	2
Amerk O–09	sh	2
Arluk E–90	sh	1
Arnak L–30	ss, sh	3
Atertak E–41	sh	4
Atigi G–04	ss, sh	4
Atigi O–48	sh	4
Atkinson A–55	sh	4
W. Atkinson L–17	sh	4
Edlok N–56	ss, sh	4
N. Ellice J–23	sh	4
Ellice O–14	sh	4
Fish River B–60	sh	5
Garry G–07	sh	4
Ikattok J–17	sh	5
Ikhil I–37	sh	4
Immerk B–48	sh	3
Imnak J–29	sh	4
Irkaluk B–35	sh	1
Isserk E–27	ss, sh	3
N. Issungnak L–86	sh	2
Issungnak O–61	ss, sh	3
Issungnak 2O–61	ss, sh	3
Itiyok I–27	sh	3
Ivik C–52	ss, sh	3
Ivik J–26	ss, sh	3
Ivik K–54	ss	3
Ivik N–17	ss	3
Kadluk O–07	ss, sh	3
Kamik D–48	sh	4
Kanguk F–42	sh	4
Kannerk G–42	sh	4
Kapik J–39	sh	4
Kenalooak J–94	sh	1
Kiggavik A–43	sh	3
Kikoralok N–46	sh	5
Kilagmotak F–48	sh	3
Kilannak A–77	sh	4
Kimik D–29	sh	5
Kipnik O–20	sh	5
Koakoak O–22	ss, sh	1
Kogyuk N–67	sh	2
Kopanoar 2I–44	ss, sh	1
Kopanoar M–13	ss	1
Kugmallit H–59	sh	3
Kugpik L–24	sh	5
Kumak C–58	ss, sh	4
Kurk M–39	sh	4
Langley E–29	sh	4
Louth K–45	sh	4
Magak A–32	sh	4
Mallik A–06	ss, sh	4
Mallik J–37	ss, sh	3
*Mallik L–38	ss, sh	3
Mallik P–59	ss, sh	3
Mayogiak J–17	sh	4
Natagnak K–23	sh	4
Natiak O–44	sh	1
Natsek E–56	ss, sh	4
Nektoralik K–59	ss, sh	1
Nerlerk J–67	ss, sh	1
Nerlerk M–98	ss, sh	1
Netserk B–44	sh	3
Netserk F–40	ss, sh	3
Niglintgak H–30	sh	4
Niglintgak M–19	ss, sh	4
Nipterk L–19	sh	3
Nuktak C–22	sh	3
Nuna A–10	sh	4
Ogeoqeoq J–06	sh	4
Ogruknang M–31	sh	4
Orvilruk O–03	sh	1
Parsons A–44	sh	4
Pelly B–35	sh	3
Pikiolik E–54	sh	5
Pullen E–17	ss, sh	3
Red Fox P–21	sh	4
Reindeer A–41	sh	5
Roland Bay L–41	sh	5
Sarpik B–35	sh	4
Shakgatlatchig D–50	sh	5
Siku A–12	sh	4
Siku C–55	sh	4
Siulik I–05	sh	1
Spring River N–58	sh	5
Taglu C–42	ss, sh	3
Taglu F–43	ss	3
Taglu West P–03	ss, sh	3
Tarsiut A–25	sh	1
Titalik K–26	sh	4
Toapolok O–54	sh	4
Tuk F–18	sh	4
Tuktu O–19	sh	4
Tullugak K–31	sh	5
Tununuk F–30	sh	4
Ukalerk C–50	sh	2
Ulu A–35	sh	5
Umiak J–37	ss	3
Umiak N–10	ss, sh	3
Unak B–11	sh	5
Unark L–24	ss, sh	3
Upluk A–42	sh	4
Uviluk P–66	sh	1
Wagnark C–23	sh	4
Ya Ya I–17	sh	4
Ya Ya P–53	sh	4

*Incorrectly labelled sonic log scale was corrected using data from other Mallik wells
*L'échelle incorrecte de la diagraphie acoustique a été rétablie à l'aide des données des autres puits Mallik
[1]sh–shale; ss–sandstone, grès

TABLE 6 / TABLEAU 6

Mudstone/shale core porosity and average sonic transit-time
Porosité des carottes de mudstone et de shale et temps moyen de propagation acoustique

Well Puits	Depth interval[1] (m) Intervalle de profondeur[1] (m)	ϕ[2] (%)	No. of analyses[3] Nombre d'analyses[3]	Δt[4] (μs/m)
Arnak L–30	1402	31.2	1[a]	427
	1633	30.7	1[a]	469
East Tarsiut N–44	1568.8–1570.4	26.4 ± 1.3	3	420
	1578.4	27.7	1	420
	1582.1–1589.8	24.6 ± 2.2	9	385
	1590.2–1599.5	24.8 ± 1.7	13	380
	1600.8–1605.3	23.2 ± 0.8	7	375
	1608.9–1609.2	24.8 ± 1.6	2	390
	1612.6–1614.7	21.8 ± 1.2	4	380
	1615.1–1615.4	23.9 ± 1.6	2	390
	1621.0–1626.3	23.6 ± 2.1	5	380
	1632.2–1633.5	22.8 ± 1.2	2	370
	1640.1–1644.7	21.9 ± 1.3	6	378
	1648.2–1650.8	23.4 ± 1.8	2	375
Ellice O–14	1924	5.7[a]	1	289
Issungnak 2O–61	2374.9–2375.9	16.9 ± 0.8	4	340
	2385.4–2387.1	19.0 ± 1.5	6	340
	2388.3–2390.0	20.1 ± 2.5	3	360
	2409.9–2411.0	20.2 ± 2.1	3	340
	2412.9–2418.9	19.5 ± 3.2	13	340
	2592.9–2594.6	16.5 ± 0.9	4	308
	2597.9–2598.8	20.2 ± 0.8	3	310
	2618.2–2626.9	17.6 ± 1.1	13	320
	3146.3–3154.6	13.9 ± 2.6	16	295
	3202.3–3203.5	16.0 ± 0.6	3	310
	3272.0–3278.6	13.2 ± 2.4	17	287
	3309.7–3312.6	11.3 ± 1.5	4	275
Ivik J–26	2672.4–2672.7	16.5 ± 0.7	3	295
	3117	9.5[a]	1	256
	3200	8.9[a]	1	282
	3463	14.4[a]	1	344
Kimik D–29	2334	9.5[a]	1	272
Mayogiak P–17	2178	10.2[a]	1	322
	2761	4.5[a]	1	259
Niglintgak M–19	969.0–978.1	16.3 ± 4.3	8	387
Taglu C–42	2880	7.4[a]	1	295
	2895	7.1[a]	1	279
	2915	7.5[a]	1	262
Taglu G–33	954	22.4[a]	1	459
	1644	17.8[a]	1	387
	2077	13.2[a]	1	315
	2455	11.8[a]	1	328
	2512	13.4[a]	1	289
	2529	12.7[a]	1	285
	2573	15.7[a]	1	305
	2590	11.9[a]	1	295
	2598	11.0[a]	1	276
	2601	11.4[a]	1	279

[1]Sample depth with respect to KB
[1]Profondeur d'échantillonnage (à partir du carré d'entraînement)
[2]Average porosity from core measurements. Data source: Core Labs, otherwise [a]Youn (1974)
[2]Porosité moyenne mesurée sur les carottes (données : Core Labs; sinon tirées de [a]Youn, 1974)
[3]Number of measurements per sample interval: Conventional core, otherwise [a]sidewall core
[3]Nombre de mesures par intervalle d'échantillonnage (carottes classiques, sinon de type [a]latéral)
[4]Average sonic transit-time from well logs
[4]Temps moyen de propagation acoustique déterminé à partir des diagraphies

TABLE 7 / TABLEAU 7

Sandstone core porosity and average sonic transit-time
Porosité des carottes de grès et temps moyen de propagation acoustique

Well Puits	Depth interval[1] (m) Intervalle de profondeur[1] (m)	ϕ[2] (%)	No. of analyses[3] Nombre d'analyses[3]	Δt[4] (μs/m)
Adlartok P–09	1764.0–1765.9	22.9 ± 1.6	20	310
	1766.8–1774.1	21.6 ± 3.1	42	310
	1868.8–1873.0	21.7 ± 08	23	290
	1873.0–1878.0	21.6 ± 1.2	26	300
	1659.0	27.8	1[a]	325
	1674.0–1680.5	26.5 ± 1.1	4[a]	327
	1696.0	24.4	1[a]	310
	1716.0–1720.0	27.8 ± 1.5	4[a]	325
	1758.0–1759.0	30.5 ± 2.5	4[a]	320
	1833.0–1835.0	27.6 ± 2.1	3[a]	311
	1865.0–1866.0	22.8 ± 12.5	2[a]	300
	2025.0–2025.5	28.7 ± 1.9	2[a]	300
	2041.5–2047.5	28.5 ± 1.9	5[a]	290
	2062.0–2063.3	27.2 ± 0.2	2[a]	290
Edlok N–56	1457.4–1460.5	16.5 ± 1.4	2[a]	290
	1545.0–1547.0	20.5 ± 1.4	2[a]	290
	1585.0–1588.0	17.5 ± 2.1	2[a]	290
	1590.5	24.6	1[a]	300
	1607.5–1609.0	17.1 ± 1.4	4[a]	210
	1616.0	16.0	1[a]	220
	1784.6	19.5	1[a]	250
	1950.0	26.5	1[a]	270
	2193.0	14.0	1[a]	230
Issungnak 2O–61	2375.9–2379.8	32.5 ± 1.5	15	330
	2382.9–2383.3	30.2 ± 1.3	3	360
	2387.1–2388.3	28.2 ± 5.3	4	330
	2390.0–2396.0	30.9 ± 1.4	21	340
	2411.0–2412.9	28.0 ± 2.4	7	340
	2493.0–2499.1	29.5 ± 1.4	16	335
	3145.6–3146.3	24.0 ± 0.9	3	280
	3197.5–3202.3	23.9 ± 2.5	14	300
	3291.4–3292.5	22.9 ± 1.5	5	260
	3307.0–3307.7	22.0 ± 1.2	3	270
Ivik J–26	2468.9–2478.0	26.3 ± 5.1	79	344
	2478.0–2486.9	22.4 ± 6.0	71	322
	2486.9–2494.8	19.0 ± 7.2	62	312
	2496.6–2499.8	20.6 ± 4.9	24	312
	2665.5–2672.0	18.7 ± 2.4	57	289
	2672.7–2676.3	19.7 ± 3.3	31	312
	2677.7–2679.7	20.2 ± 3.6	10	305
	2680.4–2693.1	21.9 ± 3.2	111	299
	3197.3–3197.8	15.3 ± 0.6	3	279
Kadluk O–07	1510.1	30.7	1	400
	1753.6–1754.2	30.3 ± 0.5	3	350
	2395.7–2402.1	19.2 ± 0.6	7	290
Koakoak O–22	3490.9–3493.4	28.1 ± 2.1	10	320
	3494.4–3497.1	30.2 ± 0.8	10	390
Mallik A–06	3207.2–3209.4	9.8 ± 1.5	3	236
Niglintgak M–19	1185.0–1188.7	27.0 ± 4.3	4	361
	1188.7–1194.2	27.4 ± 5.3	5	354
	1195.4–1202.7	25.9 ± 1.7	9	344
	1292.4–1296.3	20.4 ± 2.1	10	318
	1297.8–1300.3	20.8 ± 1.8	7	325
	1331.1–1335.0	21.0 ± 1.8	17	328
	1335.4–1339.0	21.2 ± 1.2	18	331
	1341.1–1350.3	22.9 ± 3.1	19	328
	2715.2–2716.1	6.5 ± 0.2	2	220
	2755.4–2764.1	6.3 ± 0.9	28	220

[1]Sample depth with respect to KB
[1]Profondeur d'échantillonnage (à partir du carré d'entraînement)
[2]Average porosity from core measurements. Data source: Core Labs.
[2]Porosité moyenne mesurée sur les carottes (données : Core Labs)
[3]Number of measurements per sample interval: Conventional core, otherwise [a]sidewall core
[3]Nombre de mesures par intervalle d'échantillonnage (carottes classiques, sinon de type [a]latéral)
[4]Average sonic transit-time from well logs
[4]Temps moyen de propagation acoustique déterminé à partir des diagraphies

SHALE POROSITY-DEPTH CURVES
(Figs. 92 to 94)

D.R. Issler

The BMB ϕ-Δt equation of Figure 91B was used to calculate porosity-depth (ϕ-z) curves for each of the 5 zones shown in Figure 91A using shale sonic transit time data from an edited and updated file originally compiled by R. Peach (pers. comm., 1988) (Figs. 92 to 94). Only data from shales younger than the Upper Cretaceous Smoking Hills Sequence were used to construct ϕ-z plots. The corresponding wells used in each region are listed in Table 5. Each figure shows both average shale Δt versus depth and corresponding calculated shale ϕ versus depth. In the case of zones 3, 4 and 5 (Figs. 93C, 93F, 94C), low velocity data from overpressured zones have been removed to calculate normal compaction trends.

ϕ-z curves were calculated by linear regression using the linear equation,

$$\phi = \phi_0 - cz \qquad (2)$$

or the exponential relation,

$$\phi = \phi_0 \exp(-cz) \qquad (3)$$

where ϕ_0 - initial surface porosity (%)
c - compaction constant (m^{-1})

depending on the data distribution. In most cases, particularly in the more compacted regions of the basin, equation 2 fits the data best (Figs. 93C, 93F, 94 C). In the case of overpressured regions, equations were constructed over discrete depth intervals because equation 2 or 3 gave a less satisfactory fit over the entire data range (Figs. 92B, 92D). The dashed curve on Figures 92B, 92D and 93C represents compaction of pelagic clay (Hamilton, 1976) and shows that clay-rich sediments rapidly compact in the first 500 m of burial. Generally, Δt data above 500 m could not be used in zones 1, 2 and 3 because thick permafrost development and poor borehole conditions have affected sonic log readings.

The Δt-z and ϕ-z data are quite coherent and distinct within each geographic area (Figs. 92 to 94). The ϕ-z data suggest a change in compaction trend within a transition zone between 2200 and 2750 m depth in the outer shelf region (zone 1, Fig. 92B). Such a change may mark a gradual transition from hydrostatic pressure to increasing overpressure. Generally, the Plio-Pleistocene Iperk Sequence is between 2 to 3.5 km thick in area 1, implying sedimentation rates of 380 to 660 m/My. At these high sedimentation rates, there has been insufficient time for the low permeability shales to dewater, producing a thick, undercompacted, overpressured sequence of shales (compare Fig. 92B with 93 C). Estimated porosity values below drilled depths will depend on the choice of ϕ-z function. In this case, two linear functions were chosen to represent the data above 2200 m and below 2750 m, although two exponential functions with very small curvatures fit the data equally well.

Zone 2 marks a transition region between zones 1 and 3. The Iperk Sequence is generally between 1 to 2 km thick and the sediments are more compacted than in zone 1 but are still significantly overpressured (Fig. 92C, 92D). Equation 3 seems to fit the data best below 1500 m but there are relatively few data above this depth to define a compaction curve (Fig. 92D). There is a sharp change in compaction rate below 1500 m and data above this depth follow the Iperk compaction trend of area 1 (compare Figs. 92B and 92D).

In area 3, the Iperk Sequence is generally between a few hundred metres to a kilometre in thickness and the underlying Akpak and Mackenzie Bay sequences may be present or absent, depending on locality. Figures 93A and 93B show Δt-z and ϕ-z data for this region. There is a strong relationship between anomalously low shale velocity (anomalously high transit time) and excess pressure as recorded by DST measurements (Hitchon et al., 1989). Therefore, transit time data was edited to establish a normal compaction curve for the BMB under hydrostatic conditions. The normal compaction curve predicts approximately 1% reduction in porosity per 100 m (Fig. 93C). It is interesting to note that almost nowhere are shale transit time values less than the 220 μs/m matrix value predicted by equation 1 (see Figs. 93A, 93D, 94A).

The establishment of a normal compaction trend has important consequences for quantifying the amount of erosion in the BMB. Shale compaction curves from zones 4 and 5 (edited to remove values from overpressure zones) have slopes which are parallel to the normal trend (Figs. 93F, 94C). However, the different intercepts reflect the amount of material eroded relative to zone 3. For example, a comparison of Figure 93F with Figure 93C implies from 0 to 1 km erosion in zone 4 with respect to zone 3. A comparison of Figure 94C with Figure 93C implies from 1 to 3 km of erosion in zone 5 with respect to zone 3. Figure 94 includes data from some anomalous wells in zone 4 (Kikoralok N-46, Kimik D-29, Pikiolik E-54, Reindeer A-41; see Table 5). Within zone 3, the spread of data points in Figure 93 C implies erosion may vary between 0 to 800 m. Therefore, if the equation used in Figure 93C is taken as the normal trend, then erosion estimates determined by reference to Figure 93C contain at least a $\pm$400 m uncertainty.

The concept of using shale compaction data to estimate amounts of erosion is not new (e.g., Magara, 1976) but the method outlined here differs from previous applications. It is important to establish the timing of erosion since the BMB contains multiple unconformities and shale compaction can only give information on the maximal erosion event.

COURBES DE RELATION ENTRE LA POROSITÉ DES SHALES ET LA PROFONDEUR
(fig. 92 à 94)

D.R. Issler

L'équation de la figure 91B, qui établit la relation entre ϕ et Δt du BBM, a été utilisée pour tracer les courbes de porosité en fonction de la profondeur (ϕ-z) des 5 domaines de la figure 91A, en considérant une édition mise à jour des données de temps de propagation acoustique dans les shales, d'abord compilées par R. Peach (comm. pers., 1988) (fig. 92 à 94). Seules les données de shales plus jeunes que la séquence de Smoking Hills du Crétacé supérieur ont servi à la représentation graphique de ϕ et de z. Les puits correspondants qui ont été considérés dans chacun des domaines sont listés dans le tableau 5. Chaque figure présente la relation d'une part entre le Δt moyen des shales et la profondeur, et d'autre part entre les valeurs correspondantes calculées de ϕ et la profondeur. Dans les domaines 3, 4 et 5 (fig. 93C, 93F, 94C), les vitesses peu élevées obtenues et associées à des zones de surpression ont été éliminées afin de calculer les tendances de compaction normale.

Les courbes de ϕ en fonction de la z ont été calculées à l'aide d'une régression linéaire en utilisant, selon la distribution des données, soit l'équation linéaire

$$\phi = \phi_0 - cz \qquad (2)$$

soit la relation exponentielle

$$\phi = \phi_0 \exp(-cz) \qquad (3)$$

où ϕ_0 - porosité initiale de surface (%)
et c - constante de compaction (m^{-1}).

De façon générale mais plus particulièrement dans les régions du bassin aux matériaux plus compactés, c'est l'équation 2 qui représentait le mieux les données (fig. 93C, 93F, 94C). Dans les zones de surpression, les équations étaient appliquées à des intervalles de profondeur distincts puisque tant l'équation 2 que 3 ne correspondait pas parfaitement à l'éventail complet des données (fig. 92B, 92D). Le tracé en traitillé des figures 92B, 92D et 93C constitue la courbe de compaction de l'argile pélagique (Hamilton, 1976) et reflète la compaction rapide de ce type de sédiment dans les premiers 500 m d'enfouissement. Dans les domaines 1, 2 et 3, les données de Δt enregistrées au-dessus du niveau 500 m n'ont généralement pas pu être utilisées en raison de l'existence d'une épaisse couche de pergélisol et de la mauvaise condition des trous de sonde, ce qui a faussé l'enregistrement des diagraphies acoustiques.

Les données de Δt et de z ainsi que de ϕ et de z sont assez cohérentes et ont un caractère distinct dans chacun des domaines géographiques (fig. 92 à 94). Dans la région de la plate-forme continentale externe (domaine 1, fig. 92B), les données de ϕ et de z suggèrent un changement de tendance de compaction dans une zone de transition observée entre 2 200 et 2 750 m de profondeur. Un changement de ce genre peut constituer l'indication d'un passage progressif de conditions de pression hydrostatique à d'autres de surpression croissante. Dans le domaine 1, l'épaisseur de la séquence d'Iperk du Pliocène au Pléistocène atteint généralement 2 à 3,5 km, ce qui suppose un taux de sédimentation de 380 à 660 m/Ma. À des vitesses de sédimentation de cet ordre, les shales à perméabilité faible n'ont pas eu suffisamment de temps pour expulser leur eau; ainsi, on observe une épaisse séquence de shales en surpression dont la compaction n'est pas complète (comparer les fig. 92B et 93C). Les valeurs estimées de porosité à des profondeurs plus grandes que le forage dépendent de la fonction choisie pour décrire les paramètres ϕ et z. Dans le cas décrit ci-haut, deux fonctions linéaires ont été sélectionnées afin de représenter respectivement les données à des profondeurs inférieures à 2 200 m et celles supérieures à 2 750 m, bien que deux fonctions exponentielles dont la courbure est très faible correspondaient tout aussi bien aux données.

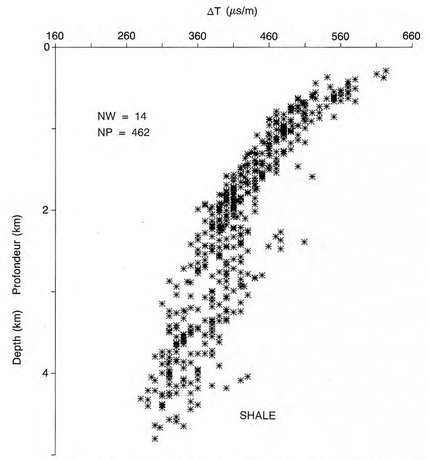
Le domaine 2 constitue une transition entre les domaines 1 et 3. La séquence d'Iperk mesure généralement entre 1 et 2 km d'épaisseur et les sédiments sont plus compacts que dans le domaine 1, bien que la surpression demeure significative (fig. 92C, 92D). À des profondeurs supérieures à 1 500 m, l'équation 3 semble bien correspondre aux données qui sont cependant trop peu nombreuses pour construire une courbe de compaction (fig. 92D). Il y a un changement net dans le taux de compaction sous la profondeur 1 500 m et les données au-delà de ce niveau présentent la même tendance de compaction que la séquence d'Iperk du domaine 1 (comparer les fig. 92B et 92D).

Dans le domaine 3, l'épaisseur de la séquence d'Iperk est de l'ordre de quelques centaines de mètres à un kilomètre et selon l'endroit, il est possible ou non d'observer les séquences sous-jacentes d'Akpak et de Mackenzie Bay. Les données de ce domaine (Δt-z et ϕ-z) sont présentées aux figures 93A et 93B. Les mesures effectuées lors des essais aux tiges démontrent qu'il y a un lien étroit entre les vitesses anormalement basses enregistrées dans les shales (temps de propagation proportionnellement élevés) et les valeurs excessives de pression (Hitchon et al., 1989). Ainsi, les données de temps de propagation ont été adaptées afin de tracer une courbe de compaction normale du BBM dans des conditions de pression hydrostatique, laquelle indique une diminution de porosité d'à peu près 1 % par 100 m (fig. 93C). Il est intéressant de remarquer qu'il n'y a pratiquement pas d'endroit où le temps de propagation dans les shales est inférieur à celui dans la matrice, évalué à 220 μs/m selon l'équation 1 (voir fig. 93A, 93D, 94A).

L'établissement d'une courbe de compaction normale est très important afin de quantifier l'ampleur de l'érosion dans le BBM. Les courbes de compaction des shales des domaines 4 et 5, qui ont été adaptées dans le but d'éliminer les valeurs correspondant à des zones de surpression, ont des pentes parallèles à celles des courbes de compaction normale (fig. 93F et 94C). Quant aux points d'intersection, ils permettent d'évaluer la quantité de matériel érodé par rapport au domaine 3. Si, par exemple, on compare les figures 93F et 93C, il est possible d'estimer qu'entre 0 et 1 km de sédiments ont été érodés dans le domaine 4 par rapport au 3. L'observation des figures 94C et 93C indique une érosion de l'ordre de 2 à 3 km entre les domaines 5 et 3. Il est à noter que la figure 94 comprend les données de certains puits anormaux du domaine 4 (Kikoralok N-46, Kimik D-29, Pikiolik E-54, Reindeer A-41; voir tableau 5). Pour ce qui est du domaine 3 (fig. 93C), la répartition des points d'observation suppose que l'érosion se situe entre 0 et 800 m. Ainsi, si l'équation de la figure 93C est considérée comme la tendance de compaction normale, il faut assigner une incertitude de $\pm$400 m aux évaluations de l'érosion calculées en se référant à cette figure.

L'utilisation des données de compaction des shales pour quantifier le taux d'érosion n'est pas une innovation (p. ex. Magara, 1976); dans le cas présent cependant, la méthode diffère des applications antérieures. Il est primordial d'établir les différents épisodes d'érosion dans le BBM compte tenu de la présence de nombreuses discordances et du fait que les données de compaction des shales ne peuvent donner des informations que sur la période d'érosion maximale.

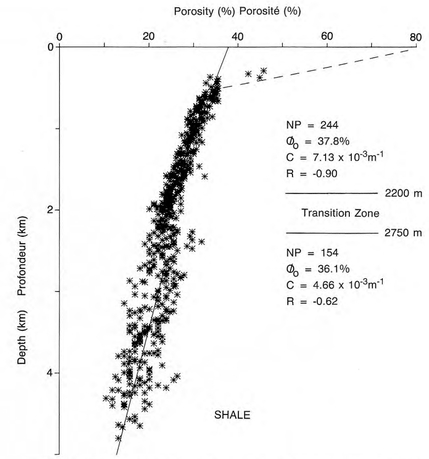
COMPACTION ZONE 1



A. Average shale sonic transit time versus depth for wells from the outer shelf region (zone 1; Fig. 91A). Note the lack of increase in transit time values between approximately 2200 and 2750 m. NW–number of wells; NP–number of points.

A. Temps moyen de propagation acoustique dans les shales en fonction de la profondeur dans des puits forés sur la plate-forme continentale externe (domaine 1; fig. 91A). À noter que les valeurs de temps de propagation sont stables entre à peu près 2 200 m et 2 750 m. NW–nombre de puits; NP–nombre de points.

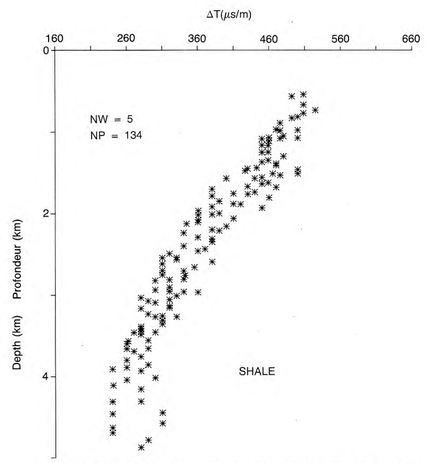
DOMAINE DE COMPACTION 1



B. Calculated shale porosity versus depth for wells from zone 1. Two linear compaction equations (equation 2) with the coefficients shown in the figure were used to fit data above 2200 m and below 2750 m depth. Hamilton's (1976) compaction curve for pelagic clays (dashed curve) is also shown. NW–number of wells; NP–number of points; R–correlation coefficient.

B. Valeurs calculées de porosité des shales en fonction de la profondeur dans des puits du domaine 1. Deux équations linéaires de compaction (équation 2) ainsi que les coefficients mentionnés sur la figure ont servi à établir les droites d'adjustement optimal des données enregistrées à des profondeurs inférieures à 2 200 m et supérieures à 2 750 m. La courbe de compaction des argiles pélagiques (traitillé) tirée de Hamilton (1976) apparaît également sur la figure. NW–nombre de puits; NP–nombre de points; R–coefficient de corrélation.

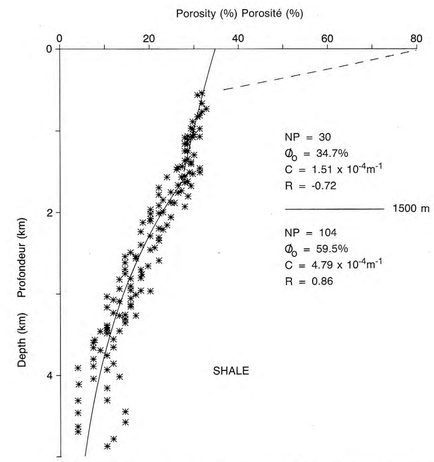
COMPACTION ZONE 2



C. Average shale sonic transit time versus depth for wells from the central shelf region (zone 2; Fig. 91A) (see Fig. 92A caption).

C. Temps moyen de propagation acoustique dans les shales en fonction de la profondeur dans des puits de la plate-forme continentale centrale (domaine 2; fig. 91A) (voir légende de la fig. 92A).

DOMAINE DE COMPACTION 2



D. Calculated shale porosity versus depth for wells from zone 2; Fig. 91A. Two exponential compaction equations (equation 3) with the coefficients shown in the figure were used to fit data above and below 1500 m (see Fig. 91B caption).

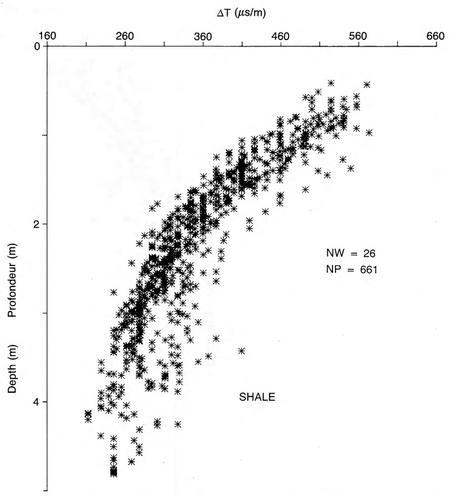
D. Valeurs calculées de porosité des shales en fonction de la profondeur dans des puits du domaine 2; fig. 91A. Deux équations exponentielles de compaction (équation 3) et les coefficients mentionnés sur la figure ont servi à établir les courbes d'adjustement optimal des données enregistrées au-dessus et au-dessours du niveau 1 500 m (voir légende de la fig. 91B).

Compiler: Compilateur:
D.R. Issler

FIGURE 92

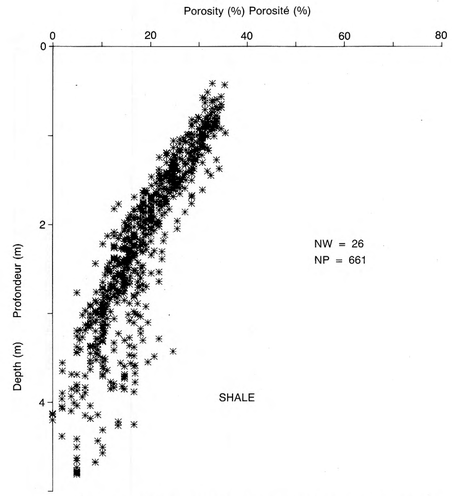
COMPACTION ZONE 3

DOMAINE DE COMPACTION 3



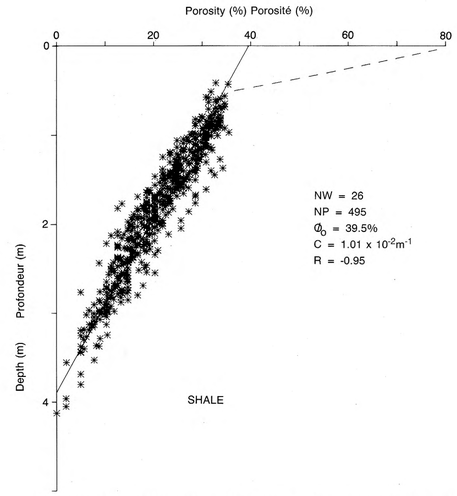
A. Average shale sonic transit time versus depth for wells from the inner shelf-outer delta region (zone 3; Fig. 91A). Note that virtually all transit time values exceed the derived matrix transit time value of 220 μs/m. NW–number of wells; NP–number of points.

A. Temps moyen de propagation acoustique dans les shales en fonction de la profondeur dans des puits de la plate-forme continentale interne et du delta externe (domaine 3; fig. 91A). À noter que la presque totalité des valeurs de temps de propagation sont supérieures au temps dérivé de propagation dans la matrice, soit 220 μs/m. NW–nombre de puits; NP–nombre de points.



B. Calculated shale porosity versus depth for wells from zone 3; Fig. 91A. The high porosity zone below approximately 3 km correlates with the development of overpressure. NW–number of wells; NP–number of points.

B. Valeurs calculées de porosité des shales en fonction de la profondeur dans des puits du domaine 3; fig. 91A. La zone à porosité élevée observée à des profondeurs supérieures à ≃3 km correspond à l'apparition de conditions de surpression. NW–nombre de puits; NP–nombre de points.

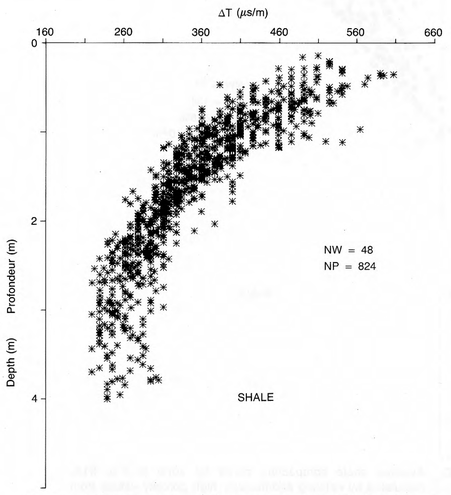


C. Normal shale compaction curve for the BMB, calculated by deleting points in Figure 93B that coincide with overpressure zones and using equation 2 with the compaction coefficients shown in the figure. NW–number of wells; NP–number of points; R–correlation coefficient (also see Fig. 92B caption).

C. Courbe de compaction normale des shales dans le BBM, tracée en éliminant les données des zones de surpression de la figure 93B de même qu'en considérant l'équation 2 et les coefficients de compaction mentionnés sur la figure. NW–nombre de puits; NP–nombre de points; R–coefficient de corrélation (voir aussi légende de la fig. 92B).

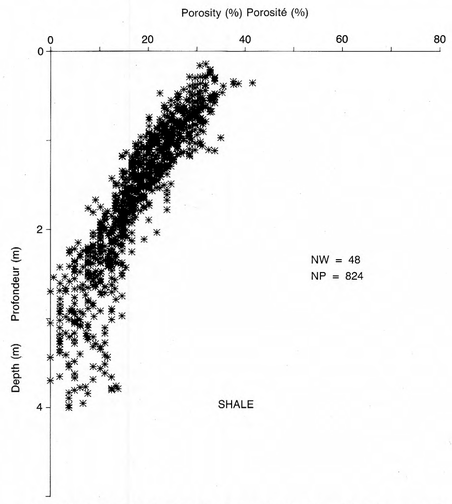
COMPACTION ZONE 4

DOMAINE DE COMPACTION 4



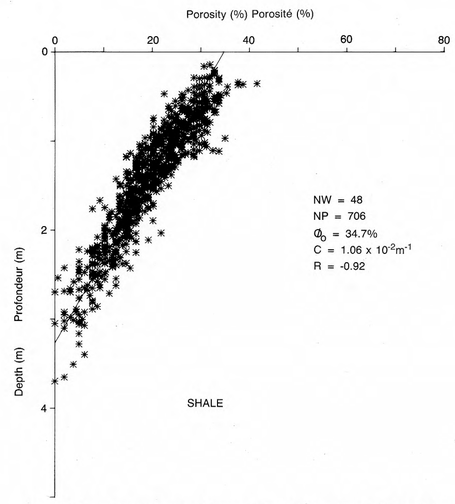
D. Average shale sonic transit time versus depth for wells from the main delta region (zone 4; Fig. 91A). Note that there are no transit time values less than the derived matrix transit time of 220 μs/m (see Fig. 93A caption).

D. Temps moyen de propagation acoustique dans les shales en fonction de la profondeur dans des puits du delta principal (domaine 4; fig. 91A). À noter que toutes les valeurs de temps de propagation sont supérieures au temps dérivé de propagation dans la matrice, soit 220 μs/m (voir légende de la fig. 93A).



E. Calculated shale porosity versus depth for wells from zone 4; Fig. 91A. Note that high porosity regions below approximately 2.5 km coincide with overpressure zones (see Fig. 93B caption).

E. Valeurs calculées de porosité des shales en fonction de la profondeur dans des puits du domaine 4; fig. 91A. À noter que les sections à porosité élevée observées à des profondeurs supérieures à ≃2,5 km correspondent à des zones de surpression (voir légende de la fig. 93B).



F. Shale compaction curve for zone 4 (Fig. 91A), calculated by deleting points from overpressured intervals in Figure 92B and using equation 2 with the compaction coefficients shown in the figure. Note that the computed slope of the curve is the same as in Figure 93C but the intercept is lower, reflecting greater erosion (see Fig. 93C caption).

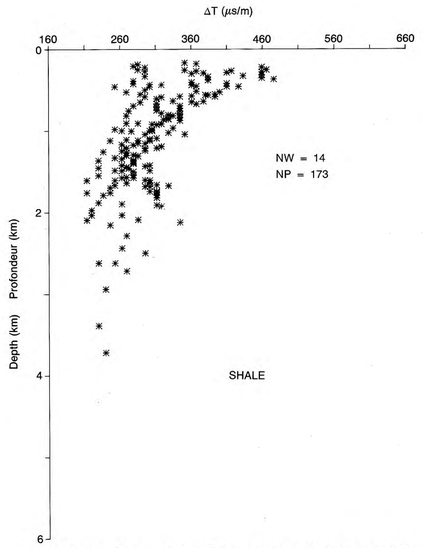
F. Courbe de compaction des shales du domaine 4 (fig. 91A) tracée en éliminant les données des zones de surpression de la figure 92B de même qu'en considérant l'équation 2 et les coefficients de compaction mentionnés sur la figure. À noter que la pente calculée de la courbe a la même valeur que celle de la figure 93C sauf que le point d'intersection avec l'axe horizontal se situe à une valeur de porosité plus faible est plus bas, suggérant une érosion plus forte (voir légende de la fig. 93C).

Compiler: Compilateur:
D.R. Issler

FIGURE 93

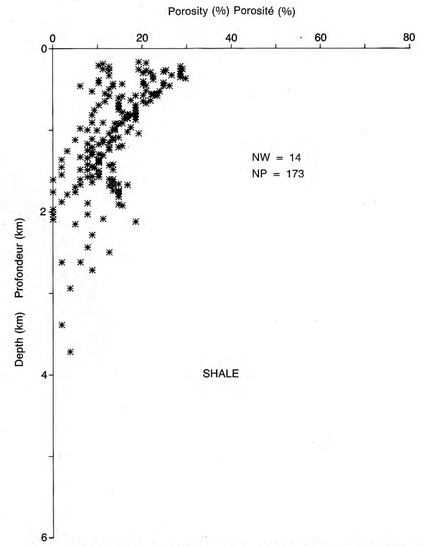
COMPACTION ZONE 5

DOMAINE DE COMPACTION 5



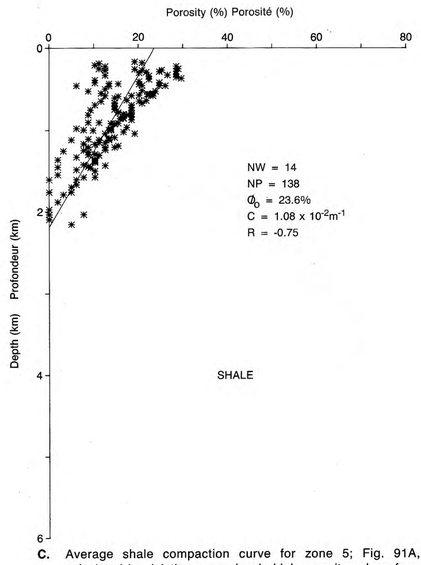
A. Average shale sonic transit time versus depth for wells from the southern and western delta regions (zone 5; Fig. 91A) and including some wells from zone 4 (see Fig. 93A caption).

A. Temps moyen de propagation acoustique dans les shales en fonction de la profondeur dans les régions méridionales et occidentales du delta (domaine 5; fig. 91A); quelques puits du domaine 4 sont ajoutés à la présente figure (voir légende de la fig. 93A).



B. Calculated shale porosity versus depth for wells in zone 5 and parts of zone 4; Fig. 91A (see Fig. 93B caption).

B. Valeurs calculées de porosité des shales en fonction de la profondeur dans des puits du domaine 5 et de certaines parties du domaine 4; fig. 91A (voir légende de la fig. 93B).



C. Average shale compaction curve for zone 5; Fig. 91A, calculated by deleting anomalously high porosity values from Figure 94B and using equation 2 with the compaction coefficients shown in the figure. Note that the slope is similar to that in Figure 94B but the much lower intercept reflects a considerable amount of erosion (see Fig. 93C caption).

C. Courbe de compaction normale des shales du domaine 5 (fig. 91A) tracée en éliminant les valeurs anormalement élevées de porosité de la figure 94B de même qu'en considérant l'équation 2 et les coefficients de compaction mentionnés sur la figure. À noter que la pente de la courbe est semblable à celle de la figure 94B, mais que le point d'intersection avec l'axe horizontal se situe à une valeur de porosité plus faible suggèrant une érosion considérable (voir légende de la fig. 93C).

Compiler: Compilateur:
D.R. Issler

FIGURE 94

SANDSTONE COMPACTION
(Figs. 95 and 96)

D.R. Issler

Figure 95A shows the Δt-ϕ transform for clean sandstones proposed by Raiga-Clemenceau et al. (1988) using equation 1 and the ϕ-Δt data of Raymer et al. (1980) (dashed envelope). Most of the plotted BMB data (see Table 7 for values) fall within the field of points used to determine the regression equation. However, the majority of BMB points are situated below the curve, reflecting the fact that pore-filling material has reduced the porosity relative to that expected for a clean sandstone. Figure 95A was used to calculate sandstone ϕ from Δt data but it is recognized that calculated values probably represent a maximum upper limit to porosity.

Figures 95B, 95C, 95D and 96 show Δt-z and ϕ-z plots for sandstones from zones 1, 3 and 4 (see Fig. 91A). The ϕ-z equations (Figs. 95C, 95D, 96C and 96F) are still preliminary and will probably change as more data become incorporated into the regression analysis. For example, there are too few points from zone 1 to determine whether a two stage compaction (Fig. 95C; compare with Fig. 92B) or a single compaction function (Fig. 95D) best describes the data. As with the shale compaction data, data from overpressure zones have been deleted to establish normal compaction trends in zones 3 and 4 (Figs. 96C and 96F). Figure 96C shows a well-defined trend which indicates that sandstone porosity reduction under hydrostatic conditions is virtually complete by approximately 5 km and occurs at a rate similar to that of shale compaction (compare with Fig. 93C). It should be noted that the data in Figure 96C can also be fitted to equation 3 but predicted surface porosity is unrealistically high and porosity remains relatively high to considerable depth (e.g., 5% at 7 km). Although Figure 96F is based on a small amount of data, it shows that erosion has brought lower porosity material closer to the surface in zone 4 in comparison to zone 3.

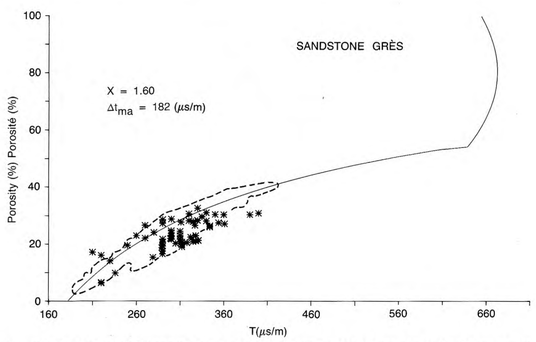
COMPACTION DES GRÈS
(figs. 95 et 96)

D.R. Issler

La figure 95A présente une transofrmation des valeurs de Δt associées à des grès propres en valeurs de ϕ, selon Raiga-Clemenceau et al. (1988), effectuée à l'aide de l'équation 1 et des données de ces deux variables tirées de Raymer et al. (1980) (enveloppe en traitillé). La plupart des données du BBM représentées graphiquement (voir tableau 7) sont situées à l'intérieur du champ de points utilisé pour établir l'équation de régression. Cependant, la majorité des points du BBM se trouvent sous le tracé de la courbe, signifiant ainsi que du matériel de remplissage à l'intérieur des pores a réduit la porosité par rapport à la valeur prévue dans le cas d'un grès propre. La figure 95A a été utilisée pour estimer la valeur ϕ des grès à partir des données de Δt mais il est assumé que les résultats obtenus constituent probablement les valeurs maximales qui puissent être assignées à ce paramètre.

Les relations entre Δt et z ainsi que celles entre ϕ et z des grès observés dans les domaines 1, 3 et 4 sont représentées sur les figures 95B, 95C, 95D et 96. Les équations mettant en relation ϕ et z (fig. 95C, 95D, 96C et 96F) sont encore préliminaires et devraient être modifiées par l'intégration d'un plus grand nombre de données à l'analyse de régression. Dans le domaine 1, par exemple, trop peu de données sont disponibles pour déterminer si elles sont mieux décrites par une fonction considérant deux étapes de compaction (fig. 95C; comparer avec la fig. 92B) ou une seule (fig. 95D). Comme lors de l'analyse des données de compaction des shales, les valeurs enregistrées dans des zones de surpression ont été supprimées afin de faire ressortir les tendances de compaction normale des domaines 3 et 4 (fig. 96C et 96F). La figure 96C présente une tendance bien définie qui suppose que la diminution de porosité de grès soumis à des conditions de pression hydrostatique soit pratiquement complète à une profondeur de 5 km et s'effectue à une vitesse comparable à celle de compaction des shales (comparer avec la fig. 93C). Il est à noter que les données de la figure 96C peuvent être utilisées dans l'équation 3, mais que les valeurs de porosité de surface obtenues sont peu réalistes (trop élevées) et que même à des profondeurs considérables, la porosité demeure relativement importante (p. ex., 5 % à 7 km). Bien que la figure 96F ait été construite à partir d'un nombre restreint de données, on observe que dans le domaine 4, l'érosion a fait en sorte que du matériel de porosité moindre se trouve à une distance moins grande de la surface que dans le domaine 3.

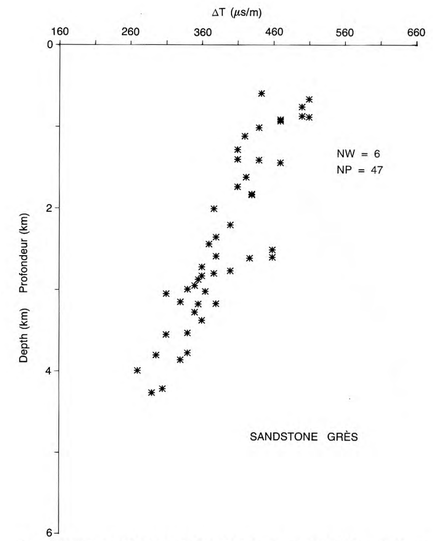
SANDSTONE COMPACTION — COMPACTION DES GRÈS



A. Comparsion of BMB sandstone porosity-transit time data (stars; see Table 7 for values) with the sonic transit time to porosity transform of Raiga-Clemenceau et al. (1988) based on the clean sandstone data of Raymer et al. (1980) (dashed envelope) and equation 1 with the compaction coefficients shown in the figure.

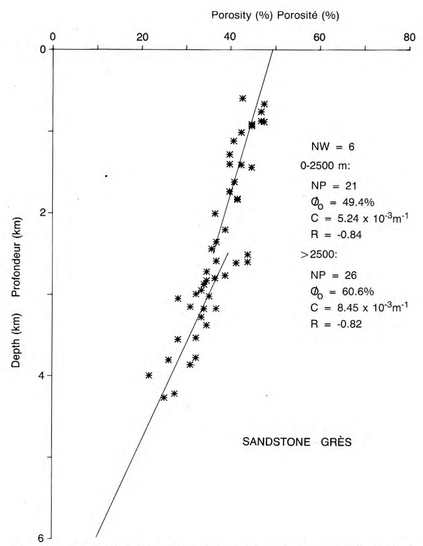
A. Comparaison entre les données de porosité et de temps de propagation des grès du BBM (étoiles; voir tableau 7) et celles transformées de temps de propagation acoustique et de porosité selon Raiga-Clemenceau et al. (1988); la comparaison s'appuie sur les données de Raymer et al. (1980) associées à des grès propres (enveloppe en traitillé) de même que l'équation 1 et les coefficients de compaction mentionnés sur la figure.

COMPACTION ZONE 1 — DOMAINE DE COMPACTION 1



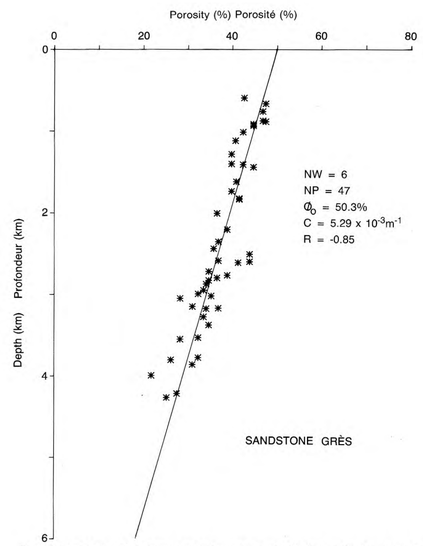
B. Average sandstone sonic transit time versus depth for wells from the outer shelf area (zone 1; Fig. 91A) (see Fig. 92B caption).

B. Temps moyen de propagation acoustique dans les grès en fonction de la profondeur dans des puits de la plate-forme externe (domaine 1; fig. 91A) (voir légende de la fig. 92B).



C. Calculated sandstone porosity versus depth for wells in zone 1; Fig. 91A, assuming two linear equations (equation 2 with compaction coefficients shown in the figure) fit the data (compare with Fig. 92B).

C. Valeurs calculées de porosité des grès en fonction de la profondeur dans des puits du domaine 1; fig. 91A; deux équations linéaires représentent les données, notamment l'équation 2 et les coefficients de compaction mentionnés sur la figure (comparer avec la fig. 92B).



D. Calculated sandstone porosity versus depth for wells in zone 1; Fig. 91A, using a single linear equation (equation 2 with compaction coefficients shown in the figure) (compare with Fig. 95C).

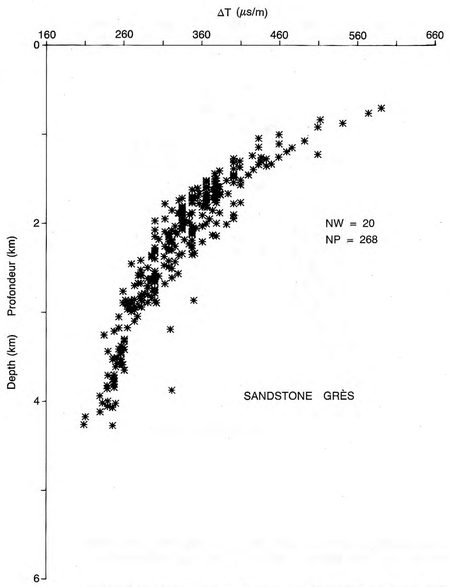
D. Valeurs calculées de porosité des grès en fonction de la profondeur dans des puits du domaine 1; fig. 91A; une seule équation linéaire a été considérée, soit l'équation 2 et les coefficients de compaction mentionnés sur la figure (comparer avec la fig. 95C).

Compiler: Compilateur:
D.R. Issler

FIGURE 95

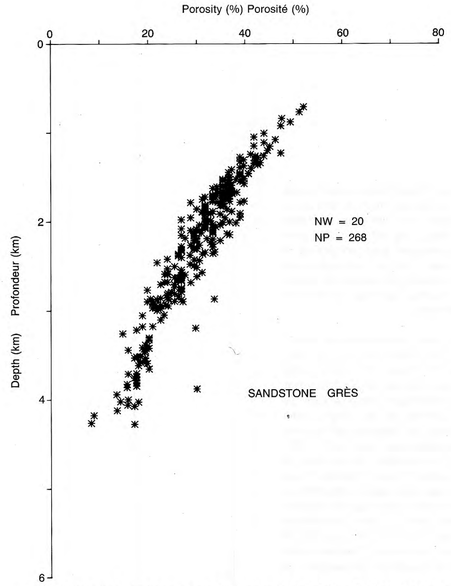
COMPACTION ZONE 3

DOMAINE DE COMPACTION 3



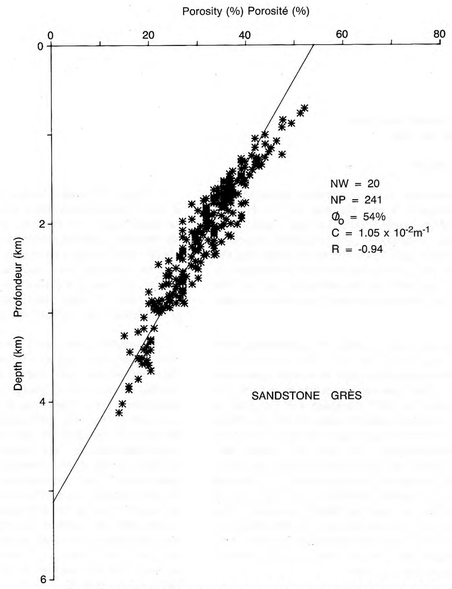
A. Average sandstone sonic transit time versus depth for wells from the inner shelf-outer delta region (zone 3; Fig. 91A) (compare with Fig. 93A).

A. Temps moyen de propagation acoustique dans les grès en fonction de la profondeur dans des puits de la plate-forme continentale interne et du delta externe (domaine 3; fig. 91A) (comparer avec la fig. 93A).



B. Calculated sandstone porosity versus depth for wells from zone 3; Fig. 91A (compare with Fig. 93B).

B. Valeurs calculées de porosité des grès en fonction de la profondeur dans des puits du domaine 3; fig. 91A (comparer avec la fig. 93B).

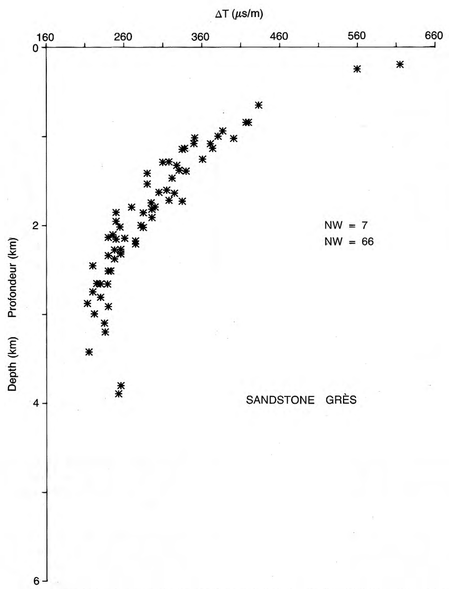


C. Normal sandstone compaction curve for the BMB, calculated by deleting points from overpressure zones in Figure 96B and using equation 2 with the compaction coefficients shown in the figure (see Fig. 93C caption).

C. Courbe de compaction normale des grès du BBM, tracée en éliminant les données des zones de surpression de la figure 96B de même qu'en considérant l'équation 2 et les coefficients de compaction mentionnés sur la figure (voir légende de la fig. 93C).

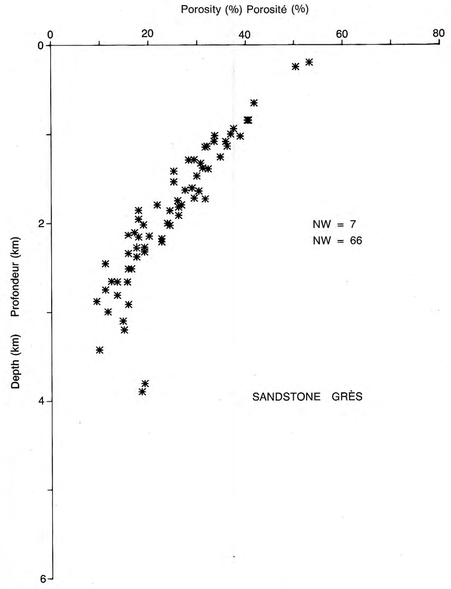
COMPACTION ZONE 4

DOMAINE DE COMPACTION 4



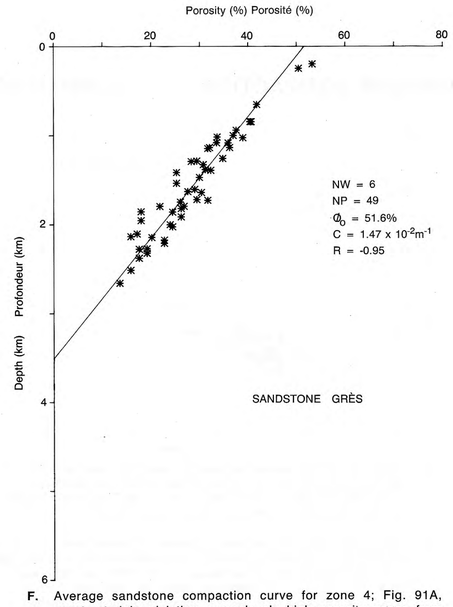
D. Average sandstone transit time versus depth for wells in the main delta region (zone 4; Fig. 91A) (see Fig. 93D caption).

D. Temps moyen de propagation dans les grès en fonction de la profondeur dans des puits du delta principal (domaine 4; fig. 91A) (voir légende de la fig. 93D).



E. Calculated sandstone porosity versus depth for wells from zone 4; Fig. 91A (see Fig. 93E caption).

E. Valeurs calculées de porosité des grès en fonction de la profondeur dans des puits du domaine 4; fig. 91A (voir légende de la fig. 93E).



F. Average sandstone compaction curve for zone 4; Fig. 91A, constructed by deleting anomalously high porosity zones from Figure 96E and using equation 2 with the compaction coefficients shown in the figure (see Fig. 93F caption).

F. Courbe de compaction normale des grès du domaine 4; fig. 91A, tracée en éliminant les données des zones de porosité anormalement élevée de la figure 96E de même qu'en considérant l'équation 2 et les coefficients de compaction mentionnés sur la figure (voir légende de la fig. 93F).

Compiler: Compilateur:
D.R. Issler

FIGURE 96

SUBSIDENCE
(Fig. 97)

D.R. Issler

Figure 97A is a plot of tectonic basement subsidence at the Atigi G-04 (formerly East Reindeer G-04) well location (zone 4), produced using standard backstripping techniques, which correct basement subsidence for sediment compaction and for surface loading by sediment and water, assuming local isostatic compensation (e.g., Steckler and Watts, 1978; Sclater and Christie, 1980; Sawyer, 1985). Tectonic subsidence is bounded by two curves representing corrections for minimum and maximum interpreted paleobathymetry which, in this case, never exceed shelf water depths (<200m). Shale and sandstone ϕ-z data, calculated from Δt values using equation 1 and Figures 91C and 95A, indicate at least 750 m of erosion at Atigi G-04 when compared with the normal compaction curves of Figures 93C and 96C. This amount is attributed to a widespread Late Miocene (pre-Iperk) erosional event. To account for this erosion, backstripping was done in two stages: 1) The present-day section was decompacted at 0 Ma using the present ϕ-z distribution; and 2) the section was restored to its assumed original thickness at 10 Ma and subsequent decompaction was performed using the curves of Figures 93C and 96C. Issler (1987) presents equations for decompacting sediments with ϕ-z relations given by equations 2 and 3.

In Figure 97B, sedimentation rates are calculated using observed thicknesses and decompacted thicknesses (thickness at the time the sediment unit was deposited) and applying absolute ages from the DNAG (Palmer, 1983) timescale. A series of erosional unconformities is evident, the major ones spanning the Upper Albian–lower Cenomanian (top of Arctic Red Formation), most of the Maastrichtian–Lower Paleocene (top of the Smoking Hills Sequence), Eocene (top of the Aklak Sequence) and Upper Oligocene-present (top of Kugmallit Sequence). More work is needed to understand the significance of these multiple erosional events. Shale compaction can only give us information on maximum erosional events so that compaction discontinuities should only appear in strata that have been buried less deeply than underlying eroded strata.

The Upper Albian-lower Cenomanian break is interpreted as the ''break-up unconformity'' (Embry and Dixon, 1991) and marks a major change in subsidence rate (Fig. 97A). Prior to this, rift-stage subsidence is recorded in the Upper Jurassic–Lower Cretaceous sediments. An increase in subsidence rate is recorded during the deposition of the Aklak Sequence, beginning in Paleocene time. The low rates of post-rift subsidence imply that this part of the basin underwent relatively little thermal subsidence following a protracted rifting history.

Figures 97C and 97D show tectonic subsidence and sedimentation rates for the Taglu C-42 well (zone 3). In this region of the basin, subsidence has been more rapid and continuous. Sediment thicknesses were estimated between the top of the Aklak Sequence and the top of Albian sediments (J. Dixon, pers. comm., 1990) because the well only penetrated to near the base of the Taglu Sequence (Lower Eocene). Although sediments are overpressured in the lower part of this well, their ϕ-z relations are close to those of Figures 93C and 97C. The subsidence/sedimentation patterns are consistent, with only minor erosion at this well location. As with the Atigi G-04 well, there appears to be an increase in subsidence rate during the start of Aklak Sequence deposition in the Paleocene.

SUBSIDENCE
(fig. 97)

D.R. Issler

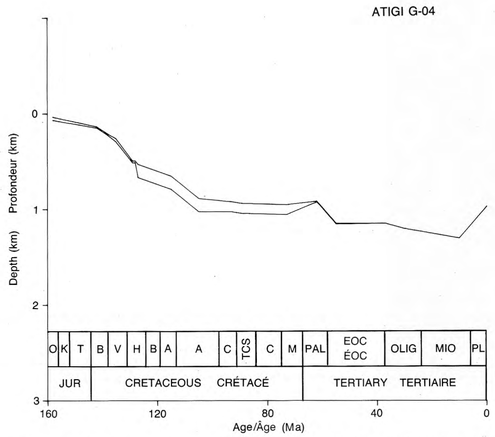
La figure 97A est une représentation de la subsidence tectonique du socle à l'emplacement du puits Atigi G-04 (d'abord appelé le East Reindeer G-04) du domaine 4, produite à l'aide de la méthode classique de l'enlèvement des couches. Selon cette méthode, une correction est apportée à la valeur de subsidence tectonique pour tenir compte de la compaction des matériaux et de la charge de surface (poids des sédiments et de l'eau), en considérant une compensation isostatique locale (p. ex., Steckler et Watts, 1978; Sclater et Christie, 1980; Sawyer, 1985). La subsidence tectonique est délimitée par deux courbes qui constituent les corrections maximale et minimale à apporter aux valeurs de paléobathymétrie lesquelles, dans le cas présent, ne dépassent jamais les profondeurs d'eau de la plate-forme continentale (<200 m). Les valeurs de ϕ et de z des shales et des grès, calculées à partir des données de Δt, à l'aide de l'équation 1 et des figures 91C et 95A, comparées aux courbes de compaction normale des figures 93C et 96C indiquent une érosion d'au moins 750 m au puits Atigi G-04. Cette valeur est attribuée à une importante période d'érosion du Miocène supérieur (antérieure à la séquence d'Iperk). Le calcul de ce taux d'érosion a nécessité l'application en deux étapes de la méthode de l'enlèvement des couches. 1) La section observée aujourd'hui a été reconstituée à l'état non compact pour un temps fixé à 0 Ma, à l'aide de la distribution actuelle de ϕ et de z. 2) Elle a ensuite été reconstituée à son épaisseur originale assumée à 10 Ma et une nouvelle reconstitution à l'état non compact a été faite en utilisant les courbes des figures 93C et 96C. Issler (1987) donne les équations à considérer dans le cas de sédiments à l'état non compact avec les relations entre ϕ et z établies selon les équations 2 et 3.

Les vitesses de sédimentation sont données à la figure 97B et ont été calculées en considérant les valeurs d'épaisseur observées et celles à l'état non compact (immédiatement après le dépôt de l'unité sédimentaire) de même qu'en assignant des âges absolus selon l'échelle chronologique du DNAG (Palmer, 1983). Une série de discordances d'érosion ressortent dont les principales couvrent les intervalles de l'Albien supérieur au Cénomanien inférieur (sommet de la Formation d'Arctic Red), du Maastrichtien (la presque totalité) au Paléocène inférieur (sommet de la séquence de Smoking Hills), de l'Éocène (sommet de la séquence d'Aklak) et de l'Oligocène supérieur à aujourd'hui (sommet de la séquence de Kugmallit). Des travaux supplémentaires sont nécessaires pour comprendre la signification de ces nombreuses épisodes d'érosion. La compaction des shales ne donne des renseignements que sur les périodes d'érosion maximale, ce qui signifie que les discontinuités de compaction ne devraient être observées que dans les strates qui ont été enfouies moins profondément que les unités sous-jacentes érodées.

Le hiatus de l'Albien supérieur au Cénomanien inférieur est considéré comme la «discordance de rupture» (Embry et Dixon, 1991) et marque un changement majeur dans le taux de subsidence (fig. 97A). Avant cet événement, une période de subsidence reliée à un stade de rifting est signalée dans les roches sédimentaires du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur. Une augmentation du taux de subsidence est observée au cours de la sédimentation de la séquence d'Aklak, ayant débuté au Paléocène. Les faibles taux de subsidence enregistrés après le stade de rifting sont l'indication que cette partie du bassin a connu une subsidence thermique relativement faible à la suite d'une très longue période de rifting.

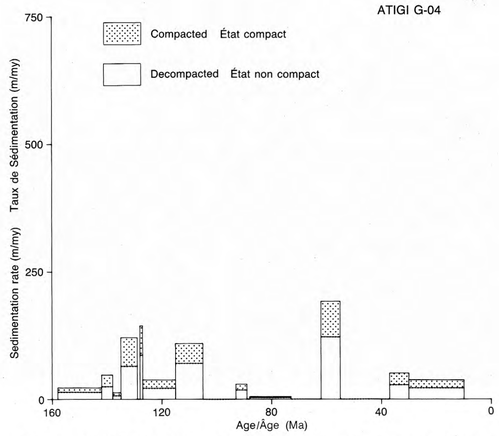
Les figures 97C et 97D présentent la subsidence tectonique et les vitesses de sédimentation observées au puits Taglu C-42 (domaine 3). Dans cette partie du bassin, la subsidence a été plus rapide et continue. L'épaisseur de sédiments a été calculée à partir du sommet de la séquence d'Aklak jusqu'à celui des roches albiennes (J. Dixon, comm. pers., 1990) parce que le forage du puits n'a pas été poursuivi plus loin que près de la base de la séquence de Taglu (Éocène inférieur). Bien que les sédiments soient en conditions de surpression dans la partie inférieure de ce puits, la relation entre ϕ et z s'apparente à celle des figures 93C et 97C. Les courbes de subsidence et de sédimentation sont compatibles et témoignent d'une érosion faible à l'emplacement de ce puits. Tout comme dans le cas du puits Atigi G-04, il semble que le taux de subsidence augmente de facon concomitante avec le début du dépôt de la séquence d'Aklak, au cours du Paléocène.

SUBSIDENCE



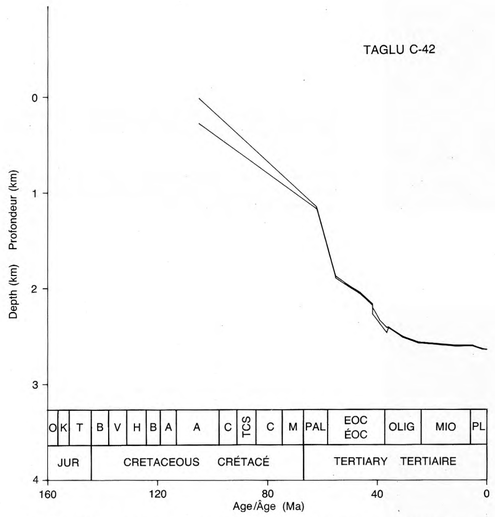
A. Tectonic subsidence curve with minimum and maximum paleobathymetry corrections for the Atigi G–04 well (zone 4; Fig. 91A). Note that at least 750 m of sediment has been eroded since the late Miocene, producing an upward deflection in the subsidence curve.

A. Dans le puits Atigi G–04 (domaine 4; fig. 91A), courbe de subsidence tectonique comprenant les corrections maximales et minimales à apporter aux valeurs de paléobathymétrie. À noter qu'au moins 750 m de sédiments ont été érodés depuis le Miocène supérieur, ce qui est à l'origine de la déflexion vers le haut observés sur la courbe de subsidence.



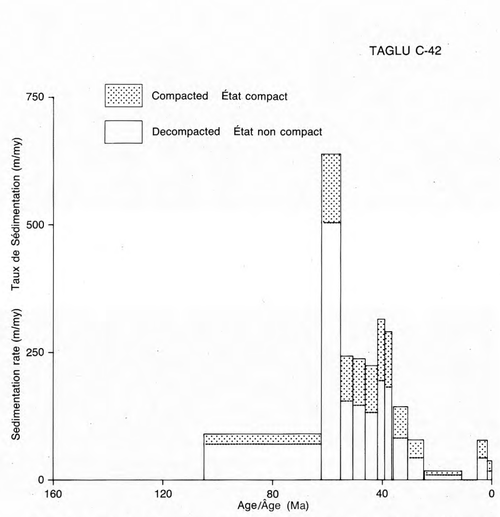
B. Compacted (observed sediment thickness) and decompacted (post-depositional thickness) sedimentation rate versus time. There are a series of unconformities of poorly constrained duration and magnitude. Deposition during the upper Oligocene–late Miocene is inferred from erosion estimates determined using shale compaction data.

B. Taux de sédimentation à l'état compact (épaisseur sédimentaire observée) et non compact (épaisseur immédiatement après la sédimentation) en fonction du temps. Il y a une série de discordances dont la durée et l'importance de l'érosion qu'elles indiquent sont mal définies. La sédimentation de l'Oligocène supérieur au Miocène supérieur a été déduite des estimations du taux d'érosion faites à partir des données de compaction des shales.



C. Tectonic subsidence curve with minimum and maximum paleobathymetry corrections for the Taglu C–42 well (zone 3; Fig. 91A). Sediment thicknesses were estimated for lowermost Eocene (Aklak Sequence) and older strata below drilled depths in order to reconstruct subsidence back to Albian time.

C. Dans le puits Taglu C–42 (domaine 3; fig. 91A), courbe de subsidence tectonique comprenant les corrections minimales et maximales à apporter aux valeurs de paléobathymétrie. L'épaisseur des sédiments de la séquence d'Aklak (base de l'Éocène) et des strates plus vieilles se trouvant à des profondeurs supérieures au forage a été déterminée afin de reconstituer la subsidence jusqu'à l'Albien.



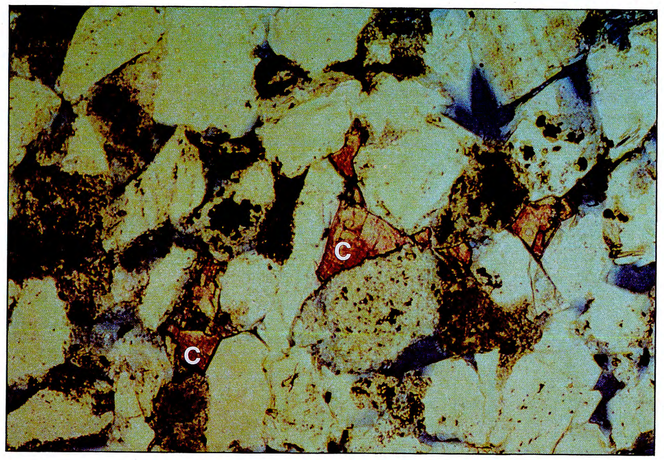
D. Compacted and decompacted sedimentation rate versus time. Erosion was less significant and subsidence and sedimentation rates were much higher in this part of the basin (compare with Fig. 97B).

D. Taux de sédimentation à l'état compact et non compact en fonction du temps. Dans cette partie du bassin, l'érosion a été moindre tandis que la subsidence et la sédimentation ont été beaucoup plus importantes (comparer avec la fig. 97B).

Compiler: Compilateur:
D.R. Issler

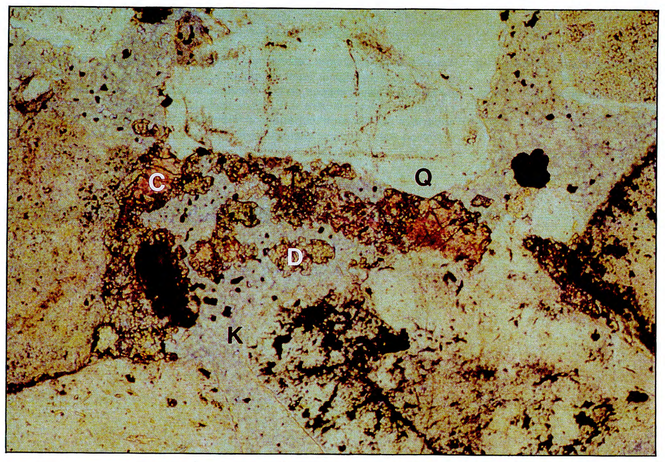
FIGURE 97

PHOTOMICROGRAPHS OF TERTIARY SANDSTONES



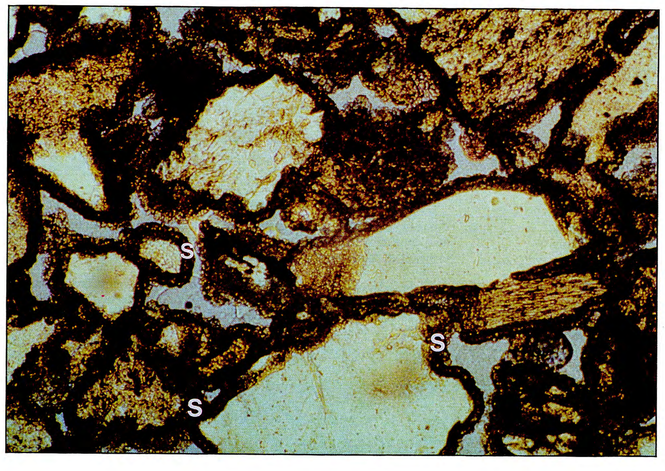
A. Amerk O-09, 3860 m. Taglu Sequence. Secondary porosity created by dissolution of calcite cement (C).

A. Amerk O-09, 3 860 m; séquence de Taglu. Porosité secondaire formée par la dissolution du ciment de calcite (C).



B. Amerk O-09, 4604 m. Taglu Sequence. Cement paragenesis is: quartz overgrowths (Q), dolomite (D), calcite (C), and kaolinite (K).

B. Amerk O-09, 4 604 m; séquence de Taglu. La paragenèse du ciment est le suivante : surcroissances de quartz (Q), dolomite (D), calcite (C) et kaolinite (K).

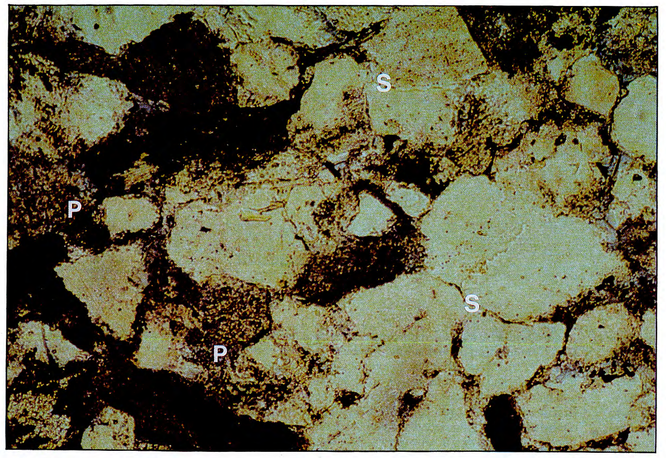


C. Kopanoar M-13, 4050.8-4069.1 m (13290-13350 ft). Submarine fan succession in the Kugmallit Sequence. Eogenetic siderite (S) cement prevented compaction and preserved residual primary porosity.

C. Kopanoar M-13, 4 050,8 à 4 069,1 m (13 290 à 13 350 pi); succession de cône sous-marin dans la séquence de Kugmallit. Le ciment éogénétique de sidérose (S) a empêché la compaction et a permis de ne pas détruire la porosité primaire résiduelle.

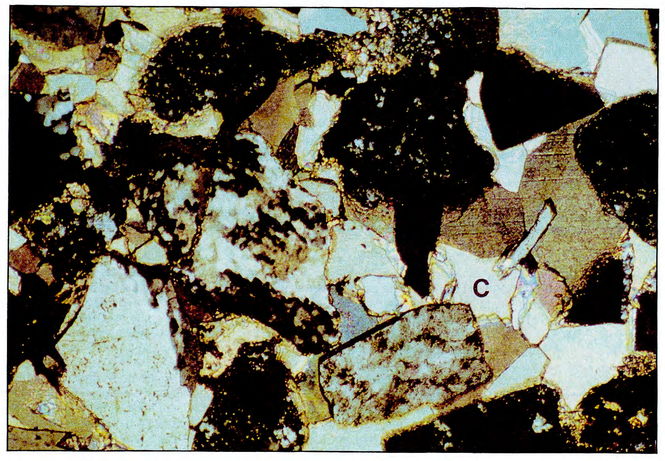
Compiler: Compilateur:
V. Schmidt

PHOTOMICROGRAPHIES DES GRÈS TERTIAIRES



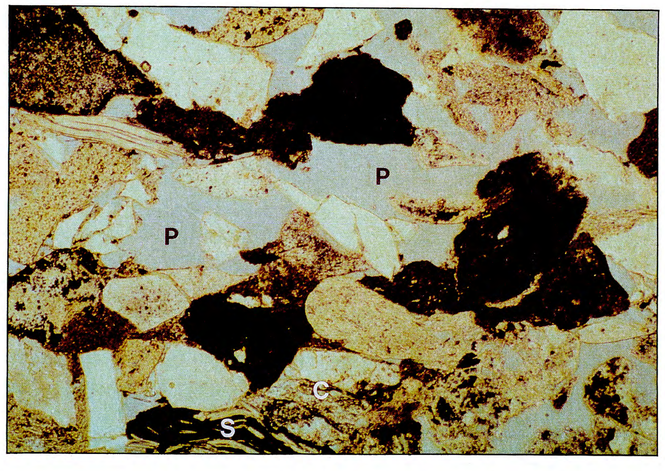
D. Pullen E-17, 548.6-579.1 m (1800-1900 ft). Kugmallit Sequence. Mechanical and chemical compaction (sutured grain margins, S) and the development of some probable secondary porosity (P).

D. Pullen E-17, 548,6 à 579,1 m (1 800 à 1 900 pi); séquence de Kugmallit. Compaction mécanique et chimique (bordure des grains engrenée, S) et formation possible d'une certaine porosité secondaire (P).



E. Ivik J-26, 1307.6-1322.8 m (4290-4340 ft). Kugmallit Sequence. Extensive calcite cement (C) in a litharenite.

E. Ivik J-26, 1 307,6 à 1 322.8 m (4 290 à 4 340 pi); séquence de Kugmallit. Ciment de calcite (C) dominant dans une litharénite.



F. Netserk F-40, 1855.9 m (6089 ft). Kugmallit Sequence. Oversized pores (P) in a litharenite that has undergone compaction (squeezed grains (S) and some sutured contacts (C)) strongly suggests pores are principally secondary in origin.

F. Netserk F-40, 1 855,9 m (6 089 pi); séquence de Kugmallit. La très grande dimension des pores (P) dans une litharénite qui a été compactée (grains compressés - S et quelques contact engrenés - C) suggère que la formation de ces élemonts relève principalement d'un processus secondaire.

FIGURE 98

OIL AND GAS DISCOVERIES

DÉCOUVERTE DE PÉTROLE ET DE GAZ

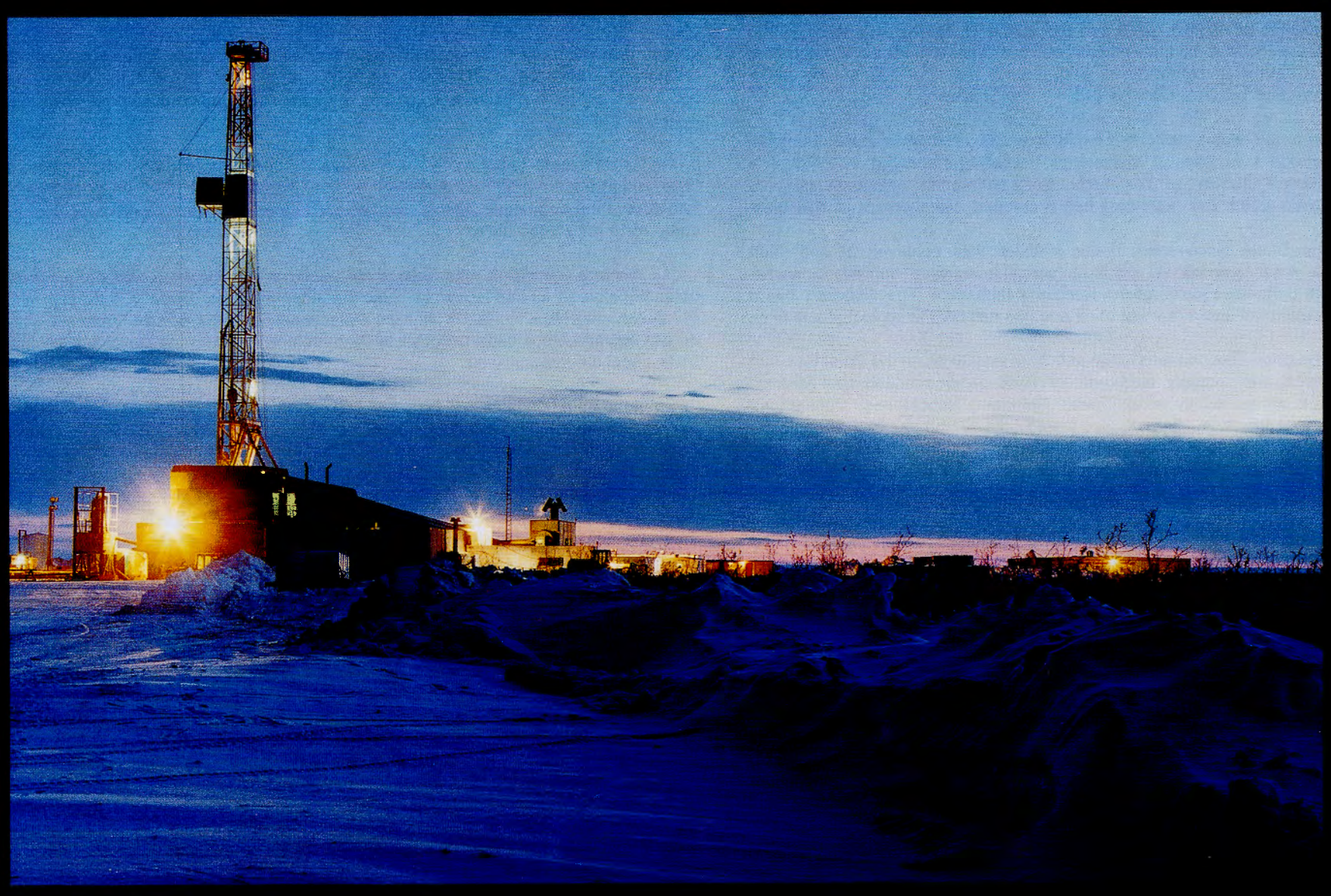


Photo: Shell Canada Limited

OIL AND GAS DISCOVERIES
(Figs 99 to 108)

G.R. Morrell

Drilling for oil and gas in the Mackenzie Delta and adjacent Tuktoyaktuk Peninsula began in 1969 with onshore drilling peaking in the mid-seventies. Major finds included the large gas fields at Parsons Lake and Taglu, both discovered as a result of wells spudded in 1971. Parsons Lake field is in Lower Cretaceous sandstones of the Parsons Group flanking the Eskimo Lakes Arch. Taglu field is in younger Eocene sandstones of the Reindeer Sequence which form part of the Tertiary fill of the Beaufort–Mackenzie Basin.

Significant oil pools proved elusive onshore despite initial success at Atkinson Point (1969) and the late seventies saw a switch in exploration to the offshore Mackenzie Delta and Beaufort Sea. Drilling targets have typically been large structural traps involving deltaic sandstone reservoirs of Paleocene to Oligocene age. Conditions for hydrocarbon generation, migration and entrapment appear to be favourable in most of these sequences.

Drilling the offshore depocentre of the Paleogene deltas was rewarded with several discoveries, principally in sandstones of the Oligocene Kugmallit Sequence. The prospective area for this play extends from the coastal fringe of Richards Island to the shelf edge in water depths that increase gradually to over 100 m. Exploration has been constrained by the brief open-water seasons and the availability of drilling systems that can withstand the severe stresses caused by ice. In shallow water, the use of artificial islands of various types was pioneered by Esso Resources Canada Ltd.. Farther offshore, most wells were drilled from drillships of the Canmar fleet, later superseded by a variety of hybrid berm and caisson systems and an ice-robust floating unit developed by Gulf Canada Ltd. — the "Kulluk".

Dome Petroleum Ltd. was a persistent explorer of the distal parts of the Kugmallit Sequence and made a number of discoveries, including Kopanoar in 1976. The generally indifferent quality of the turbiditic sandstones encountered was disappointing. Deep water and high cost has prohibited development of this play.

Inshore of the Dome discoveries, major success was achieved by the 1984 discovery of the Amauligak oilfield by Gulf, which followed a number of earlier discoveries in the delta-front facies of the Kugmallit Sequence. The discovery has a large associated gas pool and a mixture of oil and gas has proved typical of this play.

The western Beaufort Sea contains large anticlinal structures — the West Beaufort Fold Belt — which are sparsely explored. In 1985, Amoco drilled the Adlartok structure and discovered oil in Aklak (lower Reindeer) sandstones. Subsequent drilling of the parallel structure, Kingark, also tested both oil and gas from sandstones correlatable to those bearing hydrocarbons at Adlartok. Reindeer sandstones have also yielded further discoveries onshore: in 1985 drilling at Tuk, on the flank of the Eskimo Lakes Arch, proved heavy oil and gas in Reindeer sandstones at shallow depths.

Although frontier exploration in the late eighties was greatly curtailed by the low price of oil and industry re-structuring, activity in the Beaufort–Mackenzie Basin has continued, albeit at a relatively low level. Drilling in the shallow waters just north of Richards Island by Esso resulted in two oil and gas discoveries at Nipterk (P-32) and South Isserk (1989). In 1990, Shell returned to a previously drilled structure, Unipkat, in the central delta. Drilling updip from the old well (dry and abandoned), the company tested a significant oil pool, also in Reindeer sandstones.

Despite the remote nature of this region exploration companies have drilled 183 exploratory wells and made 53 discoveries. An additional 64 wells have been drilled to delineate these discoveries. A significant inventory of onshore and shallow offshore gas discoveries continues to promise eventual exploitation but must await a commitment to build a pipeline to southern markets. Most oil discoveries are offshore and costly to develop relative to onshore fields. Potential for further onshore oil discoveries (as well as gas) is high, as future exploration in the Delta and along the Tuktoyaktuk Peninsula will likely prove.

DÉCOUVERTES DE PÉTROLE ET DE GAZ
(fig. 99 à 108)

G.R. Morrell

Dans la région du delta de Mackenzie et de la péninsule adjacente de Tuktoyaktuk, les forages pour le pétrole et le gaz ont débuté en 1969 avec une apogée, quant au nombre de forages à terre, au milieu des années soixante-dix. Les découvertes majeures incluent les grands champs gazéifères de Parsons Lake et Taglu, découverts grâce à deux puits forés en 1971. Le champ Parsons Lake se trouve dans les grès du Crétacé inférieur du Groupe de Parsons situés sur les flancs de l'arche d'Eskimo Lakes. Le champ Taglu est situé dans les grès plus jeunes de la séquence éocène de Reindeer qui fait partie du remplissage tertiaire du bassin de Beaufort–Mackenzie.

L'existence de gisements significatifs de pétrole sur la côte est demeurée théorique malgré les succès initiaux à Atkinson Point (1969). Les années soixante-dix ont vu le transfert de la prospection pour le pétrole vers les secteurs extracôtiers du delta du Mackenzie et la mer de Beaufort. Le but des forages a généralement été de grandes structures formées dans des grès deltaïques d'âge paléocène à oligocène. Les conditions pour la formation, la migration et le piégeage d'hydrocarbures semblent avoir été favorables pour la majorité de ces séquences.

Les forages dans les dépocentres extracôtiers des deltas du Paléogène ont été recompensés par plusieurs découvertes, principalement dans les grès de la séquence oligocène de Kugmallit. La région prometteuse pour cette zone d'hydrocarbures s'étend de la bordure côtière de l'île Richards jusqu'à la limite de la plate-forme continentale, la où la profondeur d'eau augmente progressivement jusqu'à 100 m. La prospection pétrolière est restreinte par la courte durée des saisons navigables et part la disponibilité des systèmes de forage qui peuvent supporter les contraintes exercées par les glaces. Esso Ressources Canada Ltée à été la première a utiliser des îles artificielles de divers types en eau peu profonde. Plus au large des côtes, la majorité des forages ont été effectués à partir de bateaux de forage appartenant à la flotte de CANMAR et, par le suite, par une variété de systèmes hybrides à berme et a caisson et par une unité résistante aux glaces développée par Gulf Canada Ltd. — «The Kulluk».

Dome Petroleum Ltd a été un explorateur persévérant des régions éloignées de la séquence de Kugmallit et a fait nombre de découvertes, dont Kopanoar en 1976. En général, la qualité des grès de turbidites a été décevante. Les eaux profondes et les coûts élevés ont empêché la mise de valeur de cette zone d'hydrocarbures.

Le champs pétrolifère Amauligak a été découvert par Gulf en 1984 dans une région plus près des côtes par rapport aux découvertes faites précédemment par Dome. Ce succès majeur suit un nombre de découvertes dans les faciès de front deltaïque de la séquence de Kugmallit. Un important gisement de gaz est associé à cette découverte de pétrole et un mélange de gaz et de pétrole est typique de cette zone d'hydrocarbures.

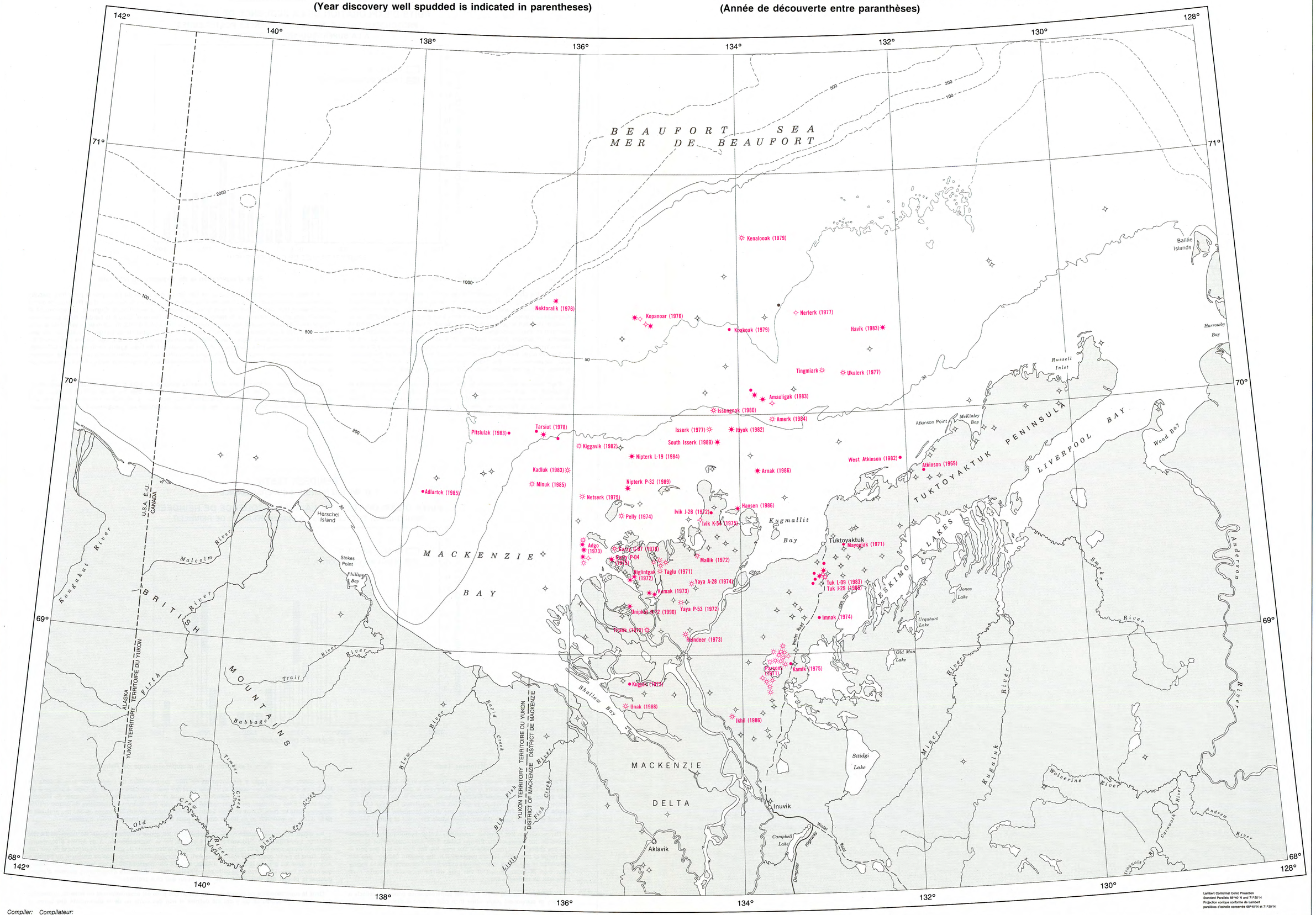
La partie ouest de la mer de Beaufort est constituée de grandes structures anticlinales — la zone de plissement de Beaufort Ouest — et a été très peu explorée. En 1985, Amoco a foré la structure Adlartok et a fait la découverte de pétrole dans les grès d'Aklak (Reindeer inférieur). Le forage subséquent dans la structure parallèle de Kingark a aussi relevé la présence de pétrole et de gaz dans des grès équivalents à ceux d'Adlartok. Des découvertes ont aussi été faites dans les régions côtières dans les grès de Reindeer; en 1985, les forages peu pronfonds à Tuk, sur les flancs de l'arche d'Eskimo Lakes, ont prouvé la présence de pétrole lourd et de gaz dans les grès de Reindeer.

Bien que les prix du pétrole et la réorganisation de l'industrie aient grandement ralenti la prospection des régions pionnières vers la fin des années quatre-vingts, l'activité dans le bassin de Beaufort–Mackenzie s'est néanmoins poursuivie même si ce n'est qu'à un très bas niveau. Les forages en eaux peu profondes au nord de l'île Richards ont produit deux découvertes de pétrole et de gaz à Nipterk (P-32) et à South Isserk (1989). En 1990, Shell est retourné à la structure déjà forée d'Uniptak dans la partie centrale du delta. Le forage en amont pendage du puits précédent (sec et abandonné) a révélé la présence d'un réservoir significatif de pétrole, à nouveau dans les grès de Reindeer.

Malgré l'éloignement de cette région, les compagnies pétrolières ont foré 183 puits de prospection et ont fait 53 découvertes. Soixante-quatre puits additionnels ont été forés dans le but de délimiter ces découvertes. L'importance des ressources découvertes en gaz à terre et en eaux peu profondes est garante d'une exploitation future qui dépend toutefois d'un engagement à construire un gazoduc vers les marchés du sud. La majorité des découvertes de pétrole sont situées au large des côtes et coûtent plus chères à mettre en valeur que les champs côtiers. Le potentiel pour de futures découvertes de pétrole et de gaz à terre est élevé, comme saura le prouver dans l'avenir la prospection dans le delta et le long de la péninsule Tuktoyaktuk.

SIGNIFICANT OIL/GAS DISCOVERIES
(Year discovery well spudded is indicated in parentheses)

DÉCOUVERTES SIGNIFICATIVES DE PÉTROLE ET GAZ
(Année de découverte entre paranthèses)



Compiler: Compilateur:
G.R. Morrell

Lambert Conformal Conic Projection
Standard Parallels 68°40'N and 71°20'N
Projection conique conforme de Lambert
parallèles d'échelle conservée 68°40'N et 71°20'N

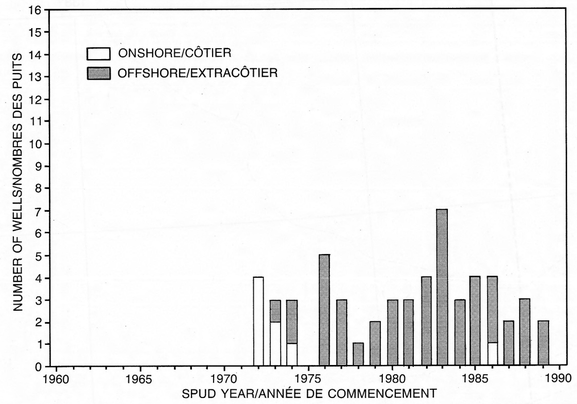
kilometres 10 0 10 20 30 kilomètres

1:1 000 000

FIGURE 99

KUGMALLIT TESTS
T.D. IN POST-REINDEER SEQUENCES

PUITS D'EXPLORATION DE LA SÉQUENCE DE KUGMALLIT
PROFONDEUR TOTALE DANS LES SÉQUENCES POSTÉRIEURES À LA SUPERSÉQUENCE DE REINDEER



Kugmallit Tests

Drilling the offshore depocentre areas of the Paleogene deltas has been rewarded with significant discoveries in sandstones of the Kugmallit and Richards sequences and, more distally, in the deep-water sandstones of the Kugmallit Sequence. The play area extends from the coastal fringe of Richards Island to the shelf edge, in water depths which increase from the nominal to over 100 m. Play development has been constrained by the availability and expense of suitable drilling systems. In shallow water, artificial islands of various types, pioneered by Esso Canada Resources Ltd., have been the norm. Further offshore, most wells have been drilled from drillships of the Canmar fleet, supplemented in the 1980s by a variety of hybrid berm and caisson systems and an ice-robust floating unit developed by Gulf, the ''Kulluk''.

Major success was achieved by the 1984 discovery of a large oilfield at Amauligak by Gulf, which followed a number of earlier discoveries in the delta-front facies of the Kugmallit Sequence. The persistence of Dome Petroleum Ltd. in the deeper water was rewarded by six discoveries of which the most significant is probably Kopanoar.

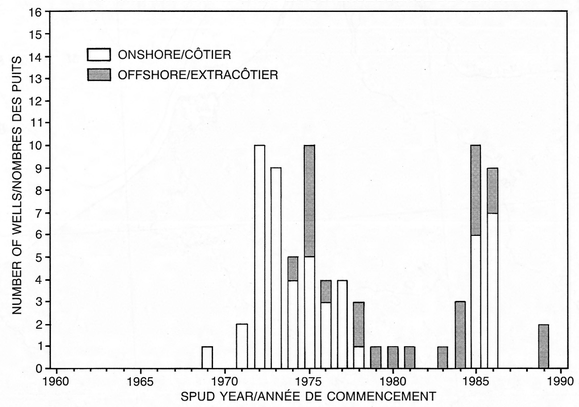
Puits d'exploration la de séquence de Kugmallit

Le forage dans les zones extracôtières de dépocentre des deltas du Paléogène a porté fruit, puisque d'importantes découvertes ont été faites dans les grès des séquences de Kugmallit et de Richards, de même qu'en position plus distale, dans les grès d'eau profonde de la séquence de Kugmallit. Le territoire de la zone d'hydrocarbures s'étend de la frange côtière de l'île Richards jusqu'à la bordure de la plate-forme continentale, les profondeurs d'eau variant de presque rien à plus de 100 m. La mise en valeur de la zone d'hydrocarbures a été freinée par la disponibilité et le coût d'appareils de forage adéquats. En eau peu profonde, ce sont les divers types d'îles artificielles conçues par l'Esso Ressources Canada Ltée qui ont été généralement utilisées. Plus au large, la plupart des puits ont été forés à partir de navires de la CANMAR. Dans les années quatre-vingts, cette compagnie a complété ses équipements par une variété de systèmes hybrides à berme et à caisson et par une unité flottante résistante aux glaces appelée «Kulluk» et conçue par la Gulf.

De bons résultats ont été obtenus en 1984 avec la découverte du grand champ de pétrole Amauligak par la Gulf, laquelle faisait suite à un certain nombre de découvertes dans les faciès de front deltaïque de la séquence de Kugmallit. La ténacité de la Dome Petroleum Ltd. à poursuivre l'exploration en eau plus profonde s'est soldée par six découvertes dont la plus importante est probablement celle de Kopanoar.

REINDEER TESTS
T.D. WITHIN REINDEER SUPERSEQUENCE

PUITS D'EXPLORATION DE LA SUPERSÉQUENCE DE REINDEER
PROFONDEUR TOTALE DANS LA SUPERSÉQUENCE DE REINDEER



Reindeer Tests

Taglu gas field was discovered in 1981, very early in the exploration of the Mackenzie Delta. Subsequent drilling for reservoirs in the Taglu sandstones, near the top of the Reindeer Supersequence, resulted in ten additional but smaller discoveries, principally of gas but with significant reserves of oil at Kumak and Adgo. The latter discovery was drilled in shallow water from an artificial island and lies in coastal waters within the chain of barrier islands.

The recognition that Reindeer sandstones contain hydrocarbons at shallow depths on the flanks of the Eskimo Lakes Arch near Tuktoyaktuk spurred onshore drilling in the mid-1980s in this area: the Tuk J-29 oil and gas pool is one result of this effort. Recent exploration in the western Beaufort Sea has discovered oil at Adlartok in sandstones of the Aklak Sequence, in rocks slightly older than at Taglu. Pursuit of this play will be expensive because most prospects lie in deep water.

The pattern of drilling in the Reindeer Supersequence principally reflects a diversity of component plays rather than cost or land availability.

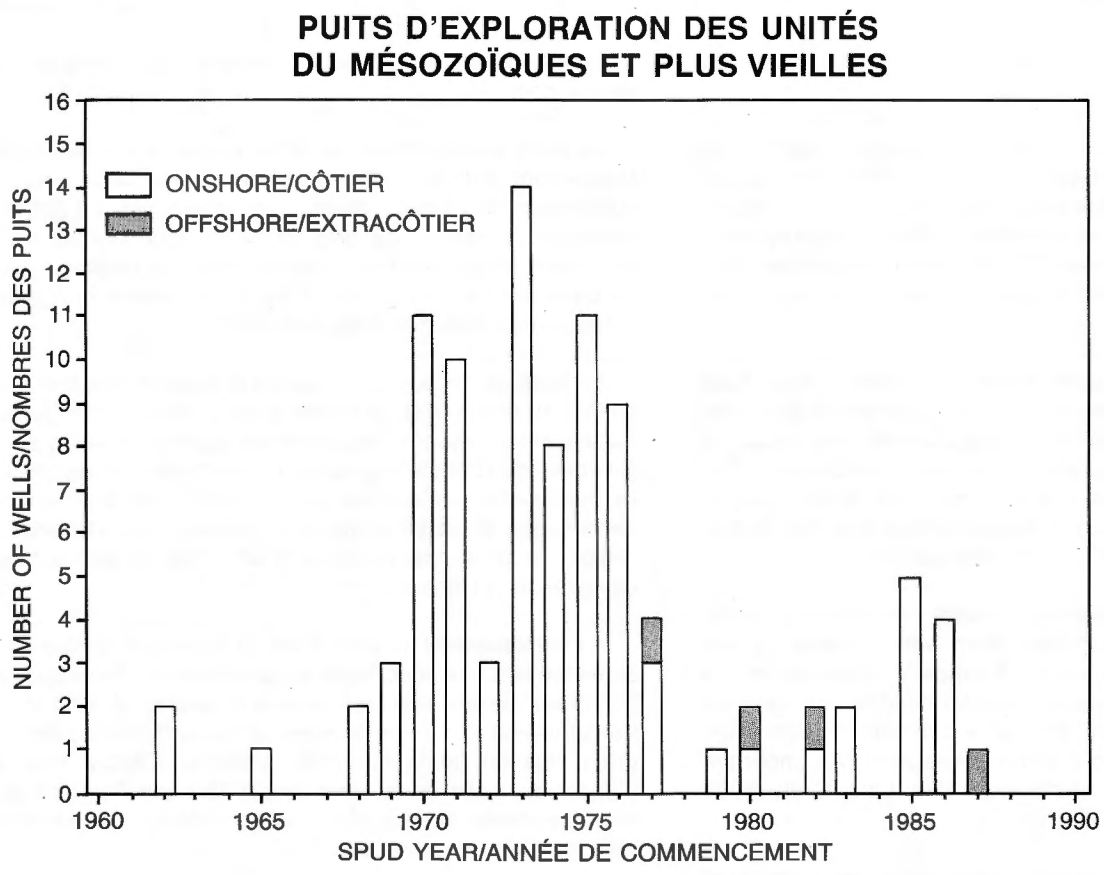
Puits d'exploration de la superséquence de Reindeer

Le champ de gaz Taglu a été découvert en 1981, au tout début de l'exploration dans le delta du Mackenzie. Par la suite, les forages ayant pour cible des resérvoirs dans les grès de Taglu, à proximité du sommet de la superséquence de Reindeer, ont mené à 10 nouvelles découvertes, mais de moindre importance. Elles consistent principalement en du gaz, mais des réserves intéressantes de pétrole ont été signalées dans les puits Kumak et Adgo. La dernière découverte découle de forages en eau peu profonde à partir d'une île artificielle et se trouve dans les eaux côtières du chapelet d'îles barrières.

Au milieu des années quatre-vingts, le forage dans les zones continentales sur les flancs de l'arche d'Eskimo Lakes (près de Tuktoyaktuk) a été stimulé par la reconnaissance, à de faibles profondeurs, d'hydrocarbures dans les grès de Reindeer. Il en résulte la découverte du gisement de pétrole et de gaz Tuk J-29. Dans la partie ouest de la mer de Beaufort, l'exploration récente a permis de découvrir du pétrole à Adlartok, dans les grès de la séquence d'Aklak, laquelle est constituée de roches légèrement plus vieilles que celles à Taglu. L'exploration de cette zone d'hydrocarbures nécessitera d'importantes sommes d'argent puisque la plupart des sites d'intérêt se trouvent en eau plus profonde.

Dans la superséquence de Reindeer, la répartition des puits est essentiellement un reflet de la diversité des zones d'hydrocarbures qui y ont été définies et non des coûts ou de la disponibilité des terres.

FIGURE 100



Mesozoic and Older Tests

The discovery of gas at Parsons Lake in 1971 by Gulf precipitated drilling for Cretaceous and older targets along the flanks of the Eskimo Lakes Arch and in the south Mackenzie Delta. Both oil and gas were subsequently discovered in significant quantities with the better fields in Lower Cretaceous sandstones of the Parsons Group (Tuk M-09 and Kugpik O-13) and the Atkinson Point Formation (Atkinson H-25). Later discoveries have been modest in comparison with Parsons Lake however, and drilling activity subsided sharply after 1977, although this may reflect the diversion of attention to the offshore rather than any real paucity of onshore prospects.

The offshore continuation of the Eskimo Lakes Arch remains sparsely drilled despite encouragement at West Atkinson L-17 which recovered oil from Paleozoic carbonates. Exploration in the south Mackenzie Delta is a major challenge to seismic acquisition and interpretation but the prospects for additional pools in both Mesozoic and Paleozoic reservoirs remains good.

Puits d'exploration des unités du Mésozoïque et plus vieilles

En 1971, la compagnie Gulf découvrait du gaz dans la région du lac Parsons, ce qui a précipité le forage ciblant les couches crétacées et plus vieilles, présentes le long des flancs de l'arche d'Eskimo Lakes et dans la partie sud du delta du Mackenzie. C'est ainsi que de bonnes quantités de pétrole et de gaz ont été découvertes. Les champs les plus importants s'observent dans les grès du Crétacé inférieur du Groupe de Parsons (Tuk M-09 et Kugpik O-13) et de la Formation d'Atkinson Point (Atkinson H-25). Les découvertes subséquentes ont été plus modestes que celle du lac Parsons et les travaux de forage ont connu un déclin rapide après 1977. Cependant, il faut noter que ce phénomène s'expliquerait plutôt par l'attrait grandissant pour l'exploration extracôtière que par une véritable pauvreté des sites d'intérêt de la zone continentale.

Le prolongement de l'arche d'Eskimo Lakes dans la zone extracôtière n'a toujours pas fait l'objet de nombreux forages, malgré la stimulation qu'a pu susciter la récupération de pétrole à partir de roches carbonatées paléozoïques dans le puits West Atkinson L-17. L'exploration dans la partie sud du delta du Mackenzie constitue un véritable défi pour ce qui est de l'acquisition des données sismiques et de leur interprétation, mais les chances de découverte de nouveaux gisements demeurent bonnes, tant dans des réservoirs du Mésozoïque que du Paléozoïque.

FIGURE 100 (Cont'd.)

ATKINSON POINT OIL DISCOVERY
(Fig. 101)

G.R. Morrell

The Atkinson Point Field is situated on the Tuktoyaktuk Peninsula, 56 km northeast of the town of Tuktoyaktuk.

Spudded in December 1969, IOE Atkinson H-25 was the first well in the Beaufort–Mackenzie Basin to recover a significant flow of hydrocarbons. Oil was produced from an onlapping Lower Cretaceous (Barremian–lower Aptian) succession consisting of interbedded sandstone and conglomerates, subsequently described as the Atkinson Point Formation (Dixon, 1979). The reservoir has good porosity and permeability and contains a medium-gravity sweet crude, which has an extremely low pour point (-48°C).

The discovery well tested a structural closure within the Eskimo Lakes Fault Zone. The structure is bounded to the northwest by a normal fault which drops the adjacent block some 250 m to juxtapose Upper Cretaceous shales and siltstones against the reservoir. Fault movement postdated reservoir deposition. The reservoir itself dips gently to the southeast into a shallow syncline before rising to a zero edge 3 km southeast of the H-25 location. A stratigraphic trap in this area is a possibility that needs to be demonstrated by field delineation.

The Atkinson Point Formation at H-25 overlies a major unconformity above Paleozoic (?Cambrian) or Proterozoic quartzites from which many of the conglomerate clasts are derived. A sequence boundary representing a transgressive event marks the top of the formation and the base of finer grained sediments of the Arctic Red Formation (Albian). The latter overlaps the zero edge of the Atkinson Point toward the crest of the Eskimo Lakes Arch. An important truncating unconformity separates Albian strata from the Late Cretaceous Smoking Hills Formation.

The reservoir occurs in the basal conglomerate–sandstone facies, interpreted as fan-delta deposits, and in succeeding massive, fine to medium grained sandstones (facies A) that represent deposition in shallow-marine conditions (Dixon, 1979). The very fine grained, argillaceous sandstone and siltstone that make up facies B, the highest unit of the Atkinson Point Formation, are not considered to be reservoir rocks.

The Atkinson well has an indicated gross reservoir interval of 77 m, of which 42 m are oil-bearing. The top of the reservoir facies is at 1726 m with the oil/water contact estimated at 1769 m (-1760 m).

Four drillstem tests were run in the Lower Cretaceous reservoir. Drill-stem test #1, 1737.4 m to 1755.6 m, flowed oil to surface in 6 minutes at a rate of 190 to 445 m^3 per day. Drill-stem tests #2 and #3 recovered water from near the base of the reservoir. Drill-stem test #4, a straddle test across the oil/water contact, recovered oil and 122 m of muddy water. Of 16 cores taken in this well 8 were in the Lower Cretaceous reservoir zone. The reservoir zone was cored continuously from 1742 to 1803 m.

Core analysis indicates an average porosity of 20%. Permeability values in this well are exceptional. Some are in excess of 10 000 MD with the maximum reaching 24 500 MD. Conglomerates with the larger pore sizes have the highest values. Pyrite and calcite cement and interstitial clay are present, but do not adversely affect the permeability to any great extent. Log interpretation of porosity is influenced by the presence of considerable amounts of pyrite, which tend to depress apparent log porosity.

Atkinson oils were derived from organic-rich shales of the Upper Cretaceous Smoking Hills Formation, which are in contact with the reservoir across the northwestern bounding fault of the field. Generally speaking, the downcutting by the unconformity at the base of the Smoking Hills Formation, in addition to cross-fault juxtaposition, make the charging of older reservoirs by this excellent oil source rock a likely occurrence along the flank of the Eskimo Lakes Arch. Unfortunately, the extent of good potential reservoir facies in the Atkinson Point Formation is limited thereby curtailing the potential of this play.

DÉCOUVERTE DE PÉTROLE ATKINSON POINT
(fig. 101)

G.R. Morrell

Le champ Atkinson Point est situé sur la péninsule Tuktoyaktuk, à 56 km au nord-est de la ville du même nom.

Le puits Atkinson H-25 de l'IOE, entrepris en décembre 1969, était le premier du bassin de Beaufort–Mackenzie dont le débit en hydrocarbures était assez important. Du pétrole a été récupéré d'une succession du Crétacé inférieur (du Barrémien à l'Aptien inférieur) formant un biseau d'aggradation et composée d'interlits de grès et de conglomérat. Cette unité a été ultérieurement décrite comme la Formation d'Atkinson Point (Dixon, 1979). Le réservoir possède de bonnes caractéristiques de porosité et de perméabilité en plus de contenir un pétrole brut peu sulfureux de densité moyenne, dont le point d'écoulement est très bas, soit -48°C.

Le puits de découverte a permis d'explorer une fermeture structurale dans la zone de failles d'Eskimo Lakes. Au nord-ouest, la frontière de la structure est formée par une faille normale qui est à l'origine de l'affaissement du bloc adjacent sur quelque 250 m, ce qui juxtapose au réservoir des shales et des siltstones du Crétacé supérieur. Le jeu de la faille est postérieur à la sédimentation des roches resérvoirs. Le réservoir est caractérisé par un pendage faible vers le sud-est et forme un synclinal peu profond avant de remonter et de se terminer en biseau à une distance de 3 km au sud-est du puits H-25. Dans cette région, la présence possible d'un piège stratigraphique doit être déterminée par les forages de délimitation du champ.

À l'emplacement du puits H-25, la Formation d'Atkinson Point repose sur une discordance majeure qui constitue la limite supérieure de quartzites du Paléozoïque (? Cambrien) ou du Protérozoïque, source de nombreux clastes observés dans le conglomérat. Une limite de séquence marquant la fin d'un épisode de transgression constitute le sommet de la formation de même que la base des roches sédimentaires à grain plus fin de la formation albienne d'Arctic Red. Les roches d'Arctic Red débordent la limite d'épaisseur nulle de la Formatino d'Atkinson Point en direction de la crête de l'arche d'Eskimo Lakes. Une importante discordance d'érosion sépare les strates albiennes de celles de la Formation de Smoking Hills du Crétacé supérieur.

Les unités réservoir sont observées dans le faciès basal à conglomérat et à grès, considéré comme un dépôt de cône deltaïque, ainsi que dans l'unité massive suivante (sous-faciès A), composée de grès à grain fin à moyen typiques d'une sédimentation en milieu marin peu profond (Dixon, 1979). Quant aux lithologies à grain très fin (grès argileux et siltstone) qui constituent le sous-faciès B (unité sommitale de la Formation d'Atkinson Point), elles ne sont pas considérées comme des roches réservoirs.

Dans puits Atkinson, l'intervalle réservoir s'étend sur à peu près 77 m dont 42 m sont pétrolifères. Le sommet du faciès réservoir se trouve à 1 726 m de profondeur et le contact pétrole-eau, à environ 1 769 m (-1 760 m).

Quatre essais aux tiges ont été effectués dans le réservoir du Crétacé inférieur. Le premier (#1) visait l'intervalle compris entre 1 737,4 m et 1 755,6 m de profondeur et il a fallu 6 minutes pour que le pétrole atteigne la surface à un débit de 190 à 445 m^3/d. Les essais #2 et #3 ont récupéré de l'eau à partir d'un niveau proche de la base du réservoir. Quant à l'essai #4 traversant le contact pétrole-eau, il a permis d'extraire du pétrole mais aussi de l'eau boueuse sur 122 m. Huit des seize carottes prélevées dans ce puits étaient des échantillons de la zone de roches réservoirs du Crétacé inférieur. La zone a été carottée sans interruption entre les niveaux 1 742 m et 1 803 m.

Selon l'analyse des carottes, la porosité moyenne est de 20 %. Dans ce puits, les valeurs de perméabilité sont exceptionnelles et quelques-unes d'entre elles sont supérieures à 10 000 MD; le maximum mesuré atteint 24 500 MD. Les valeurs maximales ont été enregistrées dans les conglomérats aux pores les plus grands. Un ciment de pyrite et de calcite de même que de l'argile interstitielle sont observés mais n'agissent pas négativement de façon importante sur la perméabilité. L'interprétation des diagraphies de porosité doit tenir compte de la présence de bonnes quantités de pyrite, ce qui tend à diminuer la valeur apparente de cette variable sur les diagraphies.

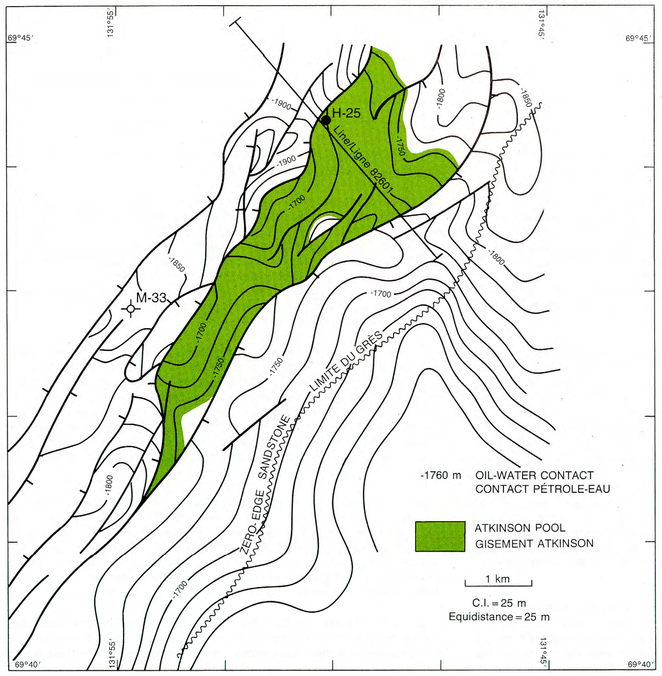
Les pétroles du champ Atkinson Point ont été dérivés des shales riches en matière organique de la Formation de Smoking Hills du Crétacé supérieur, qui ont été mis en contact avec les unités réservoirs par l'entremise de la faille formant la frontière nord-ouest du champ. En général, le creusement vers le bas au niveau de la discordance à la base de la Formation de Smoking Hills, associé à la juxtaposition des roches mères et des roches réservoirs de part et d'autre de la faille, rend vraisemblable la migration du pétrole à partir de cette excellente roche mère vers des roches réservoirs plus vieilles, le long du flanc de l'arche d'Eskimo Lakes. Malheureusement, dans la Formation d'Atkinson Point, la continuité des faciès considérés comme de bons réservoirs est limitée, restreignant ainsi le potentiel de cette zone d'hydrocarbures.

ATKINSON POINT OIL DISCOVERY

DÉCOUVERTE DE PÉTROLE D'ATKINSON POINT

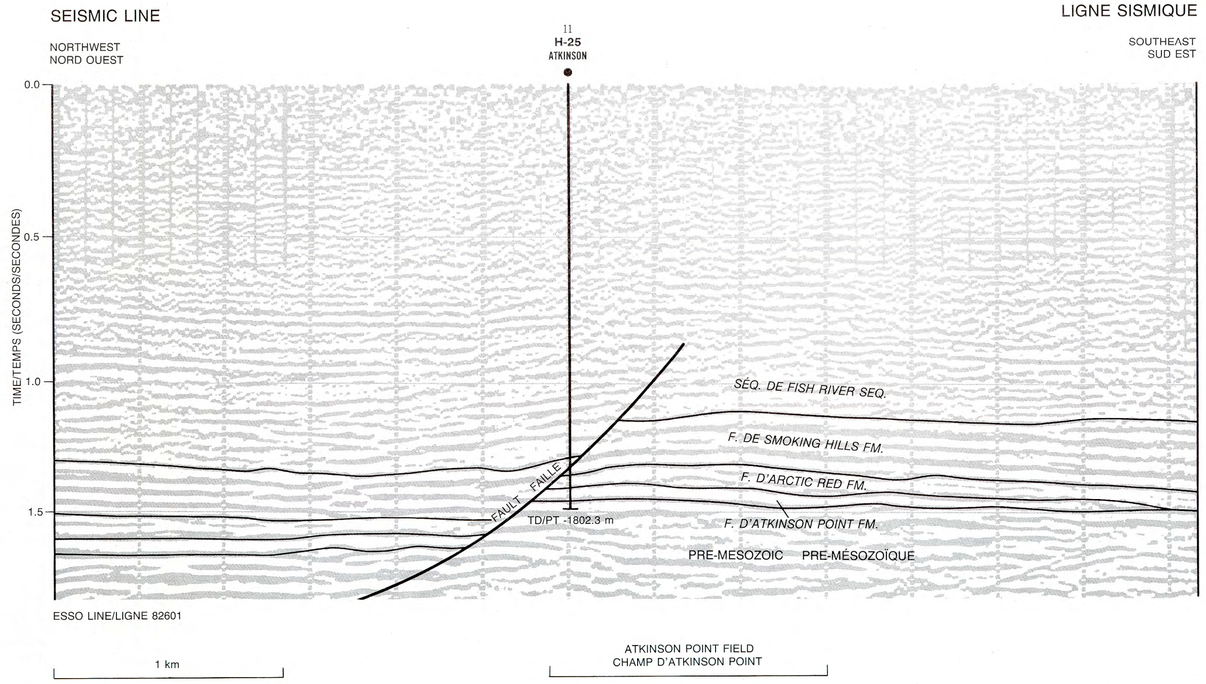
DEPTH STRUCTURE
NEAR TOP OF THE
ATKINSON SANDSTONE

CARTE D'ISOBATHES D'UN
NIVEAU SITUÉ
PRES DU SOMMET
DES GRÈS D'ATKINSON POINT



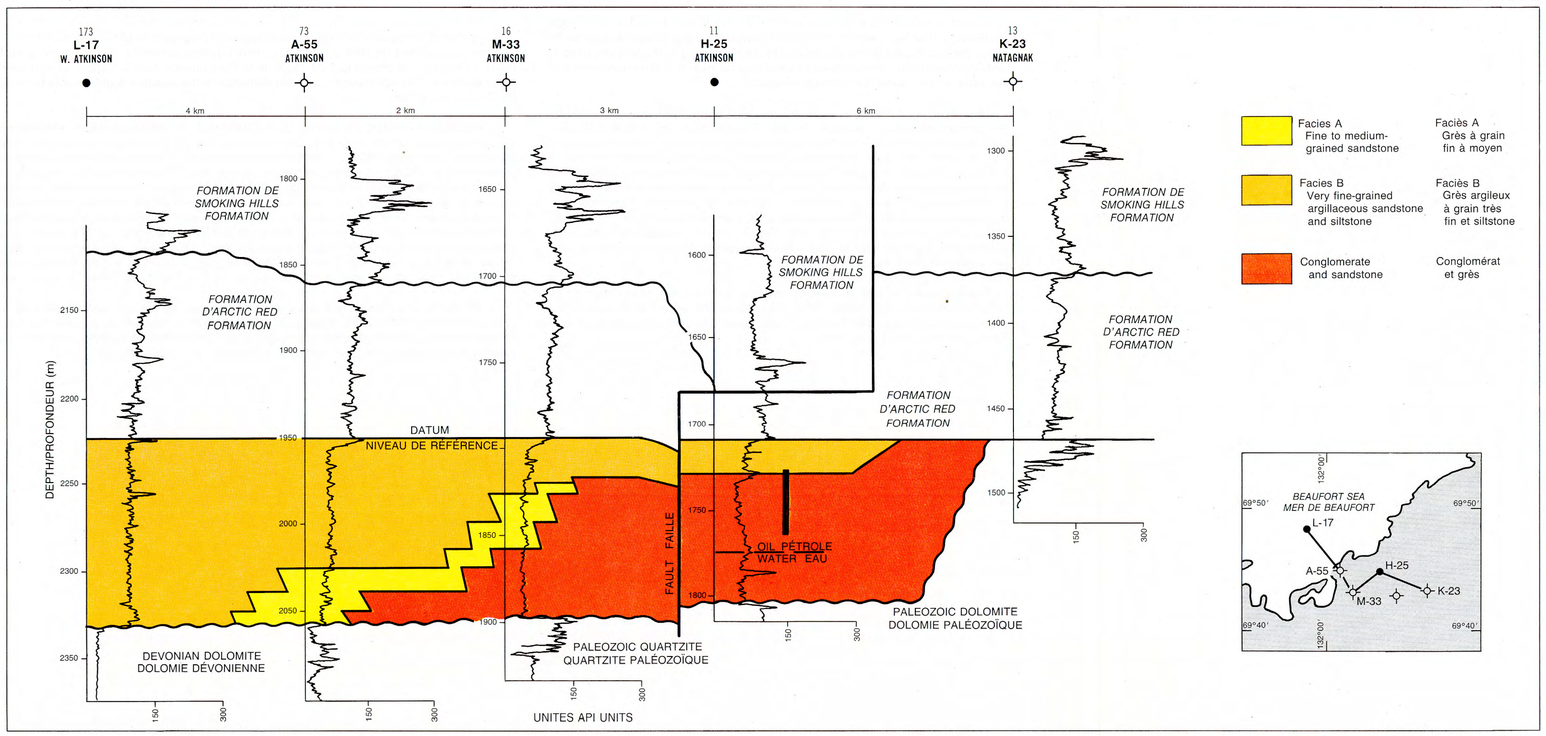
SEISMIC LINE

LIGNE SISMIQUE



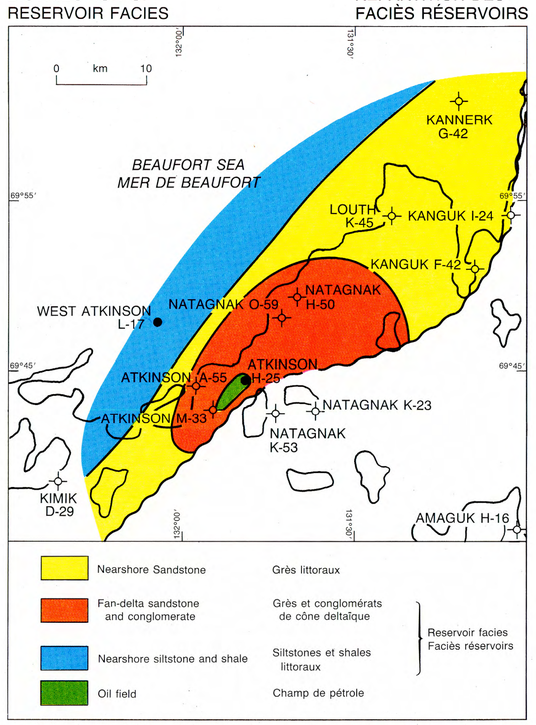
STRATIGRAPHIC SECTION

COUPE STRATIGRAPHIQUE



DISTRIBUTION OF
RESERVOIR FACIES

RÉPARTITION DES
FACIÈS RÉSERVOIRS



Compiler: Compilateur:

G.R. Morrell

FIGURE 101

PARSONS GAS DISCOVERY
(Fig. 102)

G.R. Morrell

The Parsons gas field lies at the base of the Tuktoyaktuk Peninsula, approximately midway between the townsites of Inuvik and Tuktoyaktuk.

The discovery well, Gulf Mobil Parsons F-09, was spudded in December 1971 and subsequently tested gas with some condensate at rates up to 486.8x10^3m^3/d (17.2 MMcf/d) from Lower Cretaceous Kamik sandstones. Seventeen wells in the five year period following the discovery delineate the field, which extends across parts of the Parsons, Siku, Kamik and Atigi blocks. Only three of these wells penetrated the reservoir below the gas/water contact and one, Kamik D-48, discovered a small oil accumulation on a separate fault block to the southeast of the main gas field. The maximum tested gas flow was 922.6x10^3m^3/d (32.6 MMcf/d) from the Kamik 'C' sandstone in Siku A-12.

The field lies within the Eskimo Lakes Fault Zone, a system of northeasterly trending faults on the flank of the Eskimo Lakes Arch. The Parsons structure is an elongate rollover anticline developed by slip on the Eskimo Lakes Fault to the southeast. The field has north and south lobes joined by a narrow neck underlying Parsons Lake. Numerous smaller faults have developed in response to flexuring and serve to compartmentalize the field. Throws on these faults are generally small, however, and the reservoir is usually in contact across the faults. As a result, there is a field-wide gas–water contact at -2890 m.

The reservoir rocks are sandstones of the Kamik Formation and, to a lesser extent, the underlying Martin Creek Formation of the Neocomian Parsons Group. These sandstones represent a regressive pulse that culminated in the deposition of thick alluvial sandstones of the Kamik. Sandstones above and below this superior reservoir facies are generally more thinly bedded and laterally discontinuous, representing barrier island deposition in a shallow-marine setting (Dixon, 1982a).

The sandstones are fine to coarse grained quartz arenites with the coarser fraction predominant in the nonmarine beds of the Kamik. Very coarse grained sandstones with pebbles are restricted to the alluvial channels. Porosity averages 15% in the alluvial Kamik 'C' sandstones, 13% in the transitional and barrier bar facies ('A' and 'B' sandstone) and drops to 9% in the Martin Creek Formation. There appears to be a strong inverse correlation between silica cementation and grain size, hence porosity. Net pay across the field varies between 40 and 60 m with about two thirds of this in the alluvial sandstone facies.

Isopach maps indicate gradual thinning of the Kamik toward a zero edge southeast of the field, with no evidence of syndepositional growth across faults within the field during Kamik deposition. Major structuring of the field occurred in mid-Cretaceous time, demonstrated by the angular nature of the unconformity at the base of the Upper Cretaceous succession.

That charging of the reservoir postdates much of the faulting is suggested by the common gas/water line across the field. The gas must have migrated laterally from deeper (?Jurassic) source rocks northwest of the field, the post-Paleozoic section within the field area being immature and the Paleozoic section a non-source. Oil at Kamik D-48 is from a terrestrial source, unlike most other oils in the area, which are sourced from Upper Cretaceous marine sediments. Langhus (1980) suggested that oil migration into the Kamik block predates trap development in the south Parsons area, thereby explaining the richer condensate levels in the northern lobe of the field. Gas migration, possibly from the same source rock, occurred later as deeper burial advanced source rock maturity after the mid-Cretaceous tectonic episode.

The Parsons gas field is a major onshore gas field with reserves of 51.7x 10^9m^3. (National Energy Board, 1989). It is probably the largest field in a play that promises several other significant gas (and/or oil) discoveries along the basinward flank of the Eskimo Lakes Arch.

DÉCOUVERTE DE GAZ PARSONS
(fig. 102)

G.R. Morrell

Le champ de gaz Parsons se trouve à la base de la péninsule Tuktoyaktuk, à une distance à peu près médiane entre Inuvik et Tuktoyaktuk.

Le puits de découverte Parsons F-09 de la Gulf Mobil a été entrepris en décembre 1971; par la suite, des essais ont indiqué la présence de gaz contenant une certaine quantité de condensat, dont le débit atteignait 486,8x10^3m^3/d (17,2 millions de pi^3/d) et qui se trouvait dans les grès de Kamik du Crétacé inférieur. Au cours des cinq années suivant la découverte, dix-sept puits ont permis de délimiter le champ qui s'étend aux blocs Parsons, Siku, Kamik et Atigi. Seulement trois des puits ont pénétré le réservoir sous le contact gaz-eau et un seul, le Kamik D-48, est à l'origine de la découverte d'une petite accumulation de pétrole dans un bloc faillé distinct, au sud-est du principal champ de gaz. Au cours des essais, le plus important débit de gaz enregistré se chiffrait à 922,6 x 10^3m^3/d (32,6 millions de pi^3/d) et s'observait dans le grès «C» de Kamik du puits Siku A-12.

Le champ fait partie de la zone de failles d'Eskimo Lakes, un système de structures d'orientation nord-est qui s'est formé sur le flanc de l'arche du même nom. Quant à la structure Parsons, c'est un anticlinal de compensation allongé qui résulte du rejet de la faille d'Eskimo Lakes vers le sud-est. Le champ comprend un lobe septentrional et un autre méridional, reliés entre eux par un col étroit sous-jacent au lac Parsons. De nombreuses failles de moindre importance se sont formées sous l'effet d'un phénomène de flexure et sont la cause de la division du champ en compartiments. Le rejet vertical de ces failles est généralement faible et les différentes parties du réservoir demeurent normalement en contact de faille en faille. Ainsi, un contact gaz-eau à une profondeur de 2 890 m peut être suivi sur toute l'étendue du champ.

Les roches réservoirs se composent des grès de la Formation de Kamik et, en proportion moindre, des roches sous-jacentes de la Formation de Martin Creek, faisant partie du groupe néocomien de Parsons. Ces grès sont typiques d'une période de régression dont le point culminant a été marqué par la sédimentation d'épaisses entités de grès alluviaux qui ont été assignées à la Formation de Kamik. Quant aux grès sus-jacents et sous-jacents à ces roches réservoirs supérieures, leurs caractéristiques générales (lits moins épais et plus grande discontinuité latérale) témoignent d'une sédimentation d'îles barrières en milieu marin peu profond (Dixon, 1982a).

Les grès se classifient dans les arénites quartzeuses de granulométrie fine à grossière; la fraction à grain grossier domine la composition des lits non marins de la Formation de Kamik. Quant aux grès à grain très grossier contenant des cailloux, ils ne sont observés que dans les chenaux alluviaux. La porosité moyenne atteint 15 % dans les grès alluviaux «C» de Kamik, 13 % dans les grès «A» et «B» (faciès de transition et de barrière) et diminue à 9 % dans la Formation de Martin Creek. Une très grande proportionnalité inverse semble s'observer entre la cimentation siliceuse et la granulométrie, et par le fait même la porosité. L'épaisseur de l'intervalle productif net sur l'ensemble du territoire du champ varie de 40 à 60 m, dont les deux tiers se composent du faciès de grès alluviaux.

Les cartes d'isopaques montrent un amincissement progressif de la Formation de Kamik, qui se termine en biseau au sud-est du champ, et ne présentent aucune indication d'une activité synsédimentaire des failles à l'intérieur du champ lors du dépôt de la Formation de Kamik. L'allure structurale du champ s'est plutôt définie au Crétacé moyen comme le démontre la discordance angulaire à la base de la succession du Crétacé supérieur.

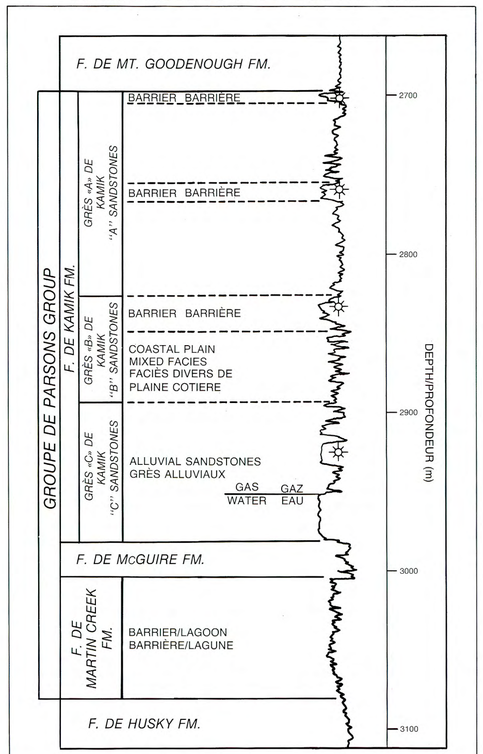
La régularité du contact gaz-eau sur toute l'étendue du champ suggère que le chargement du réservoir a eu lieu après la formation de la plupart des failles. Le gaz a dû migrer latéralement à partir de roches mères plus profondes (?d'âge Jurassique) observées au nord-ouest du champ, puisque les lithologies postérieures au Paléozoïque sont immatures et que celles du Paléozoïque ne peuvent être considérées comme des roches mères. Le pétrole du puits Kamik D-48 est d'origine terrestre à l'opposé de la plupart des autres pétroles de la région dont la roche mère est constituée de roches sédimentaires marines du Crétacé supérieur. Langhus (1980) a émis l'hypothèse selon laquelle, dans le bloc Kamik, la migration du pétrole soit antérieure à la formation de pièges dans le sud de la région de Parsons, ce qui explique la plus grande proportion de condensats dans le lobe septentrional du champ. La migration du gaz, probablement à partir de la même roche mère, se serait effectuée ultérieurement, à une époque où l'enfouissement plus profond par l'épisode tectonique du Crétacé moyen avait rendu la roche mère plus mature.

Le champ de gaz Parsons est une entité d'importance du territoire continental avec ses réserves se chiffrant à 51,7x10^9m^3 (Office national de l'énergie, 1989). Il constitue probablement le champ le plus important d'une zone d'hydrocarbures où de nombreuses autres découvertes significatives de gaz (ou de pétrole) sont à prévoir, le long du flanc côté bassin de l'arche d'Eskimo Lakes.

PARSONS GAS FIELD

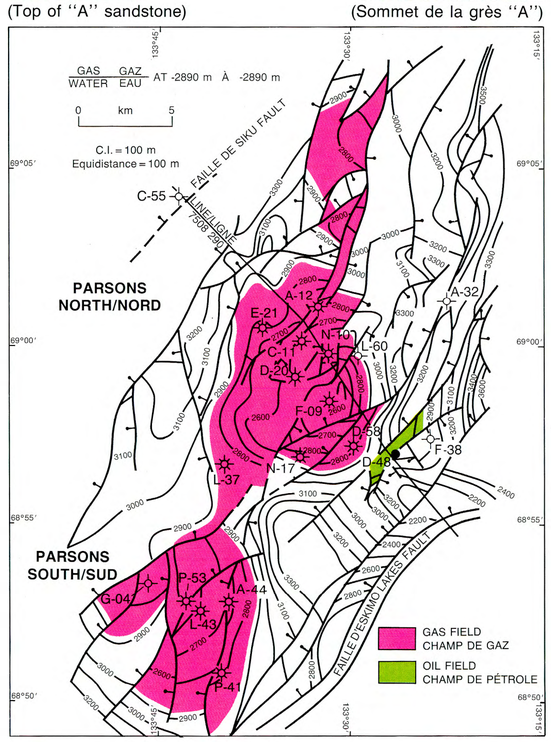
CHAMP GAZIFIÈRE DE PARSONS

GULF PARSONS F-09:
LOG SECTION OF THE PARSONS GROUP
DIAGRAPHIQUE DU GROUPE DE PARSONS



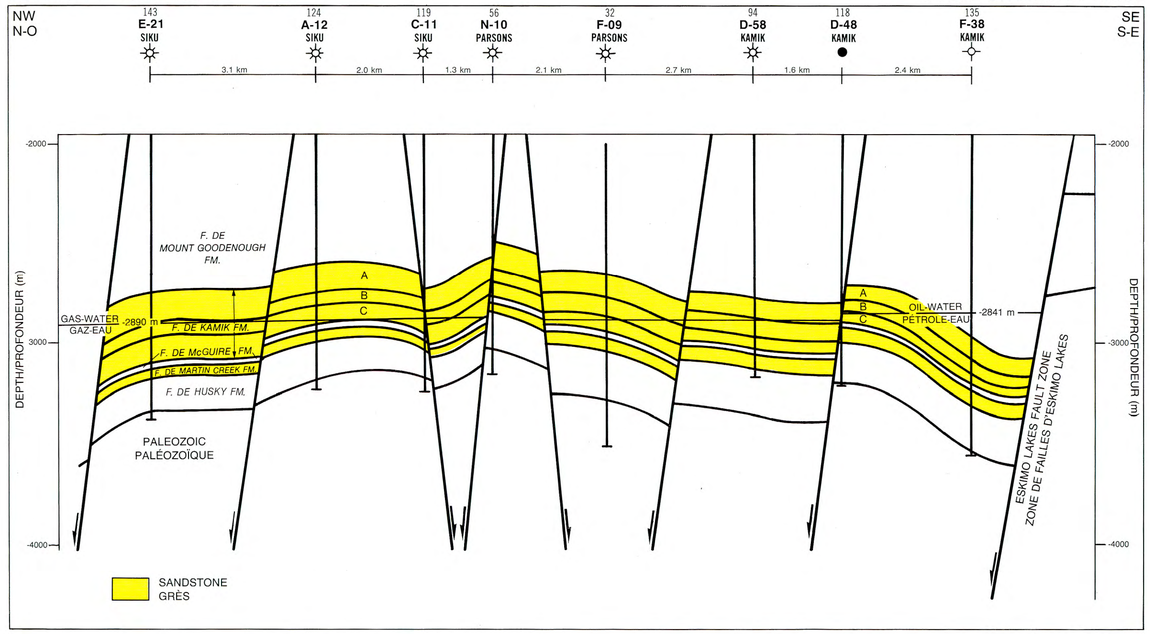
STRUCTURE MAP
(Top of "A" sandstone)

CARTE STRUCTURALE
(Sommet de la grès "A")



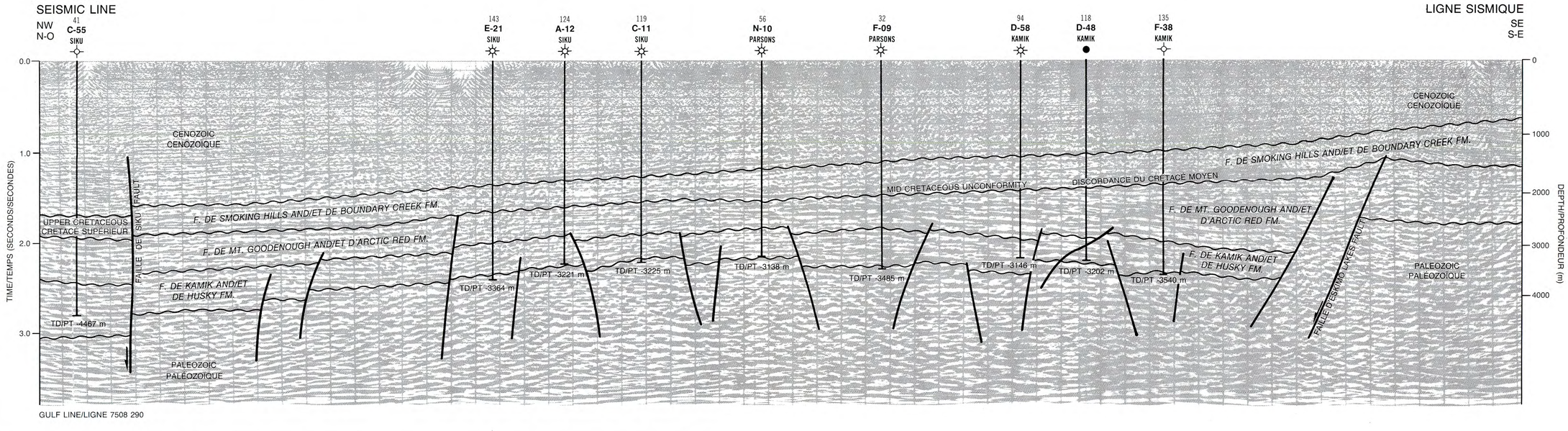
STRATIGRAPHIC SECTION

COUPE STRATIGRAPHIQUE



SEISMIC LINE

LIGNE SISMIQUE



GULF LINE/LIGNE 7508 290

Compiler: Compilateur:
G.R. Morrell

FIGURE 102

TUK DISCOVERIES
(Fig. 103)

G.R. Morrell

TERTIARY

Tuk J-29 was drilled in 1985 as a delineation to the gas discovery in Cretaceous rocks at Tuk L-09. The Cretaceous Kamik sandstone proved to be wet in J-29 but hydrocarbons were recovered from sands of Tertiary (Paleogene) age encountered at depths shallower than the original objective.

Gas was tested from each of three distinct sands at rates up to 195 000 m^3/d (6.9 MMcfd) in addition to rates up to 165 m^3/d (1039 BOPD) of light oil from two deeper zones.

Seven delineation wells have been drilled to follow up the J-29 discovery. Hydrocarbons have been recovered from several zones in a sand-prone interval of the Reindeer Supersequence (Eocene) lying between 600 m and 1600 m below datum. A complex stratigraphic picture has emerged, which has yet to be fully resolved. A gross division into five sand packages is illustrated in the accompanying figure.

Package I is deepest and comprises very thinly bedded, very fine grained sandstone which is poorly expressed on logs. These sands flowed oil in the J-29 discovery well but elsewhere have produced only minor amounts on swabbing (in D-11 and H-30). These sands are apparently absent in G-39. It is impossible to correlate individual sand beds between other wells and it is unlikely that they extend over any significant area.

Package II consists of three coarsening-upward cycles of siltstone to fine grained sandstone. This characteristic log signature allows Package II to be correlated between wells. Most of the productive sands are within Package II, with porosity in the cleaner sands approaching 30%.

Package III comprises thinly interbedded siltstones and very fine grained sandstones. No distinct shale breaks or thicker sandstones are present in this interval which may account for the lack of hydrocarbons. In all wells this package has proved wet. The thickness of package III is quite variable between wells, the probable result of differential truncation by an overlying unconformity.

Package IV lies above a thick shale with the base of the package showing a coarsening-upward log profile. Sandstones in this package are relatively thick and massive, with individual beds of 5 m thickness common. Sandstones are fine to medium grained with porosity ranging from 12 to 28%. Well to well correlation of individual sandstones is difficult with substantial variation in gross interval occurring between wells and some indication of a rapid northwesterly shale-out. Although these sands collectively present the thickest potential reservoir and commonly exhibit very high resistivities on logs, testing has produced only minor amounts of heavy oil and water.

Package V consists of poorly correlatable sandstones above Package IV and commonly quite close to the base of hydrates. An unconformity may separate packages IV and V. The sandstones are fine to medium grained with an average porosity of 21%. They are thinly bedded with a patchy distribution. Sands in this package contain both heavy oil and gas but high flow rates of gas have yet to be tested.

Package II sandstones are clearly the most consistent reservoirs, flowing hydrocarbons in all wells save H-22 and H-30. Easily correlatable as a gross package, they offer the best prospect of containing significant volumes of oil and/or gas. The good flow rates of light oil from Package I have yet to be repeated.

Oils recovered from the Tuk Tertiary reservoirs show a marked variation in gravity and viscosity. Light oils of (40° API) are confined to Package I. Package II is characterized by oils in the 20 to 30° API range with some recovery of 18° API oil from H-30. Heavy oil (gravities less than 15° API) is characteristic of Packages IV and V. This overall decline in gravity with decreasing depth may be related to increased washing by migrating waters in the shallower reservoirs and hence to more intense biodegradation.

The Tuk discovery lies on the northwestern flank of the Eskimo Lakes Arch. The area is highly faulted: major northeasterly trending faults include the Toker Point Fault on the basinward side of the discovery. This and other parallel faults are likely to have acted as conduits for vertical migration of hydrocarbons from Upper Cretaceous source rocks at depth.

Seismic also reveals numerous short-radius listric faults high in the Tertiary section, which appear detached from the deeper regional faults of the Eskimo Lakes Fault Zone. Together with pinch-out of the thin reservoir sandstones, these faults serve to create numerous small traps. Thus several pools discovered by delineation wells (e.g., Tuk A-12 and D-11) are probably not contiguous with the discovery well J-29.

CRETACEOUS

The Tuk L-09 gas pool is located on the Tuk Peninsula 16 km south of the Tuktoyaktuk townsite.

The Tuk structure is a narrow, northeast to southwest trending, elongate horst block. The primary objective was the Kamik Formation, a sand-prone unit at the top of the Lower Cretaceous Parsons Group.

The Tuk Cretaceous gas field was discovered in 1984 by the drilling of Esso PCI Home et al. L-09. Tuk J-29 and an older well (1969) IOE Tuk F-18 encountered the Cretaceous sand reservoir below the gas/water contact. Both these wells are separated from the discovery well by faults. The other wells in the area (A-12, B-40, D-11, H-22, H-30 and G-39) were drilled to delineate Tertiary pay in the J-29 well and did not reach the Cretaceous reservoir level.

The 3030 m well tested gas and 51° API condensate at high rates from the Lower Cretaceous Kamik Formation, which has a gross thickness of 76 m and a net pay zone of 38 m. The sandstone has an average porosity in excess of 15%. Test rates on restricted chokes ranged up to 491.9x$10^3$$m^3/d$ (17.46 MMcfd) of gas and 147 m^3/d (924 b/d) of condensate. No water is present to the base of porosity. Cumulative gas flow from the four zones was 1.39x$10^6$$m^3$ (49.24 MMcfd) with a condensate flow of 423.3 m^3/d (2662 b/d).

The Kamik sandstone onlaps the pre-Mesozoic unconformity to the southeast of Tuk L-09 and is itself eroded beneath an Upper Cretaceous unconformity to the northwest. The play is thus restricted to a fairly narrow northeasterly trending fairway. Although the Tuk discovery seems to rely on structure alone for entrapment, it is clear that a stratigraphic component to trapping is very likely in other pools of this play, which remain to be discovered.

The source of hydrocarbons in the Kamik are Lower Cretaceous or Upper Jurassic shales that are stratigraphically adjacent. Oil-prone source rocks of the Upper Certaceous do not appear to have been involved in charging the reservoir.

DÉCOUVERTES TUK
(fig. 103)

G.R. Morrell

TERTIAIRE

Le puits Tuk J-29 a été foré en 1985 afin de délimiter la découverte de gaz Tuk L-09, en roches d'âge crétacé. Dans le puits J-29, le grès de Kamik du Crétacé a été classifié humide; cependant, des hydrocarbures ont été récupérés à partir de grès tertiaires (paléogènes) recoupés à de moins grandes profondeurs que l'objectif visé.

Les essais ont permis de reconnaître la présence de gaz dans chacun des trois grès à un débit atteignant 195 000 m^3/d (6,9 millions de pi^3/d). En plus, du pétrole léger s'écoulant à 165 m^3/d (1 039 barils/d) a été signalé dans deux zones plus profondes.

Sept puits ont été nécessaires pour délimiter la découverte Tuk J-29. Des hydrocarbures ont été extraits de nombreuses zones comprises dans un intervalle à tendance gréseuse, observé entre 600 et 1 600 m sous le niveau de référence et faisant partie de la superséquence éocène de Reindeer. Un cadre stratigraphique complexe a été défini dans ses grandes lignes mais n'est pas encore parfaitement compris. Une division sommaire en cinq assemblages gréseux est illustrée sur la figure ci-jointe.

L'assemblage I est le plus profond et se compose de grès à grain très fin en lits extrêmement minces; leur définition est mauvaise sur les diagraphies. Dans ces lithologies gréseuses, la présence de pétrole a été confirmée dans le puits de découverte J-29, mais dans les puits D-11 et H-30, seules de petites quantités ont été récupérées par le procédé d'étanchement. Il semble que les grès de l'assemblage I n'aient pas été rencontrés dans le puits G-39. Dans les autres puits, les lits de grès ne peuvent être corrélés sur une base individuelle et il est peu probable qu'ils couvrent une étendue significative.

L'assemblage II comprend trois cycles négatifs dont la granulométrie varie de celle des siltstones à celle des grès à grain fin. Cette caractéristique, visible sur les diagraphies, permet la corrélation de l'assemblage entre les puits. La majorité des grès productifs font partie de l'assemblage II et la porosité de ceux les plus propres est voisine de 30 %.

L'assemblage III présente de minces interlits de siltstones et de grès à grain fin. Dans cet intervalle, les intercalations de shale ou les unités de grès plus épaisses sont inexistantes, constituant ainsi une explication possible à l'absence d'hydrocarbures. Dans tous les puits, les essais ont confirmé que cet assemblage était humide. Son épaisseur varie d'un puits à l'autre probablement en raison d'un phénomène de troncature différentielle par une discordance sus-jacente.

L'assemblage IV recouvre une épaisse unité de shale et sur la diagraphie, le profil de sa base indique un cycle négatif. Les grès de cet assemblage sont en lits relativement épais et massifs, mesurant souvent 5 m. Leur granulométrie varie de fine à moyenne et leur porosité, de 12 à 28 %. Les lits individuels de grès sont difficilement corrélables entre les puits, compte tenu des variations importantes marquant tout l'intervalle et de la possibilité d'un passage rapide à des shales vers le nord-ouest. Bien que l'ensemble de ces grès constitue le réservoir potentiel le plus épais et que de très grandes valeurs de résistivité soient fréquemment enregistrées sur les diagraphies, les essais n'ont permis de produire que de petites quantités de pétrole lourd et d'eau.

L'assemblage V se compose de grès dont la corrélation est difficile et s'observe en position sus-jacente par rapport à l'assemblage IV, souvent assez près de la base des hydrates. Une discordance pourrait séparer les assemblages IV et V. Les grès présentent une granulométrie fine à moyenne et la valeur médiane de leur porosité se situe à 21 %. Il sont finement lités et répartis inégalement. Les grès contiennent tant du pétrole lourd que du gaz bien que des essais doivent être faits pour prouver que le débit de gaz est assez important.

Les grès de l'assemblage II constituent de loin les réservoirs les plus réguliers avec un écoulement d'hydrocarbures dans tous les puits, à l'exception de H-22 et H-30. Comme l'assemblage est facilement corrélable en tant qu'unité, il représente le site d'intérêt où les chances de découvrir de bonnes quantités de pétrole ou de gaz sont les meilleures. Pour ce qui est du débit de pétrole léger important enregistré dans l'assemblage I, de nouveaux essais sont nécessaires.

Dans les pétroles récupérés à partir des réservoirs tertiaires des puits Tuk, les valeurs de densité et de viscosité sont très variables. Les pétroles légers dont la densité API atteint 40° se limitent à l'assemblage I. L'assemblage II est plutôt caractérisé par des pétroles dont l'indice API oscille entre 20 et 30° et quelques pétroles récupérés à partir du puits H-30 présentaient des valeurs de 18° API. Quant aux pétroles lourds, dont l'indice API est inférieur à 15°, ils sont observés dans les assemblages IV et V. Cette diminution générale de la densité en parallèle avec une profondeur de moins en moins grande peut être associée à un lessivage plus intense par des eaux en mouvement dans le cas des réservoirs les plus proches de la surface, ce qui donne lieu à une biodégradation plus intense.

La découverte Tuk se trouve sur le flanc nord-ouest de l'arche d'Eskimo Lakes. La région est caractérisée par de nombreuses failles de direction nord-est; la faille de Toker Point, structure importante située du côté bassin de la decouverte, est l'une d'elles. Cette faille et d'autres de même orientation ont pu être le chemin emprunté par les hydrocarbures pour migrer verticalement à partir des roches mères du Crétacé supérieur, observées plus en profondeur.

Les méthodes sismiques ont également permis d'identifier de nombreuses failles listriques de faible rayon, signalées dans la partie supérieure de la succession tertiaire et vraisemblablement sans lien avec les failles régionales plus profondes de la zone de failles d'Eskimo Lakes. Ces failles, associées au biseautage des minces unités de grès réservoir, sont à l'origine de la formation d'un grand nombre de petits pièges. Ainsi, plusieurs gisements rencontrés lors du forage des puits de délimitation, comme par exemple le Tuk A-12 et le D-11, ne sont probablement pas contigus au puits de découverte J-29.

CRÉTACÉ

Le gisement de gaz Tuk L-09 se trouve sur la péninsule Tuk, à 16 km au sud de Tuktoyaktuk.

La structure Tuk consiste en un mince horst allongé d'orientation NE-SW. Le forage du puits visait d'abord la Formation de Kamik, une unité à tendance gréseuse observée au sommet du Groupe de Parsons du Crétacé inférieur.

Le champ de gaz Tuk du Crétacé a été découvert en 1984 lors du forage du puits Tuk L-09 de l'Esso PCI Home et al. Deux puits, celui de délimitation (Tuk J-29 de l'Esso PCI Home et al.) et un autre plus vieux datant de 1969 (Tuk F-18 de l'IOE) ont recoupé l'unité réservoir de grès crétacé sous le contact gaz-eau. Ces deux puits sont séparés de celui de découverte par des failles. Quant aux autres puits de la région, soit les puits A-12, B-40, D-11, H-22, H-30 et G-39, ils avaient comme objectif la délimitation de l'intervalle productif du puits J-29 et n'ont pas été forés jusqu'au niveau du réservoir crétacé.

Les essais effectués au puits d'une profondeur de 3 030 m ont confirmé la présence de gaz et de condensat (densité API de 51°) à débit important dans la Formation de Kamik. L'épaisseur totale de cette unité du Crétacé inférieur atteint 76 m et celle de l'intervalle productif net, 38 m. La porosité moyenne du grès est supérieure à 15%. Les essais avec des duses à débit restreint ont permis d'enregistrer des valeurs jusqu'à 491,9x$10^3$$m^3/d$ (17,46 millions de pi^3/d) dans le cas du gaz et de 147 m^3/d (924 barils/d) dans celui du condensat. Jusqu'à la base de l'intervalle poreux, aucune quantité d'eau n'est présente. Le débit de gaz cumulant les valeurs pour les quatre zones se chiffrait à 1,39 x $10^6$$m^3/d$ (49,24 millions de pi^3/d) avec un condensat s'écoulant à 423,3 m^3/d, soit 2 662 barils/d.

Au sud-est du puits Tuk L-09, le grès de Kamik forme un biseau d'aggradation sur la discordance antérieure au Mésozoïque, tandis qu'au nord-ouest, il est lui-même érodé et est limité au sommet par une discordance du Crétacé supérieur. Ainsi, l'étendue de la zone gazéifère se limite à une bande assez étroite d'orientation nord-est. Bien que le piégeage des hydrocarbures de la découverte Tuk semble strictement relié à des phénomènes structuraux, il ne fait aucun doute que dans le cas d'autres gisements non découverts de la zone gazéifère, des mécanismes stratigraphiques aient pu participé au processus.

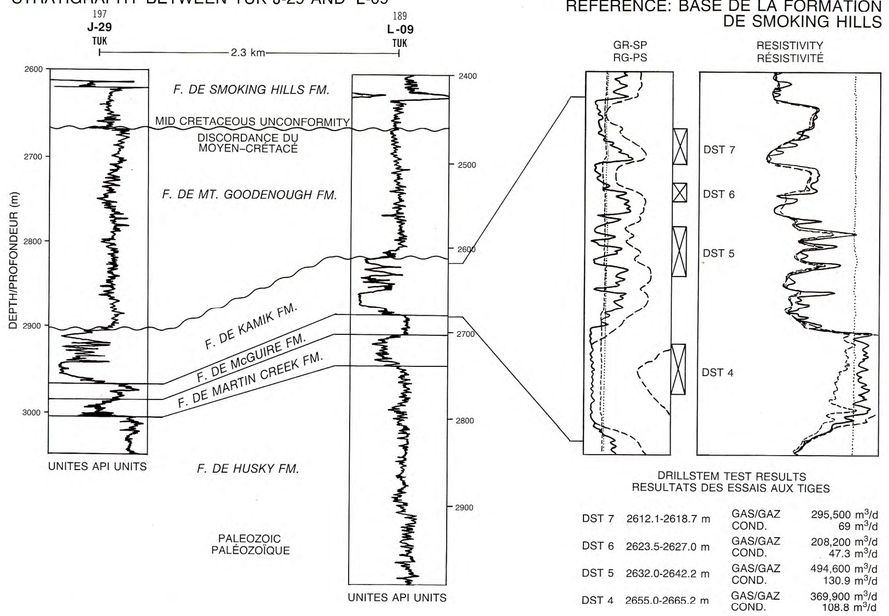
Dans la Formation de Kamik, les hydrocarbures ont migré à partir de shales du Crétacé inférieur ou du Jurassique supérieur. Les roches mères du Crétacé supérieur tendant à produire du pétrole ne semblent pas avoir contribué à l'enrichissement du réservoir.

TUK L-09 AND TUK J-29 DISCOVERIES

DÉCOUVERTES TUK L-09 ET TUK J-29

STRATIGRAPHIC CROSS SECTION HUNG FROM THE BASE OF THE SMOKING HILLS FORMATION TO ILLUSTRATE THE CRETACEOUS STRATIGRAPHY BETWEEN TUK J-29 AND L-09

PROFIL MONTRANT LES CORRÉLATIONS STRATIGRAPHIQUE ENTRE TUK J-29 ET L-09 DANS LES ROCHES DU CRÉTACÉ. REFERENCE: BASE DE LA FORMATION DE SMOKING HILLS

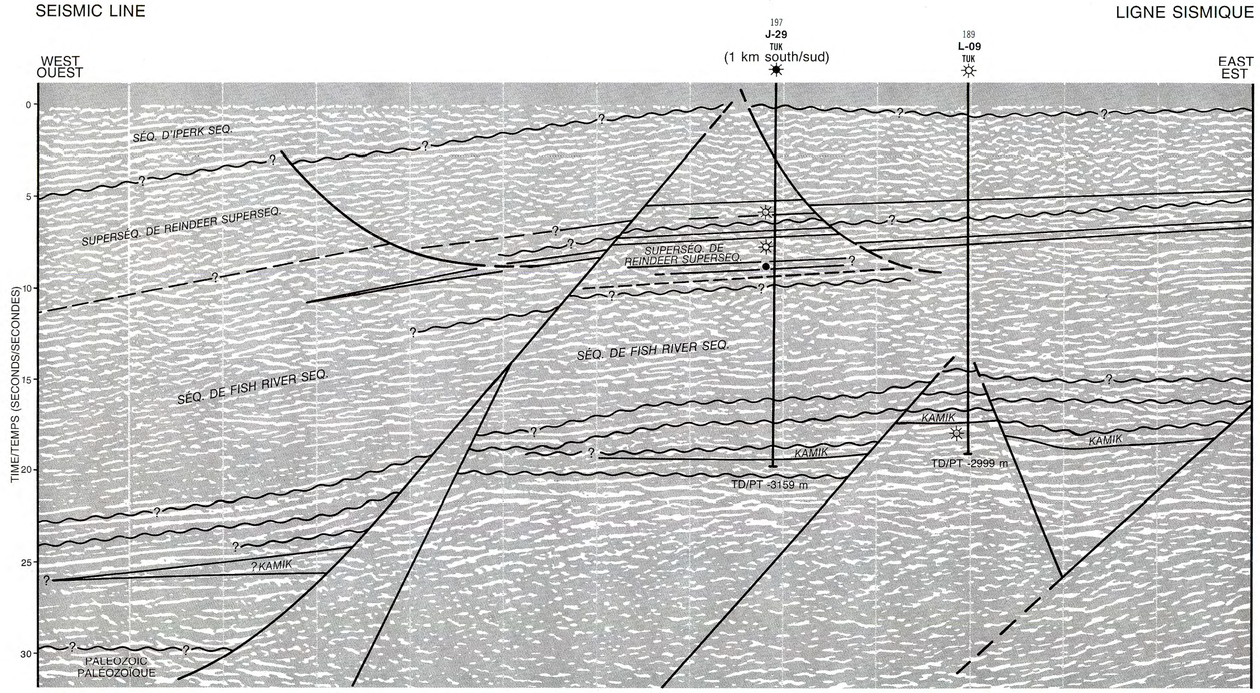


DRILLSTEM TEST RESULTS
RESULTATS DES ESSAIS AUX TIGES

DST 7	2612.1-2618.7 m	GAS/GAZ	295,500 m^3/d
		COND.	69 m^3/d
DST 6	2623.5-2627.0 m	GAS/GAZ	208,200 m^3/d
		COND.	47.3 m^3/d
DST 5	2632.0-2642.2 m	GAS/GAZ	494,600 m^3/d
		COND.	130.9 m^3/d
DST 4	2655.0-2665.2 m	GAS/GAZ	369,900 m^3/d
		COND.	108.8 m^3/d

SEISMIC LINE

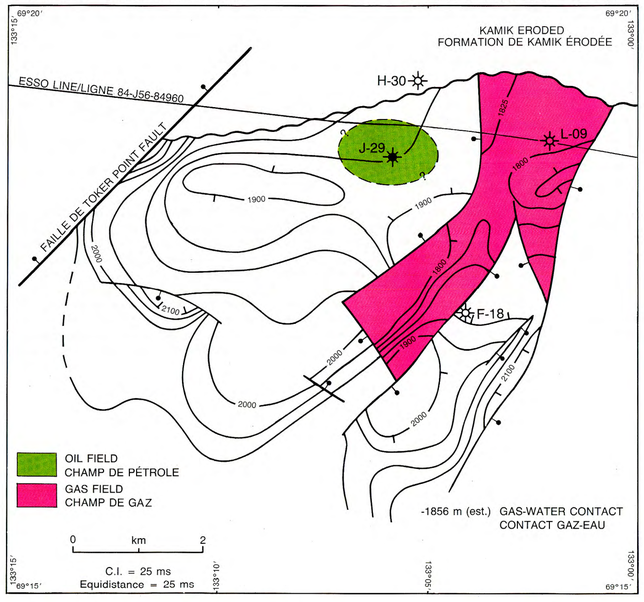
LIGNE SISMIQUE



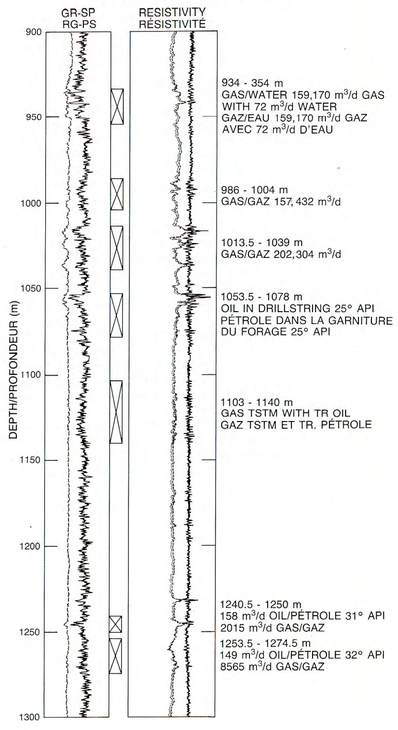
ESSO LINE/LIGNE 84-J56-84960

TUK L-09 FIELD: TOP KAMIK SAND TIME STRUCTURE MAP

CHAMP GAZEIFÈRE TUK L-09: PROFONDEUR DU SOMMET DE LA FORMATION DE KAMIK



TUK J-29
PRODUCTIVE ZONES
ZONES PRODUCTIVES



934 - 354 m
GAS/WATER 159,170 m^3/d GAS
WITH 72 m^3/d WATER
GAZ/EAU 159,170 m^3/d GAZ
AVEC 72 m^3/d D'EAU

986 - 1004 m
GAS/GAZ 157, 432 m^3/d

1013.5 - 1039 m
GAS/GAZ 202,304 m^3/d

1053.5 - 1078 m
OIL IN DRILLSTRING 25° API
PÉTROLE DANS LA GARNITURE
DU FORAGE 25° API

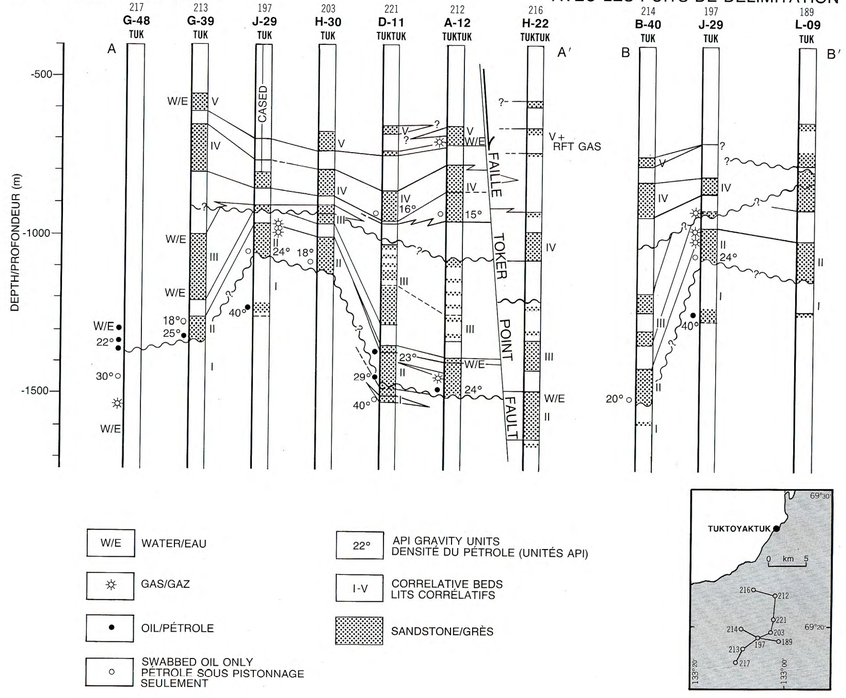
1103 - 1140 m
GAS TSTM WITH TR OIL
GAZ TSTM ET TR. PÉTROLE

1240.5 - 1250 m
158 m^3/d OIL/PÉTROLE 31° API
2015 m^3/d GAS/GAZ

1253.5 - 1274.5 m
149 m^3/d OIL/PÉTROLE 32° API
8565 m^3/d GAS/GAZ

CROSS SECTION TO ILLUSTRATE THE TUK TERTIARY DISCOVERY AND DELINEATION WELLS

PROFIL MONTRANT LA DÉCOUVERTE DANS LES ROCHES TERTIAIRES AVEC LES PUITS DE DELIMITATION



W/E WATER/EAU

GAS/GAZ

OIL/PÉTROLE

SWABBED OIL ONLY
PETROLE SOUS PISTONNAGE SEULEMENT

22° API GRAVITY UNITS
DENSITÉ DU PÉTROLE (UNITÉS API)

I-V CORRELATIVE BEDS
LITS CORRÉLATIFS

SANDSTONE/GRÈS

Compiler: Compilateur:
G.R. Morrell

FIGURE 103

TAGLU GAS DISCOVERY
(Fig. 104)

G.R. Morrell

Taglu gas field lies onshore Richards Island in the coastal fringe of the Mackenzie Delta. The town of Inuvik is 120 km to the south-southeast and Tuktoyaktuk 80 km to the east.

Imperial Oil Enterprises Ltd. spudded the discovery well IOE Taglu G-33 on April 13, 1971 and subsequently tested gas from seven zones in sandstones of the Lower Tertiary Taglu Sequence. Five delineation wells followed in the period 1971 to 1976. All tested gas except Taglu D-55, which was drilled beyond the northern bounding fault of the structure.

The delineation drilling confirmed the presence of a large gas accumulation in excess of $85x10^9m^3$ (3.0 TCF) (N.E.B. export application, 1989). The best test in the discovery well flowed gas at 809 E^3m^3/d (28.7 MMcfd) from a 4.3 m interval in the 'A Sands' (1/2" choke). AOF for all successfully tested zones averaged 1207 E^3m^3/d (42.8 MMcfd) with a maximum of 5917 E^3m^3/d (210 MMcfd). The Taglu gas is sulphur-free, composed of 93% methane, and has an average specific gravity of 0.6031. The average condensate specific gravity is 0.713 and the average condensate-gas recombination ratio is 90 $m^3/10^3$ E^3m^3.

The Taglu structure lies within a trend of northwesterly trending anticlines that comprise the arcuate west Beaufort fold belt near its eastern edge. Lying between Niglintgak to the west and Mallik to the east, the axis of the Taglu structure parallels those of neighbouring folds. However, the trap at Taglu is created by a major east-west fault that drops the northern half of the Taglu anticline by some 700 m to juxtapose a thick section of Eocene shales (Richards Sequence) against the reservoir in the high-standing block. This fault bounds the field on its northern side with closure in other directions ensured by the southeasterly plunge of the anticlinal nose.

The reservoirs at Taglu are fluvio-deltaic sandstones within the top 600 to 700 m of the Taglu Sequence with approximately 130 m of net pay. Several cycles of progradation and transgression occur within this interval and one possible interpretation of four major pulses is illustrated. Cores within the uppermost progradation ('A sands') are described in Dixon (1981) and his interpretations can be used as a model for the other sandstone intervals. His general conclusions correspond with those of other workers (Shawa, 1978; Nentwich and Yole, 1982) in that the strata were deposited by progradation of the Taglu delta, reflected in an upward change from marine at the base to delta-plain at the top.

Of the spectrum of depositional sub-environments interpreted from core and log signature, it is the distributary channel deposits of the lower delta-plain that have superior reservoir characteristics, in terms of bed thickness, porosity and permeability. These lithofacies developed their greatest net thickness within the 'C sand' interval which, together with the 'A sands', contain the bulk of the reserves. The 'D sands' are wet across most of the field and sand development within the 'B sands' is generally poor. Of concern is the lateral continuity of the channel sands. However, pressure data indicate a common gas/water contact at -2886.3 m (-9470 ft.) for the 'A sands', arguing for interconnection of most channel sands in this interval. Similarly, the 'C sands' share a common gas/water contact at -3105.8 m (10 190 ft.). Possible exceptions to this pattern of field-wide continuity occur in the two uppermost sandstones of the H-54 well. The H-54 well is adjacent to the northern bounding fault of the field and it is probable that a subsidiary fault isolates these zones from the field.

Taglu sandstones are litharenites with quartz the predominant constituent. Chert is also very common, with a variety of types present. Cementing minerals are clays and dolomite. A few well cemented zones (dolomite) create local barriers to vertical movement of fluids. Average log porosity for the 'A sands' is 17% with average water saturation of 23%. The 'C sands' have a slightly lower average porosity of 14%, reflecting a smaller median grain size.

The Taglu delta prograded far into the Beaufort–Mackenzie Basin during a period of subdued tectonism within the basin. There is no evidence from seismic that faults in the area were active or even present at the time of deposition. The northern boundary fault at Taglu, and other parallel faults, show growth in the overlying Richards Sequence, and formed during a time when the basin appears to have undergone north-south extension. The Taglu field is an extreme example of a trap created by an anticline crosscut by a normal fault. Other anticlines in the area are similarly faulted, although throws are usually less than at Taglu. Since migration postdates faulting, the hydrocarbon accumulations in separate fault compartments are liable to differ, adding to the play risk.

DÉCOUVERTE DE GAZ TAGLU
(fig. 104)

G.R. Morrell

Le champ de gaz Taglu se situe dans l'île Richards, sur la frange côtière du delta du Mackenzie. Inuvik se trouve à 120 km au sud-sud-est et Tuktoyaktuk, à 80 km à l'est.

C'est le 13 avril 1971 que les Entreprises pétrolières impériales Ltée débutaient le forage du puits de découverte Taglu G-33. Par la suite, des essais ont permis de signaler du gaz dans sept zones de grès de la séquence de Taglu du Tertiaire inférieur. Entre 1971 et 1976, cinq puits de délimitation ont été forés et tous les essais ont indiqué la présence de gaz, sauf au puits Taglu D-55 qui a été implanté au-delà de la faille constituant la limite septentrionale de la structure.

Le forage de délimitation a permis de confirmer l'existence d'une importante accumulation de gaz dont le volume excédait $85x10^9$ m^3 ($3x10^{12}$ de pi^3) (demande d'exportation, ONE, 1989). Le meilleur essai du puits de découverte, mené dans les grès «A» sur un intervalle d'une épaisseur de 4,3 m, avait un débit de 809 E^3m^3/d (28,7 millions de pi^3/d) par une duse de 127 mm de diamètre (0,5 po). Le potentiel maximal absolu de toutes les zones où les essais ont été concluants atteint en moyenne 1 207 E^3m^3/d (42,8 millions de pi^3/d), avec un maximum de 5 917 E^3m^3/d (210 millions de pi^3/d). Le gaz du champ Taglu ne contient pas de soufre, se compose à 93 % de méthane et possède une densité moyenne de 0,6031. Cette dernière variable, dans le cas du condensat, a été évaluée à 0,713; le taux moyen de recombinaison du condensat et du gaz se chiffre à 90 $m^3/10^3$ E^3m^3.

La structure Taglu fait partie d'une série d'anticlinaux de direction nord-ouest, dont fait partie, près de la bordure est, la zone de plissement de Beaufort Ouest. La structure Taglu présente un axe parallèle à celui des plis situés de part et d'autre, qui sont, à l'ouest, la structure Niglintgak et, à l'est, la structure Mallik. Le piège de la structure Taglu a été formé par une importante faille d'orientation est-ouest, à l'origine de l'abaissement de la moitié septentrionale de l'anticlinal sur une distance de 700 m; ainsi, une épaisse section de shales éocènes (séquence de Richards) et le réservoir du compartiment non abaissé sont côte à côte. Cette faille constitue la limite septentrionale du champ et dans les autres directions, la fermeture est formée par le plongement vers le sud-est de l'axe de l'anticlinal.

Les roches réservoirs du champ sont constituées de grès fluvio-deltaïques et s'observent dans les 600 à 700 m supérieurs de la séquence de Taglu. Environ 130 m de cet intervalle sont considérés productifs. De nombreux cycles de progradation et de transgression sont identifiables et l'illustration ci-jointe présente l'interprétation de l'un des quatre principaux cycles. Les carottes du cycle de progradation le moins profond (grès «A») sont décrites dans Dixon (1981); les conclusions de ce dernier peuvent servir de modèle pour les autres intervalles gréseux, puisque les grandes lignes de son interprétation correspondent aux résultats des autres travaux (Shawa, 1978; Nentwich et Yole, 1982). En effet, les auteurs concluent tous que les strates ont été déposées par la progradation du delta de Taglu, ce qui se traduit par un passage progressif de lithologies marines (à la base) à des roches de plaine deltaïque (au sommet).

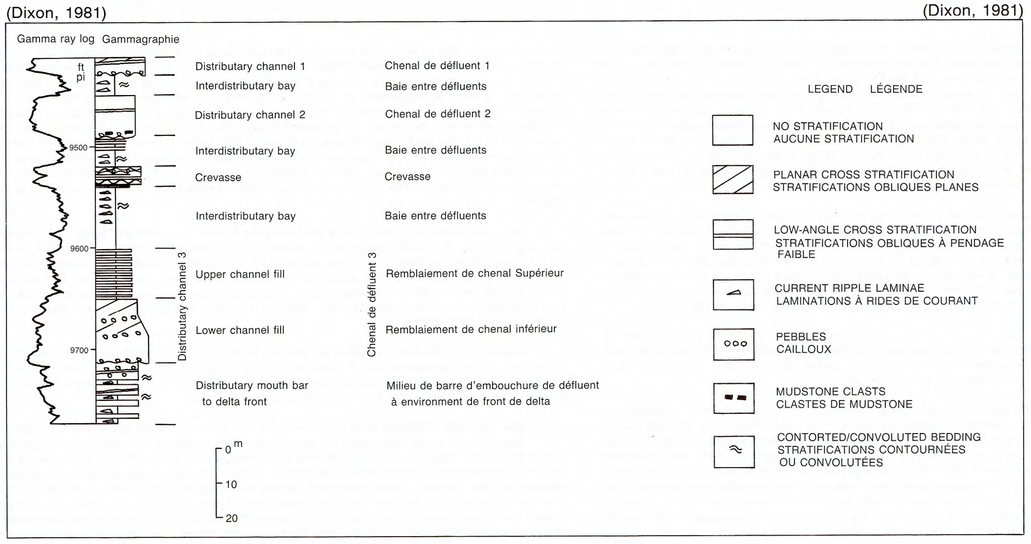
De tous les sous-environnements de sédimentation interprétés à partir des carottes et des diagraphies, ce sont les dépôts de chenal de défluent typiques de la plaine deltaïque inférieure qui présentent les meilleures capacités comme roche réservoir, compte tenu de leur épaisseur, de leur porosité et de leur perméabilité. Les plus grandes épaisseurs de ces lithofaciès sont signalées dans l'intervalle de grès «C» qui partagent avec les grès «A» la plus grosse part des réserves de gaz. Les grès «D» sont humides sur la majeure partie du champ; quant aux grès «B», ils sont peu étendus. La continuité des grès de chenal pose un problème, bien que dans le cas des grès «A», les données de pression aient confirmé la régularité de la profondeur du contact gaz-eau à 2 886,3 m (9 470 pi), attestant ainsi de l'interconnection de la plupart des grès de chenal de cet intervalle. Les grès «C» présentent également un contact gaz-eau à une profondeur constante de 3 105,8 m (10 190 pi). Des exceptions à ce modèle de continuité à l'échelle du champ existent peut-être dans les deux grès les moins profonds du puits H-54. Ce dernier a été foré en position adjacente par rapport à la faille constituant la limite septentrionale du champ, ce qui implique qu'une faille secondaire ait pu isoler ces grès du champ principal.

Les grès de Taglu sont représentés par des litharénites dont le constituant principal est le quartz. En outre, divers types de chert sont fréquemment observés. Quant au ciment, il se compose de minéraux argileux et de dolomite. Un petit nombre de zones bien cimentées (dolomite) empêchent la circulation verticale des fluides. Selon la diagraphie, la porosité moyenne des grès «A» atteint 17 % et leur saturation moyenne en eau, 23 %. La valeur de porosité moyenne des grès «C» est légèrement inférieure (14 %), indiquant ainsi un grain moyen plus fin.

Un épisode tectonique plus calme est à l'origine d'une importante progradation du delta de Taglu, loin dans le bassin de Beaufort–Mackenzie. D'après les données sismiques, aucune faille n'a joué (ou n'était même présente) dans la région lors de la période de sédimentation. La faille formant la limite septentrionale du champ Taglu ainsi que d'autres failles parallèles étaient actives lors du dépôt de la séquence sus-jacente de Richards et leur formation remonte à une période où le bassin semble avoir été soumis à un régime d'extension nord–sud. Le champ Taglu constitue un exemple limite d'un piège formé par le recoupement d'un anticlinal par une faille normale. D'autres anticlinaux de la région sont faillés de la sorte bien que leur rejet vertical soit généralement moins important que celui de la structure Taglu. Comme la migration est postérieure aux failles, les accumulations d'hydrocarbures peuvent varier en importance selon le compartiment de faille où elles se trouvent, ce qui augmente le risque associé à cette zone.

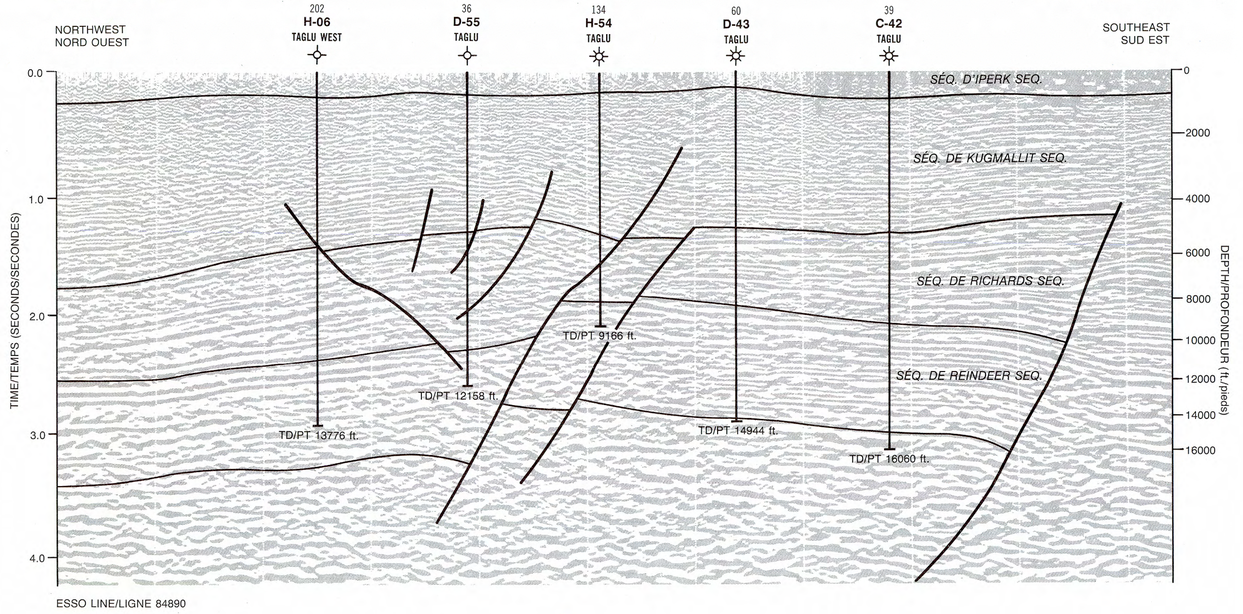
TAGLU GAS DISCOVERY

GRAPHIC DISPLAY OF THE "A" SANDSTONES (Dixon, 1981)



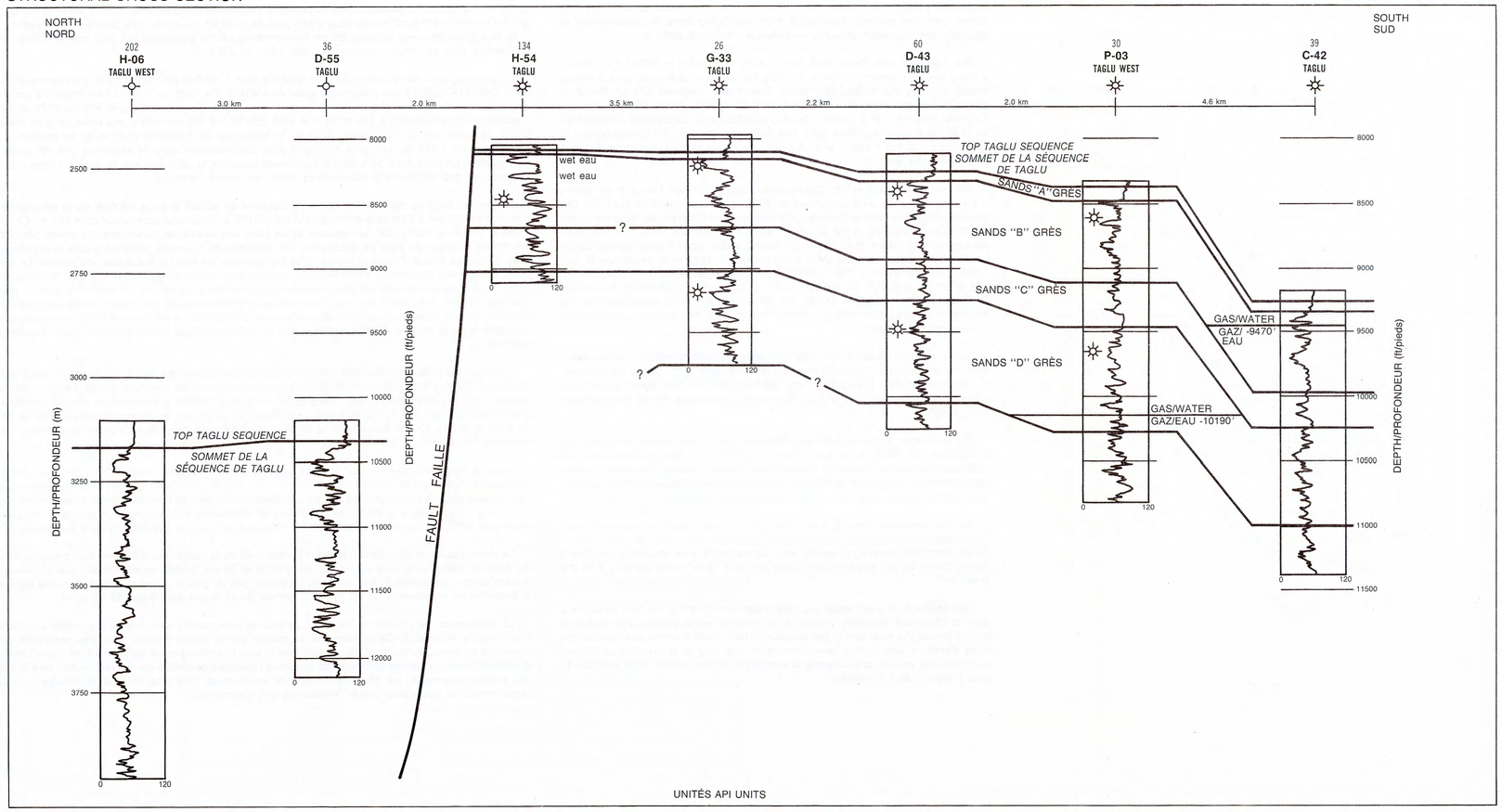
DÉCOUVERTE DE GAZ TAGLU

SEISMIC LINE — LIGNE SISMIQUE

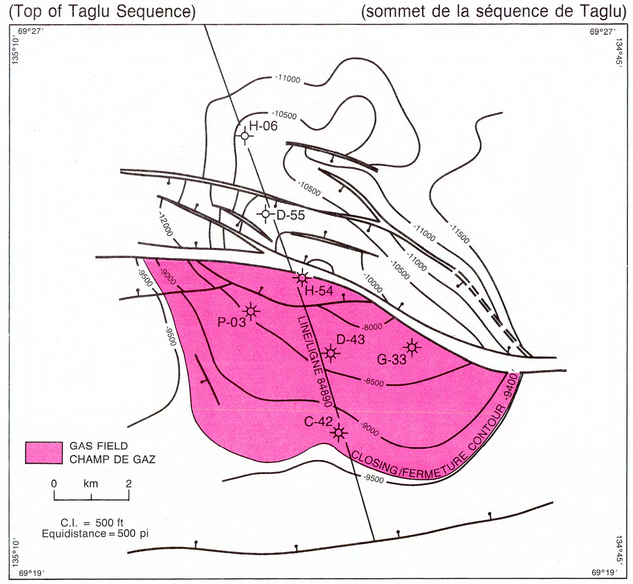


ESSO LINE/LIGNE 84890

STRUCTURAL CROSS SECTION — COUPE STRUCTURALE



STRUCTURE CONTOUR MAP (Top of Taglu Sequence) — CARTE STRUCTURALE (sommet de la séquence de Taglu)



Compilers: Compilateurs:

G.R. Morrell, L. Richards

FIGURE 104

TARSIUT OIL DISCOVERY
(Fig. 105)

G.R. Morrell

The Tarsiut oil discovery is in normally pressured sandstones of the Oligocene Kugmallit Sequence. The field is situated 200 km northwest of Inuvik and 60 km northwest of the shores of the Mackenzie Delta. It is situated in 23 m of water at the edge of the ice shear zone and land fast ice cover. The structure is 25 km long and 6 km wide with the long axis orientated in an east–west direction parallel to the strike of the Tarsiut fault, a major lineament with a normal component of throw in excess of 500 m. The Tarsiut fault downthrows to the south bordering a graben with pull-apart geometry. This structural style, unusual in the basin, may reflect the position of the field in a shear zone between the west Beaufort fold belt and the less intensely folded strata of the central Beaufort Shelf.

The high point of the structure lies very close to the plane of the Tarsiut fault with strata on the north side of the crest dipping north at 12° and a gentle plunge to the east and west along the strike of the fault completing the closure. A cross-fault seal is essential to the integrity of the Tarsiut pool and this is effected by shales of the younger Mackenzie Bay Sequence, which abut the Kugmallit reservoirs. Nevertheless, hydrocarbon-bearing sandstones are restricted to the highest portion of the structure implying some limitation to seal integrity.

The Kugmallit depocentre lies to the southeast of the Tarsiut area and the sequence as a whole thins markedly to the northwest in the vicinity of the field. This is reflected in progressively fewer, shalier sands of lesser thickness along an east to west transect across the field.

The reservoir sandstones are members of the Kugmallit 'C' subsequence (Morrell and Schmidt, 1988) with younger representatives of the Kugmallit absent through nondeposition. Four sandstone packages are present although only sandstone I maintains reservoir quality right across the field. The sandstone packages are separated by homogeneous shale units indicative of shoreward retreat of the Kugmallit deltas and interludes of deeper water sedimentation. Each of the sandstone packages exhibits an overall coarsening-upward log signature. Their progradational nature is further demonstrated by association with shingled clinoforms visible on reflection seismic.

The sandstone packages vary from 50 to 100 m in gross thickness but this belies their interbedded nature: few individual sandstone beds exceed 1 m within each package without interruption by laminae and beds of silty shale. Net sandstone within each package may average only 30 to 50%. Net pay in sandstone I does not exceed 15 m. The sandstones themselves are fairly well sorted, and fine grained. Porosity is high, averaging 28%, a consequence of relatively shallow depth of burial — between 1500 and 2000 m.

The discovery well, Dome Gulf Tarsiut A-25, was drilled in 1979 by a Canmar drillship to a total depth of 4434 m. In 1980, the well was re-entered from a drilling vessel, to carry out testing operations. Twenty-eight degrees API oil flowed at 125 m^3/d and gas up to 90.1 E^3m^3/d from a 50 m thick deltaic sandstone in the Kugmallit Sequence at a depth of 1486 m (sandstone I). Sandstones encountered lower in the Kugmallit proved tight. The A-25 location is on the crestal portion of the structure at the western end. A small gas cap is projected a short distance updip from the well.

The first delineation well on the structure, Gulf et al. East Tarsiut N-44, drilled 5.6 km to the east, was completed in 1981 at a total depth of 4531 m. The objective of the well was to test reservoir continuity and flow capability in the zones found to be oil-bearing in the discovery well. The Kugmallit contained four sand packages. The lowest (sandstone IV) tested water while the remaining sands tested oil. Oil/water contacts were encountered at -1842 m in sandstone III and -1634 m in sandstone I. The drillstem tests were encouraging with flow rates of 204 m^3 oil per day from the top sand, 276 m^3 oil per day combined flow from two DST intervals in sandstone II and 271 m^3 oil per day from sandstone III. The Kugmallit top was penetrated 75 m lower than at A-25. The well was drilled from a caisson-retained island.

Gulf et al. East Tarsiut N-44A was directionally drilled downdip to the northeast from the same island. Tests determined the top sand to be below the oil/water contact. Sandstone II flowed 52 m^3 per day fluid (88% oil, 10% water) close to the oil/water contact at about -1 950 m. Sandstone III flowed 56 m^3 per day (50% oil, 50% water).

The Gulf et al. Kiggavik A-43 gas discovery, 18 km east of the A-25 well, was completed in 1982 at a total depth of 3511 m. Sands equivalent to hydrocarbon-bearing zones in Tarsiut were water bearing. However, a new sandstone was penetrated at 1350 m. This younger progradation of the Kugmallit delta tested gas at rates up to 550 E^6m^3/d (15.5 MMCF/d).

The last delineation well, Gulf et al West Tarsiut P-45, was drilled just over 2 km to the west of the original discovery well. Tests of sandstones III and IV indicated these reservoirs were tight and/or wet. Sandstone II was absent. Sandstone I flowed 39 m^3 oil per day from the upper half and 48 m^3 water per day from the lower half.

Delineation drilling at Tarsiut has clearly demonstrated that the field straddles a zone of lithofacies transition: several of the reservoir sands pinch out or decline in quality toward the west end of the structure. The pursuit of better quality reservoir must therefore lead further development of this play to the southeast where, unfortunately, the risk of sandstone to sandstone contact across faults and thus to pool integrity, also increases.

DÉCOUVERTE DE PÉTROLE TARSIUT
(fig. 105)

G.R. Morrell

Le découverte de pétrole Tarsiut a été faite dans des grès de la séquence oligocène de Kugmallit, soumis à des conditions de pression normale. Le champ se trouve à 200 km au nord-ouest d'Inuvik et à 60 km au nord-ouest des côtes du delta du Mackenzie. Il est recouvert de 23 m d'eau et s'observe à la limite entre la zone de cisaillement de la glace et la couverture terrestre de glace fixée. La structure mesure 25 km en longueur et 6 km en largeur; son axe long s'étend d'est en ouest parallèlement à l'orientation de la faille de Tarsiut, un linéament majeur dont la composante normale du rejet vertical excède 500 m. La faille de Tarsiut constitue la limite d'un bloc qui s'est affaissé vers le sud en formant un graben à géométrie de bassin d'extension. Ce style structural, peu fréquent dans le bassin, peut expliquer l'emplacement du champ dans une zone de cisaillement, entre la zone de plissement de Beaufort Ouest et les strates au plissement moins intense de la partie centrale de la plate-forme continentale de la mer de Beaufort.

Le point le plus élevé de la structure se situe très près du plan de la faille de Tarsiut. Les strates sur le flanc septentrional de la crête présentent un pendage de 12° vers le nord et un plongement faible vers l'est et l'ouest le long du plan de faille, complétant ainsi la fermeture. L'étanchéité du gisement Tarsiut à travers la faille est assurée par les shales de la séquence plus jeune de Mackenzie Bay qui sont en contiguïté avec les réservoirs de la séquence de Kugmallit. Cependant, les grès riches en hydrocarbures sont confinés dans la partie supérieure de la structure, indiquant qu'il y a une certaine limite à l'efficacité du mécanisme d'étanchéité.

Le dépocentre de Kugmallit est situé au sud-est de la région de Tarsiut et la séquence dans son ensemble s'amincit rapidement vers le nord-ouest, à peu de distance du champ. Ce phénomène est mis en évidence par le caractère de plus en plus argileux et l'épaisseur de moins en moins importante des grès, le long d'un transect traversant le champ d'est en ouest.

Les grès réservoirs font partie de la sous-séquence «C» de Kugmallit (Morrell et Schmidt, 1988) et les unités plus jeunes de la séquence du même nom sont absentes en raison d'une période de non-sédimentation. Quatre assemblages de grès sont observés bien que seul le grès I possède de bonnes capacités comme roche réservoir sur l'ensemble du territoire du champ. Les assemblages de grès sont séparés par des unités de shale homogène, témoignant ainsi du retrait vers la côte des deltas de Kugmallit et de périodes intermédiaires de sédimentation d'eau plus profonde. Selon les diagraphies, chacun des assemblages de grès présente la signature d'un cycle négatif. L'aspect progradant des assemblages est corroboré par leur association avec des figures de clinoforme, sur les profils de sismique-réflexion, disposées à la manière d'un toit de bardeaux.

L'épaisseur des assemblages de grès varie de 50 à 100 m mais il est à noter que ces valeurs ne tiennent pas compte de la présence d'interlits. En effet, rares sont les lits individuels de grès qui possèdent une épaisseur supérieure à 1 m sans être interrompus par des laminations et des unités de shale silteux. Dans les assemblages, la proportion moyenne de grès n'est que de 30 à 50 %. Dans le grèsl, l'intervalle productif net ne couvre pas plus de 15 m en épaisseur. Les grès sont relativement bien triés et à grain fin. Leur porosité élevée (moyenne de 28 %) s'explique par leur enfouissement à une profondeur plus ou moins importante, entre 1 500 et 2 000 m.

Le puits de découverte Tarsiut A-25 de la Dome Gulf a été foré en 1979 à partir d'un navire de forage de la CANMAR, jusqu'à une profondeur totale de 4 434 m. En 1980, on reprenait les travaux à partir d'un engin de forage flottant, afin de procéder à divers essais. Du pétrole (degré API de 28°) et du gaz s'écoulant respectivement à 125 m^3/d et à 90,1 E^3m^3/d ont été soutirés d'une unité de grès deltaïque d'une épaisseur de 50 m, faisant partie de la séquence de Kugmallit (grès I) et se trouvant à une profondeur de 1 486 m. Les grès recoupés plus profondément dans la séquence ont été jugés peu perméables. Le puits A-25 se trouve à l'extrémité ouest de la structure, sur la zone de crête. Un petit chapeau de gaz s'observe à proximité du puits, en amont pendage.

Le premier puits de délimitation, l'East Tarsiut N-44 de la Gulf et al., a été foré sur la structure à une distance de 5,6 km à l'est et a été complété en 1981; il a atteint une profondeur de 4 531 m. Ce forage visait à vérifier la continuité du réservoir et de faire des essais de débit dans les zones pétrolifères, identifiées à l'étape du puits de découverte. La séquence de Kugmallit présente quatre assemblages de grès. Selon les essais, l'unité inférieure (grès IV) contenait de l'eau et les autres, du pétrole. Le contact pétrole-eau a été rencontré à 1 842 m de profondeur dans le cas du grès III et à 1 634 m dans celui du grès I. Les essais aux tiges ont été concluants avec un débit de pétrole de 204 m^3/d pour le grès au sommet, de 276 m^3/d pour deux intervalles du grès II (combinaison des deux valeurs obtenues) et de 271 m^3/d pour le grès III. Le sommet de la séquence de Kugmallit a été recoupé 75 m plus profondément que dans le puits de découverte. La plate-forme de départ de l'East Tarsiut N-44 était une île artificielle à caisson.

Le forage du puits East Tarsiut N-44A de la Gulf et al. a été orienté vers le nord-est, en aval pendage, et s'est effectué à partir de la même île. Les essais ont permis de conclure que le grès au sommet se trouvait sous le contact pétrole-eau. Dans le cas du grès II, localisé à proximité du contact pétrole-eau à une profondeur de 1 950 m, l'écoulement se chiffrait à 52 m^3/d pour un fluide composé à 88 % de pétrole et à 10 % d'eau. Quant au grès III, le débit d'un mélange à proportions égales de pétrole et d'eau atteignait 56 m^3/d.

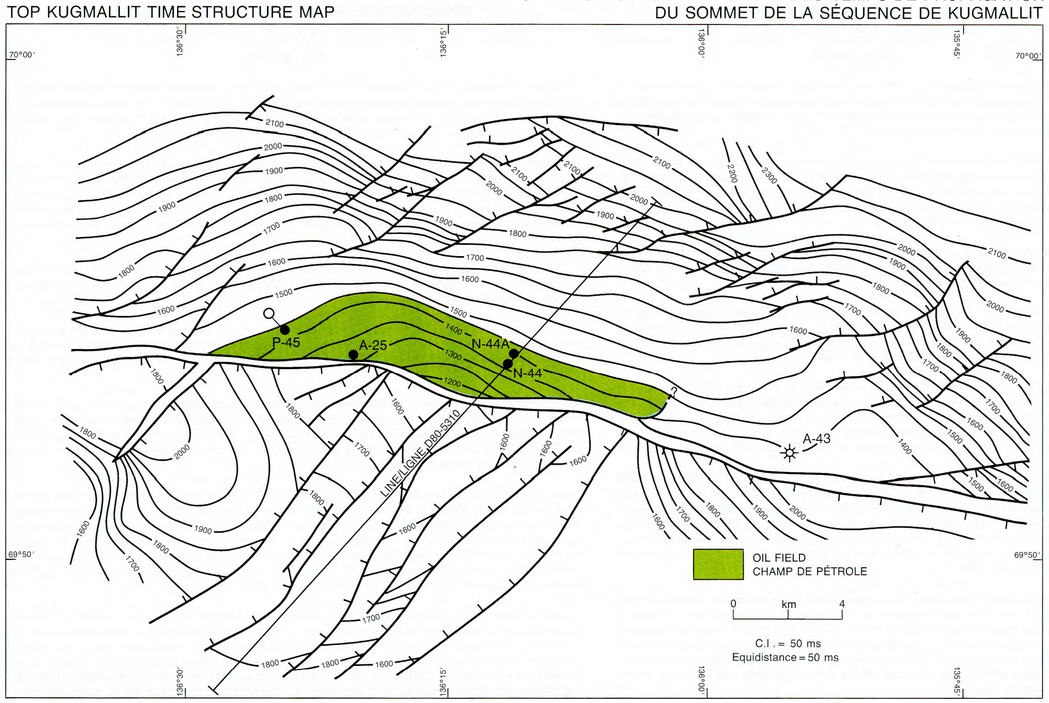
Le puits Kiggavik A-43 de la Gulf et al. se trouve à 18 km à l'est du Tarsiut A-25; il est à l'origine d'une découverte de gaz et son forage s'est terminé en 1982 à une profondeur de 3 511 m. Les grès équivalents aux zones riches en hydrocarbures des puits Tarsiut contenaient de l'eau. Cependant, une nouvelle unité de grès a été signalée à 1 350 m de profondeur et représente une progradation antérieure du delta de Kugmallit. Un gaz s'écoulant à 550 E^6m^3/d (15,5 million pi^3/d) a été identifié lors des essais.

Le dernier puits de délimitation, le West Tarsiut P-45 de la Gulf et al., a été foré à un peu plus de 2 km du puits de découverte. Les essais sur les grès III et IV ont permis de déterminer que ces réservoirs étaient soit peu perméables, soit humides. Il n'y avait pas de grès II; quant au grès I, sa moitié supérieure a présenté un écoulement de 39 m^3/d de pétrole et sa moitié inférieure, de 48 m^3/d.

La délimitation du champ de Tarsiut a permis de démontrer clairement qu'il traverse une zone de transition de lithofaciès. Ce phénomène se traduit par le grand nombre des grès réservoirs qui se terminent en biseau ou qui sont de moindre qualité vers l'extrémité ouest de la structure. Dans cette zone d'hydrocarbures, la volonté de trouver de meilleurs réservoirs devrait diriger les recherches vers le sud-est où, malheureusement, les chances d'observer un contact grès-grès de part et d'autre des failles augmentent, ce qui n'aide pas à l'étanchéité des gisements.

TARSIUT OIL DISCOVERY

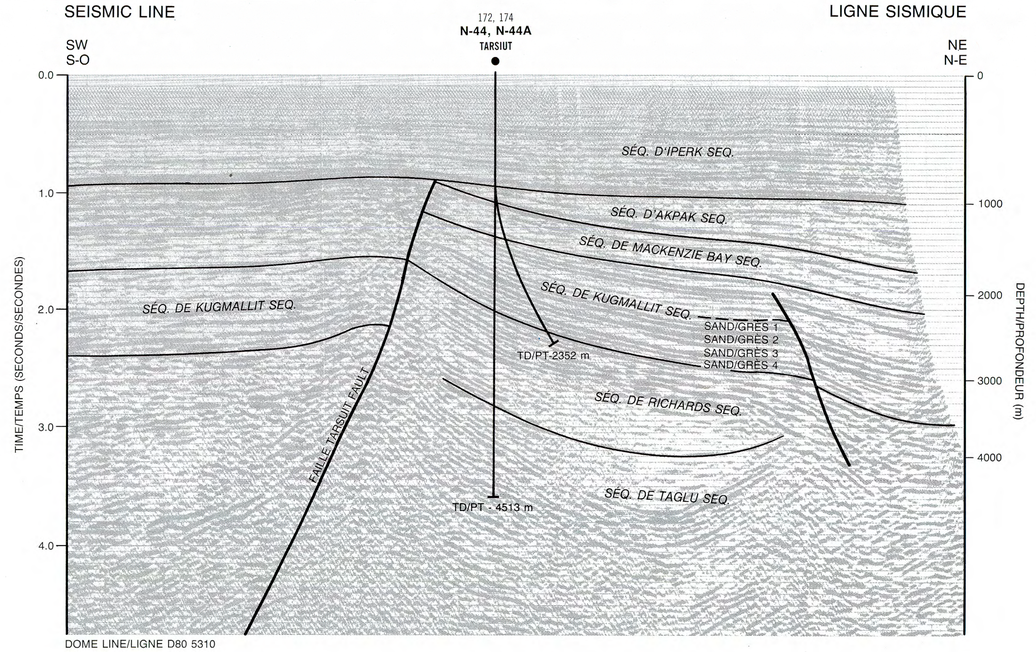
TOP KUGMALLIT TIME STRUCTURE MAP



DÉCOUVERTE DE PÉTROLE TARSIUT

SEISMIC LINE

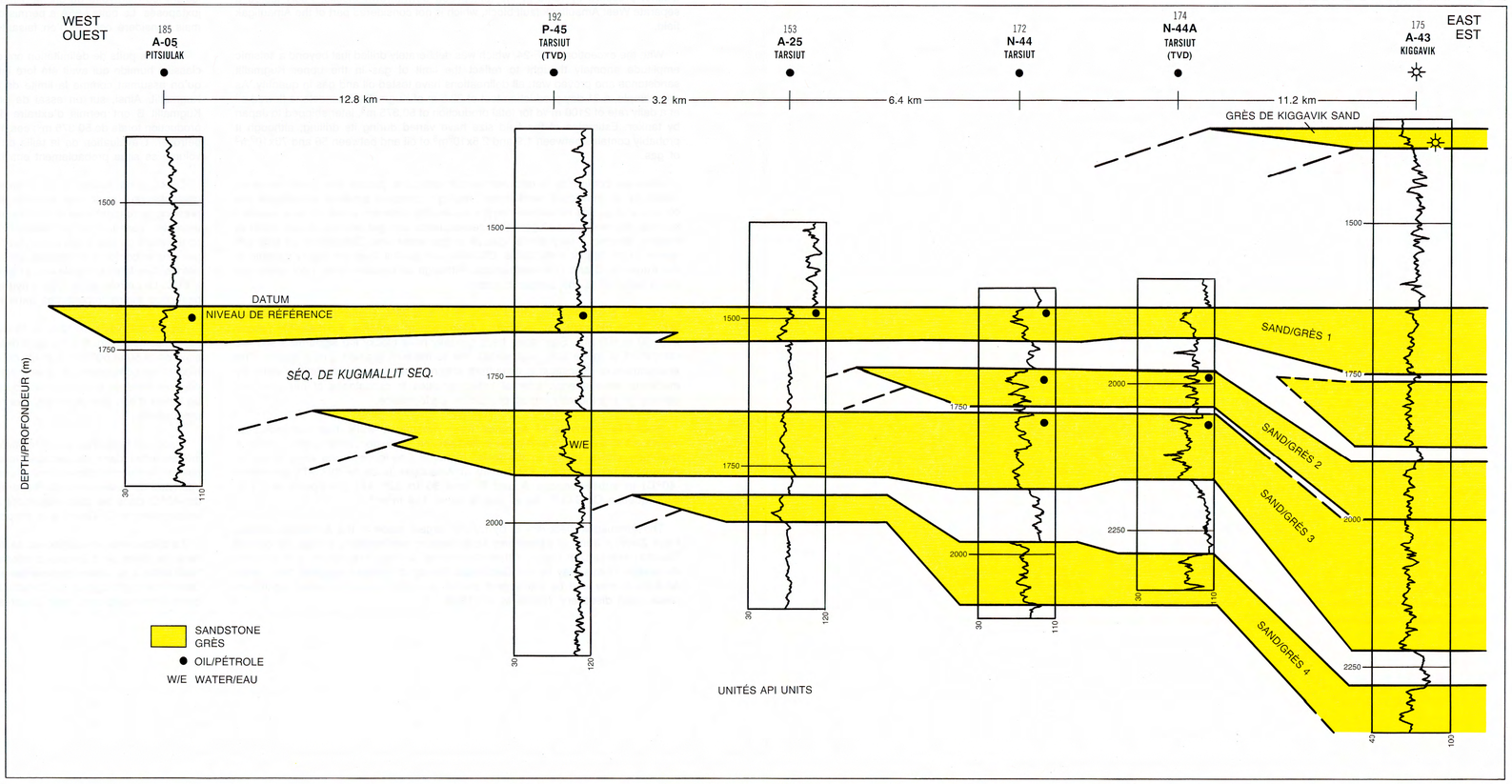
LIGNE SISMIQUE



DOME LINE/LIGNE D80 5310

STRATIGRAPHIC SECTION

COUPE STRATIGRAPHIQUE



Compilers: Compilateurs:
G.R. Morrell, L. Richards

FIGURE 105

AMAULIGAK OIL AND GAS DISCOVERY
(Fig. 106)

G.R. Morrell

Amauligak ranks with Point Arguello and Hibernia as one of the largest oil discoveries made in the North American continent in recent years. The field lies in 30 m of water in the Beaufort Sea some 45 km northeast of North Point on Richards Island, the nearest landfall.

A large, tilted fault block, the Amauligak structure, is bounded by major listric faults. The updip bounding fault, the Amauligak Fault, downthrows to the north with displacement of the top-Kugmallit in the order of 2000 m. Shales and siltstones of the Mackenzie Bay and Akpak sequences abut the Kugmallit sandstones across this fault, ensuring an effective seal.

Reservoir sandstones are confined to the Kugmallit Sequence. This package of marine-deltaic rocks exceeds 1500 m in gross thickness, with approximately 400 m of potential reservoir sandstone.

The Kugmallit Sequence can be subdivided into three subsequences by transgressive shales (Morrell and Schmidt, 1988). Kugmallit A, B and C subsequences record distinct regressive pulses of the Kugmallit delta, possibly in response to eustatic fluctuations in sea level.

The top of the Kugmallit Sequence is truncated by an unconformity (the base of the Mackenzie Bay Sequence) with consequent partial preservation across the crest of the structure of the uppermost two sands of the Kugmallit. Below this unconformity, pay is distributed through as many as 38 distinct sandstones separated by intervals of shale. Average thickness of the producing zones is 15 m.

The discovery well, Gulf et al. Amauligak J-44, was spudded in November 1983 from the Kulluk drilling unit at an intermediate elevation on the structure. The well was drilled to total depth of -3982.5 m in the following season and the rig released in September 1984. Amauligak J-44 penetrated 402 m of sandstone in the Kugmallit Sequence but only encountered hydrocarbons in the Kugmallit A subsequence (14.5 m net oil and 43.5 m net gas pay). Oil tested from one zone at rates up to 822 m^3/d.

Eight additional wells have since been drilled to delineate the Amauligak field from two berms raised at the I-65 and F-24 locations. I-65, I-65A and I-65B were drilled from the I-65 berm and F-24, 2F-24, 2F-24A and 2F-24B from the F-24 berm with an additional designation 2F-24B ST describing the lower portion of the 2F-24B borehole, sidetracked and redrilled down a significantly different trajectory. Approximate bottom hole locations for the delineation wells are indicated on the accompanying map.

Delineation drilling at Amauligak has confirmed that faulting is restricted to major faults visible on seismic, except in crestal areas of the structure near the Amauligak fault, where some proliferation of fault splays occurs. The major faults to the north and west act as seals and separate the Amauligak reservoirs from very distinct pressure systems in the juxtaposed downthrown blocks. I-65A tested a separate West Amauligak fault block, which is not considered part of the Amauligak field.

With the exception of 2F-24, which was deliberately drilled just beyond a seismic amplitude anomaly thought to reflect the limit of gas in the upper Kugmallit sandstones and proved wet, all delineations have tested oil and gas in quantity. As an example, a 21 day production test of 22.5 m of Kugmallit B sandstone flowed oil at a daily rate of 2100 m^3/d for total production of 50,375 m^3, later shipped to Japan by tanker. Estimates of the field size have varied during its drilling, although it probably contains between 1.9 and $2.5x10^9m^3$ of oil and between 56 and $70x10^9m^3$ of gas.

Although confirming a relatively simple structural picture and good field-wide continuity of individual sandstones, multiple pressure systems complicate the picture and gas/oil ratios may vary substantially between zones. It now appears that sandstones in the Kugmallit A subsequence are gas bearing above -2680 m subsea, sharing a very similar gas/oil or gas/water line. Substantial oil legs are absent in the higher sandstones. Oil/water and gas/oil lines are highly variable in the Kugmallit B and C subsequences. Although oil predominates, pool areas are much reduced at the deeper horizons.

Porosity averages 24% with a range of 12% to 33%. Higher porosity values are likely to be the result of secondary dissolution of cements. Permeability ranges from 50 to 500 MD. Sandstone beds typically have blocky log signatures and are composed of moderately well sorted fine to medium grained quartz grains. The environment of deposition is delta-front with marine reworking in shallow water by moderate wave energy. Internal heterogeneities in sandstones of this type are unlikely to significantly impair production performance.

Rock-Eval analysis of samples from Amauligak wells has not indicated significant source rocks within the drilled section (Snowdon, pers. comm. 1989). A regionally active source in the lower Richards Sequence is the likely origin of Amauligak hydrocarbons. Oil gravity at Amauligak is 26 to 28° API (pourpoint -40°C) in subsequences A and B, and 30 to 32° API (pourpoint -5°C) in subsequence C. G.O.R. for all oils is about 114 m^3m^{-3}.

The Amauligak discovery is by far the largest made in the Amauligak-Tarsiut Fault Zone, a trend of extensional faults striking northeasterly across the central Beaufort–Mackenzie Basin. Other discoveries include Issungnak and Nipterk. Evaluation of this play by the Geological Survey of Canada suggests that, while Amauligak may well be the largest pool in the play population, other significant fields await discovery. (Dixon et al., 1988).

DÉCOUVERTE DE PÉTROLE ET DE GAZ AMAULIGAK
(fig. 106)

G.R. Morrell

Le champ Amauligak, tout comme ses pairs Point Arguello et Hibernia, compte parmi les découvertes de pétrole les plus importantes des dernières années en Amérique du Nord. Le champ se trouve dans la mer de Beaufort sous 30 m d'eau, à quelque 45 km au nord-est de la pointe North sur l'île Richards, la côte la plus proche.

La structure Amauligak, un important bloc faillé incliné, est délimitée par des failles listriques majeures. La faille d'Amauligak constitue la frontière en amont pendage et présente un compartiment affaissé vers le nord, à l'origine du déplacement sur près de 2 000 m du sommet de la séquence de Kugmallit. Par le jeu de cette faille, les shales et les siltstones des séquences de Mackenzie Bay et d'Akpak ont été mis en contact avec les grès de Kugmallit, formant ainsi une excellente barrière étanche.

Les grès réservoirs sont présents uniquement dans la séquence de Kugmallit. Cet assemblage de roches marines et deltaïques, d'une épaisseur de 1 500 m, comprend à peu près 400 m de roches qui ont de bonnes qualités comme réservoir.

La séquence de Kugmallit se subdivise en trois sous-séquences (Kugmallit A, B et C), séparées les unes des autres par des unités de shale transgressif (Morrell et Schmidt, 1988). Ces unités sont le reflet de trois épisodes distincts de régression du delta de Kugmallit, causées vraisemblablement par des variations eustatiques du niveau marin.

Le sommet de la séquence de Kugmallit est tronqué par une discordance (base de la séquence de Mackenzie Bay), de sorte que les deux grès supérieurs de Kugmallit ne sont préservés qu'en partie de part et d'autre de la crête de la structure. Sous cette discordance, les intervalles productifs se répartissent dans 38 unités distinctes de grès, séparées par des intercalations de shale. L'épaisseur moyenne des intervalles productifs est de 15 m.

Le puits de découverte Amauligak J-44 de la Gulf et al. a été entrepris en novembre 1983 à partir de l'appareil de forage Kulluk, à un niveau intermédiaire de la structure. Au cours de la saison suivante, le puits a été creusé jusqu'à une profondeur totale de 3 982,5 m et en septembre 1984, les installations de forage étaient retirées. Le puits Amauligak J-44 a traversé 402 m de grès de la séquence de Kugmallit; cependant, la présence d'hydrocarbures se limite à la sous-séquence A. L'intervalle productif net en pétrole atteint 14,5 m d'épaisseur et celui en gaz, 43,5 m. Dans une zone, les essais ont confirmé la présence de pétrole dont le débit se chiffrait à 822 m^3/d.

Depuis, huit puits supplémentaires ont été forés afin de délimiter le champ Amauligak. Le forage de ces derniers avait comme point de départ deux bermes créées artificiellement à l'emplacement des puits I-65 et F-24. Les puits I-65, I-65A et I-65B ont été forés à partir de l'emplacement I-65, tandis que F-24, 2F-24, 2F-24A et 2F-24B l'ont été à partir de F-24; quant à l'appellation 2F-24B ST, elle désigne la partie inférieure du sondage 2F-24B, qui a été dévié et repris suivant une orientation nettement différente. L'emplacement approximatif du fond des puits de délimitation est indiqué sur la carte ci-jointe.

Le forage de délimitation du champ Amauligak a permis de déterminer que les seules failles présentes sont les failles majeures, observées sur les profils sismiques. Cependant, dans les secteurs de la crête de la structure, aux environs de la faille d'Amauligak, la présence de quelques failles mineures divergentes a été signalée. Les failles majeures au nord et à l'ouest servent de barrière imperméable et isolent les réservoirs du champ Amauligak des régimes de pression bien distincts des blocs affaissés juxtaposés. Le puits I-65A a permis d'explorer un bloc faillé se trouvant à l'ouest du champ Amauligak mais considéré comme n'en faisant pas partie.

Tous les puits de délimitation ont démontré l'abondance de pétrole et de gaz, à l'exception du 2F-24 classifié humide qui avait été foré intentionnellement un petit peu au-delà d'une anomalie sismique et qu'on assumait comme la limite de la présence de gaz dans les grès supérieurs de la séquence de Kugmallit. Ainsi, sur un essai de production de 21 jours, 22,5 m du grès de la sous-séquence de Kugmallit B ont permis d'extraire du pétrole à un taux quotidien de 2 100 m^3 pour atteindre une production totale de 50 375 m^3; ces hydrocarbures ont ensuite été expédiés au Japon à bord d'un navire pétrolier. L'évaluation de la taille du champ n'a pas été constante au cours du forage, bien que son volume se situe probablement entre 1,9 et $2,5 \times 10^9m^3$ de pétrole et entre 56 et $70 \times 10^9m^3$ de gaz.

Le contexte structural du champ semble relativement simple et la bonne continuité des unités gréseuses sur toute son étendue est confirmée; cependant, l'existence de nombreux systèmes de pression le rendent plus complexe et les proportions gaz-pétrole peuvent varier de façcon significative entre les zones. Pour le moment, on assume que les grès de la sous-séquence de Kugmallit A contiennent du gaz à une profondeur sous-marine supérieure à 2 680 m et que les limites gaz-pétrole et gaz-eau se confondent presque. Dans les grès supérieurs, il n'y a aucune accumulation substantielle de pétrole. Les limites pétrole-eau et gaz-pétrole sont très variables dans les sous-séquences de Kugmallit B et C. Le pétrole est le type d'hydrocarbure dominant et les régions couvertes par les gisements sont beaucoup moins importantes dans les horizons plus profonds.

La porosité varie de 12 à 33 % avec une moyenne de 24 %. La dissolution secondaire des ciments est vraisemblablement à l'origine des plus grandes valeurs de porosité. Quant à la perméabilité, elle se situe entre 50 et 500 MD. Les lits de grès se reconnaissent généralement à leur diagraphie en forme de bloc et se composent de quartz relativement bien trié, de grain fin à moyennement fin. Ils ont été déposés dans un environnement de front de delta et remaniés par des vagues de force moyenne dans un milieu d'eau peu profonde. Les hétérogénéités internes de ces grès ne devraient pas nuire à leur productivité.

L'analyse Rock-Eval des échantillons des puits Amauligak n'a pas permis d'identifier de roches mères intéressantes dans les sections forées (Snowdon, comm. pers., 1989). Ainsi, les hydrocarbures du champ Amauligak dériveraient d'une roche mère active à l'échelle régionale, située dans la partie inférieure de la séquence de Richards. La densité du pétrole varie de 26 à 28° API (point d'écoulement de -40°C) dans les sous-séquences A et B, et de 30 à 32° API (point d'écoulement de -5°C) dans la sous-séquence C. Quant à la proportion gaz-pétrole, elle se situe aux environs de 114 m^3m^{-3}.

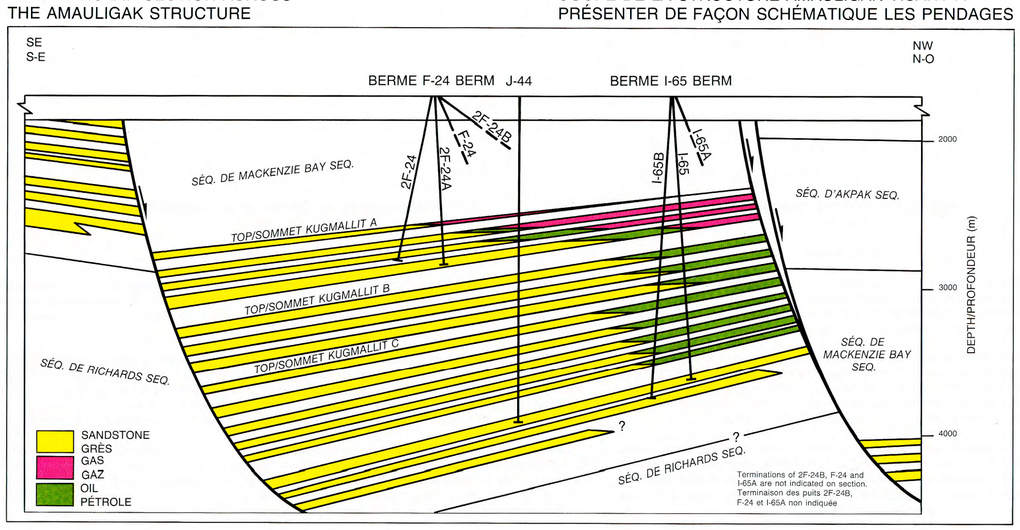
La découverte Amauligak est de loin la plus importante du système de failles Amauligak-Tarsiut, une série de failles de distension d'orientation nord-est traversant la partie centrale du bassin de Beaufort–Mackenzie. Les autres découvertes sont celles d'Issungnak et de Nipterk. Selon l'évaluation faite par la Commission géologique du Canada, le gisement Amauligak est le plus important de la population de la zone d'hydrocarbures, mais d'autres champs d'envergure sont à découvrir (Dixon et al., 1988).

AMAULIGAK OIL AND GAS DISCOVERY

DÉCOUVERTE DE PÉTROLE ET GAZ D'AMAULIGAK

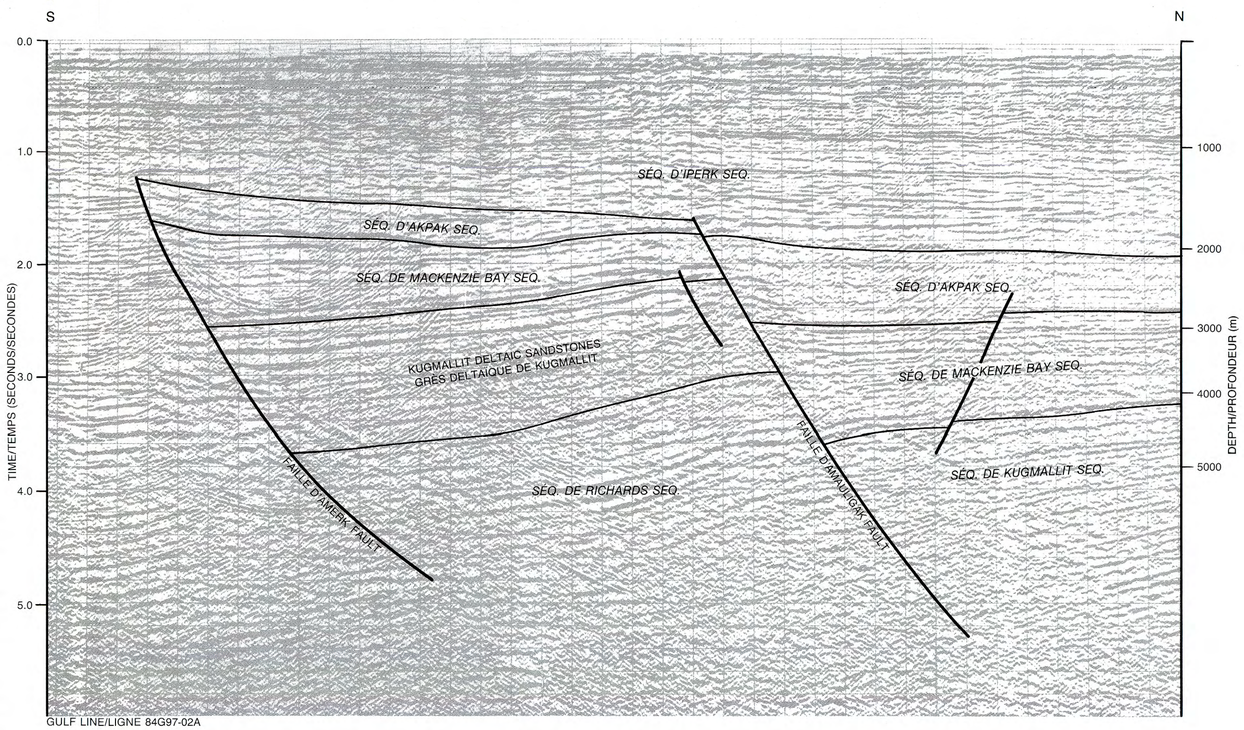
SCHEMATIC DIP SECTION ACROSS THE AMAULIGAK STRUCTURE

COUPE DE LA STRUCTURE AMAULIGAK VISANT À PRÉSENTER DE FAÇON SCHÉMATIQUE LES PENDAGES



SEISMIC LINE

LIGNE SISMIQUE



GULF LINE/LIGNE 84G97-02A

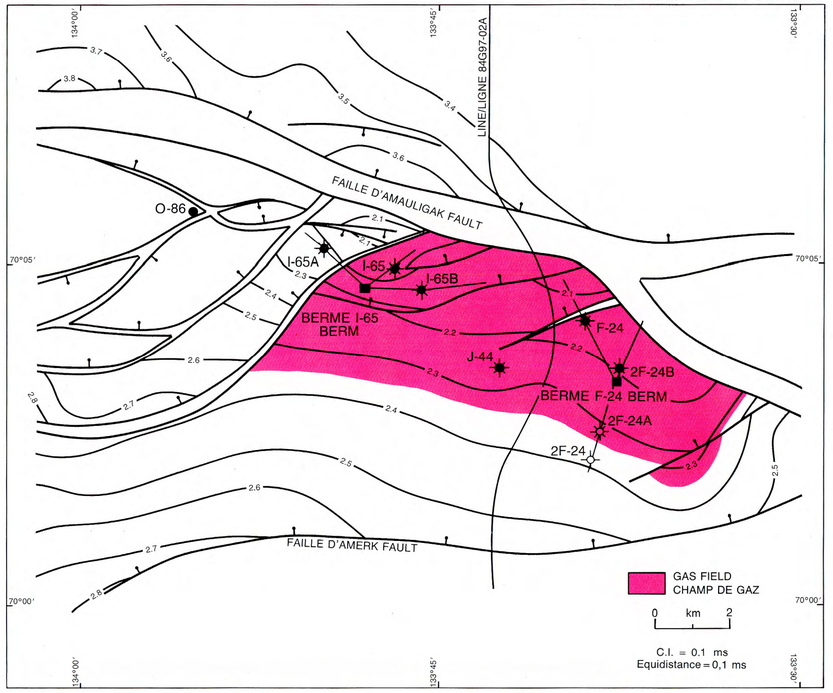
CHAMP D'AMAULIGAK FIELD

LOG CORRELATION: AMAULIGAK J-44 TO AMAULIGAK I-65B

CORRÉLATION DIAGRAPHIQUE : PUITS AMAULIGAK J-44 AU PUITS AMAULIGAK I-65B

TOP KUGMALLIT TIME STRUCTURE MAP

CARTE STRUCTURALE DERIVÉE DES TEMPS DE PROPAGATION DU SOMMET DE LA SÉQUENCE DE KUGMALLIT



Compilers: Compilateurs:
G.R. Morrell, L. Richards

FIGURE 106

ADLARTOK P-09 OIL DISCOVERY
(Fig. 107)

G.R. Morrell

Dome et al. Adlartok P-09 was spudded in 1985, 46 km offshore from Kay Point on the northern coast of Yukon Territory. The Mackenzie Delta lies 90 km to the southeast. The water depth is 67.5 m at the well location but deepens steadily toward the northwest at an approximate rate of 50 m per kilometre.

The discovery well was drilled at the southeastern end of a large anticline, one of many similar structures that make up the West Beaufort Fold Belt. These folds are of large amplitude and overlie thrust faults above a décollement zone within the Cenozoic section. The crest of the Adlartok structure is split by a secondary extension fault that downthrows to the northeast.

Early Eocene and older sediments core the Adlartok structure, which started to develop in earliest Tertiary time as a result of Laramide compression. Subsequent deposition was markedly affected by the developing structure: sequences of Late Eocene age thin rapidly onto the crest where a strongly truncating unconformity is developed at their base.

The unconformity is clearly indicated on the dip log at 1438 m where shales of the Richards Sequence overlie a thick section exhibiting consistently steep dips, identified as delta-front facies of the Lower Eocene Aklak Sequence on the basis of foraminifera (D.H. McNeil pers. comm. 1989).

The microfauna is similar to that of the Ministicoog Shale, the basal marine member of the Aklak Sequence, and supports the hypothesis that the Adlartok reservoir sandstones are distal facies of the thick delta-plain sandstones and coals encountered in Dome Pacific et al. PEX Natsek E-56 and which outcrop on the northern Yukon coastal plain.

The well drilled several thick packages of sandstone in the Aklak Sequence. The highest sandstone was encountered at 1635 m dipping southwest at 35°. It presumably subcrops the unconformity some 350 m from the well. This sandstone package is a coarsening-upward unit 15 m thick. It is typical of five similar packages between 1635 m and 1885 m. With the exception of the lowermost interval, all zones were tested and produced oil with associated gas. The best flow of 363 m^3/d was from the interval 1670 m to 1685 m. Oil gravities were between 28 and 30° API, and a pourpoint of -60°C.

Approximately 50 m of net pay were drilled with an additional 11 m of wet sandstone in the lowermost package below 1866 m. Four cores taken over the interval 1764.0 m to 1878.0 m recovered fine grained laminated and medium grained, nonlaminated sandstones. The latter have porosity values in the range 20% to 24% with permeabilities up to 500 MD. The fine grained laminated beds have lower porosity (16%-18%) and much inferior permeability. All sandstones are lithic arenites, moderately poor to moderately sorted, typically with subangular grains and permeability reduction effected by the squeezing of ductile grains and the growth of authigenic clays.

A shale/siltstone interval between 1884 m and 2015 m separates the productive sandstones from additional sandstones, which extend from 2015 m to total depth at 2647 m. These sandstones differ from the reservoir zones in having a more blocky log character. They become the predominant lithology below 2414 where they are interbedded on the scale of 1 to 2 m. Porosity values are slightly less than in the reservoir zones (in the 15-18% range). A test of the interval (2489-2505 m) produced minor amounts of oil and gas with water.

No delineation drilling has been undertaken at Adlartok. The truncation of the reservoir onto the crest of the structure and the possibility for additional reservoirs in younger units on the flanks ensure that additional drilling will certainly hold surprises. The size of the structure (approximately 25 km^2) leaves little doubt, however, that a major accumulation is present at Adlartok.

DÉCOUVERTE DE PÉTROLE ADLARTOK P-09
(fig. 107)

G.R. Morrell

Le forage du puits Adlartok P-09 a été entrepris en 1985, à 46 km au large des côtes de la pointe Kay, sur la rive nord du Yukon. Le delta du Mackenzie se trouve à 90 km au sud-est. À l'emplacement du puits, la profondeur d'eau atteint 67,5 m, mais augmente rapidememt d'à peu près 50 m par kilomètre vers le nord-ouest.

Le puits de découverte a été foré à l'extrémité sud-est d'un grand anticlinal, comptant parmi de nombreuses autres structures du même type dont notamment la zone de plissement de Beaufort Ouest. Ces plis sont caractérisés par une bonne amplitude et reposent sur des failles de chevauchement, au-dessus d'une zone de décollement à l'intérieur de la succession cénozoïque. La crête de la structure Adlartok est divisée par une faille de distension secondaire qui est à l'origine de l'affaissement du bloc vers le nord-est.

Le coeur de l'anticlinal se compose de roches sédimentaires de l'Éocène inférieur et plus vieilles. La formation de la structure Adlartok remonte au tout début du Tertiaire et découle des mouvements de compression de la phase laramienne. À partir de ce moment, la sédimentation a été profondément marquée par cet anticlinal en formation; ainsi, les séquences de l'Éocène supérieur s'amincissent rapidement à l'approche de la crête de la structure, endroit où une discordance nette tronque la base de ces lithologies.

La discordance est bien visible sur l'enregistrement du pendage à la profondeur 1 438 m, où les shales de la séquence de Richards sont sus-jacents à une unité de bonne épaisseur. Cette dernière présente des strates à pendage fort constant qui, selon les foraminifères observés, consistent en des faciès de front de delta faisant partie de la séquence d'Aklak de l'Éocène inférieur (D.H. McNeil comm. pers., 1989).

La microfaune ressemble à celle décrite dans le shale de Ministicoog, le membre marin formant la base de la séquence d'Aklak. Cette constatation corrobore l'hypothèse selon laquelle les grès réservoirs d'Adlartok représentent les faciès distaux de l'épaisse succession de grès et de charbons de plaine deltaïque, recoupés par le puits Natsek E-56 de la Dome Pacific et al.-PEX et affleurant dans la plaine côtière du Yukon septentrional.

Lors du forage du puits, plusieurs assemblages de bonne épaisseur composés de grès de la séquence d'Aklak ont été identifiés. Le grès le moins profond a été signalé à 1 635 m et présentait un pendage de 35° vers le sud-ouest. À quelque 350 m du puits, il est supposé que cette lithologie soit recoupée par la discordance. Cet assemblage de grès consiste en un cycle négatif d'une épaisseur de 15 m; cinq assemblages analogues s'observent entre 1 635 et 1 885 m. Toutes les zones, à l'exception de la plus profonde, ont produit du pétrole et des gaz associés à l'étape des essais. Le débit le plus important a été enregistré dans l'intervalle compris entre 1 670 et 1 685 m et se chiffrait à 363 m^3/d. La densité API des pétroles oscillait entre 28 et 30° et le point d'écoulement se situait à -60°C.

Un intervalle productif net d'à peu près 50 m d'épaisseur de même qu'un 11 m supplémentaire de grès humides ont été recoupés dans l'assemblage le plus profond, à plus de 1 866 m de la surface. Quatre carottages prélevés à des profondeurs comprises entre 1 764,0 m et 1 878,0 m ont permis d'identifier des grès laminés à grain fin et d'autres non laminés à grain moyen. Ceux non laminés ont une porosité variant de 20 à 24 % et une perméabilité allant jusqu'à 500 MD. Quant aux autres grès, ils sont caractérisés par une moins grande porosité (entre 16 et 18 %) et une perméabilité nettement inférieure. Tous les grès sont classifiés dans les arénites lithiques et sont plus ou moins mal triés à moyennement triés et présentent des grains subanguleux. La diminution de la perméabilité est associée à une compression des grains ductiles et à la croissance de minéraux argileux authigènes.

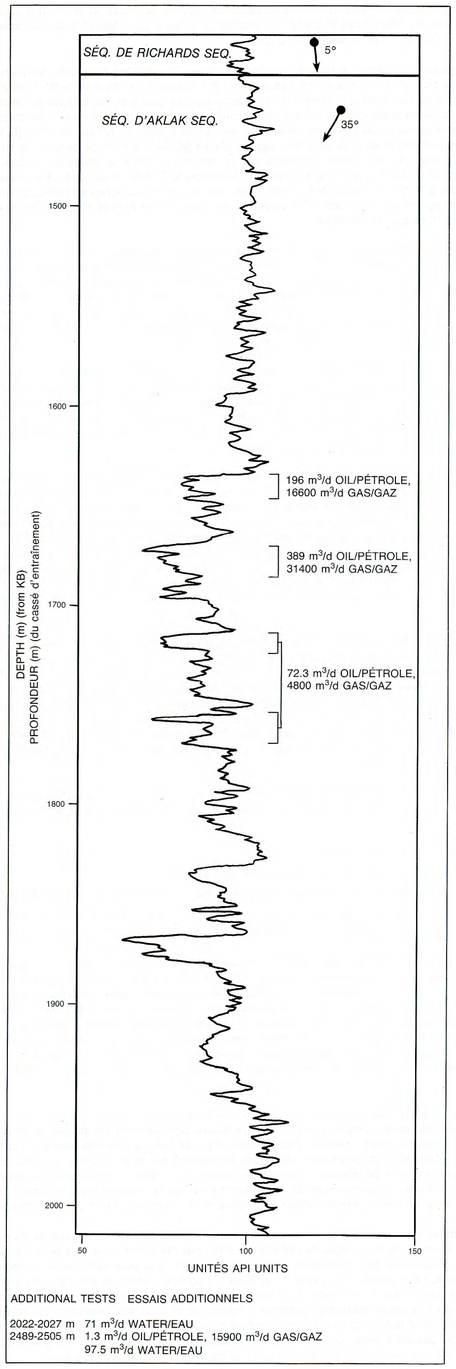
Un intervalle de shale et de siltstone entre 1 884 et 2 015 m de profondeur isole les unités productives d'autres grès qui s'observent entre 2 015 et 2 647 m. Ces grès se distinguent des autres zones de roches réservoirs par leur profil en bloc sur la diagraphie. Au-delà de 2 414 m de profondeur, ils deviennent la lithologie la plus abondante et sont interlités à l'échelle de 1 à 2 m. Leur porosité est légèrement moindre que dans les zones de roches réservoirs et se situe entre 15 et 18 %. Un essai effectué sur l'intervalle compris entre 2 489 m et 2 505 m a permis d'extraire de petites quantités de pétrole et de gaz avec de l'eau.

Aucun forage n'a été entrepris pour délimiter la découverte Adlartok. La troncature du réservoir sur la crête de l'anticlinal et les possiblités de rencontrer d'autres réservoirs dans des unités plus jeunes sur les versants de la structure sont l'indication que le forage d'autres puits devrait certainement réserver des surprises. La dimension de la structure (approximativement 25 km^2) laisse peu de doute sur les chances de découvrir une importante accumulation aux environs de la découverte Adlartok.

ADLARTOK P-09 OIL DISCOVERY

DÉCOUVERTE DE PÉTROLE ADLARTOK P-09

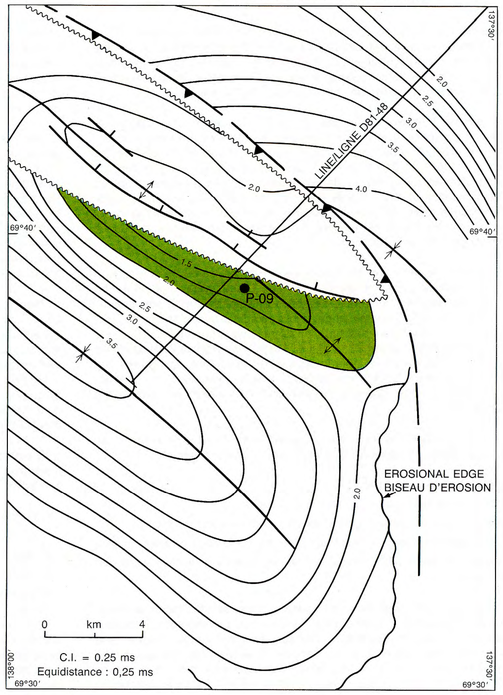
ADLARTOK P-09
(Gamma-ray log) (Gammagraphie)



ADDITIONAL TESTS ESSAIS ADDITIONNELS

2022-2027 m 71 m³/d WATER/EAU
2489-2505 m 1.3 m³/d OIL/PÉTROLE, 15900 m³/d GAS/GAZ
97.5 m³/d WATER/EAU

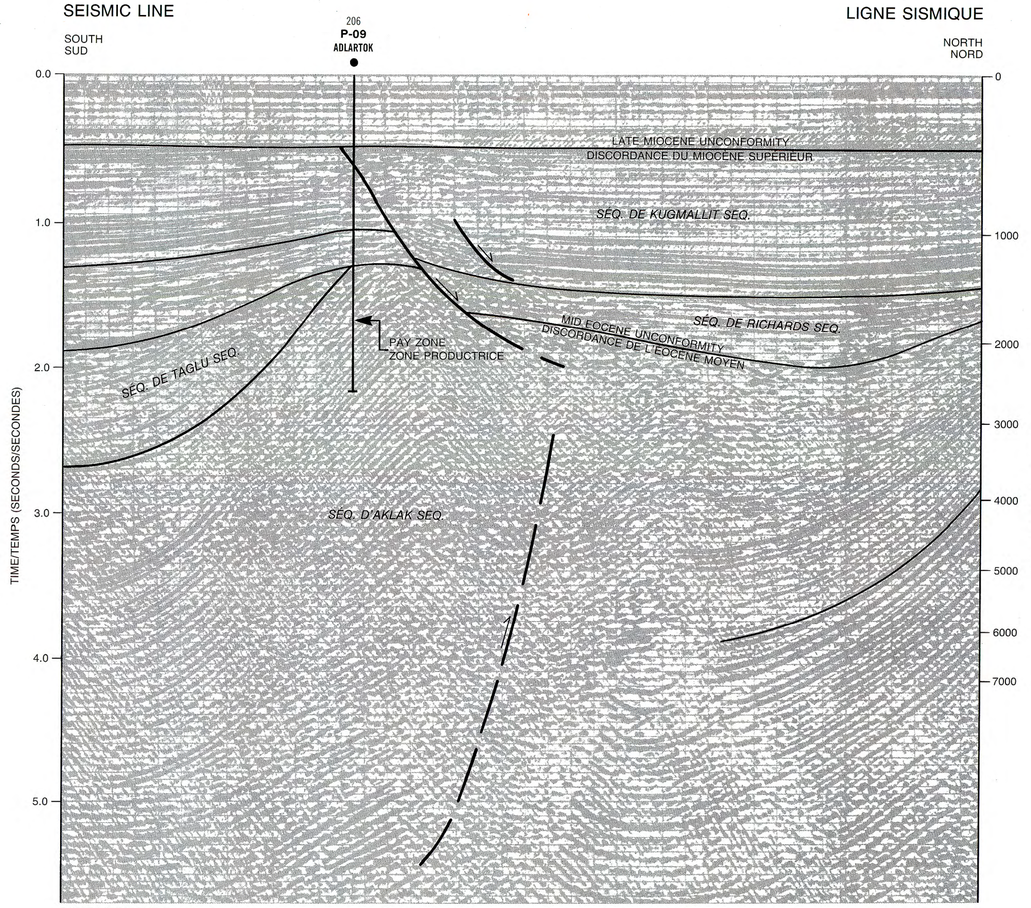
TIME STRUCTURE MAP ON TOP OF PAY ZONE
CARTE STRUCTURALE DÉRIVÉE DES TEMPS DE PROPAGATION DU SOMMET DE L'INTERVALLE PRODUCTIF



APPROXIMATE AREA OF OIL
ÉTENDUE APPROXIMATIVE DU GISEMENT DE PÉTROLE

TOP OF PAY ZONE ERODED MAPPED AT THE MID-EOCENE UNCONFORMITY LEVEL
ÉROSION DU SOMMET DE L'INTERVALLE PRODUCTIF CARTOGRAPHIE EFFECTUÉE AU NIVEAU DE LA DISCORDANCE DE L'ÉOCÈNE MOYEN

SEISMIC LINE — LIGNE SISMIQUE



DOME LINE/LIGNE D81-48

Compiler: Compilateur:

G.R. Morrell

FIGURE 107

KOPANOAR OIL AND GAS DISCOVERY
(Fig. 108)

G.R. Morrell

The Kopanoar anticline, which lies on the northeastern fringe of the West Beaufort Fold Belt, is oriented ESE-WNW with limb asymmetry suggestive of northeasterly directed thrusting. The anticline comprises Eocene and possibly older strata, onlapped and subsequently draped by the Richards and Kugmallit sequences. Differential subsidence, possibly augmented by diapiric growth, has ensured structural closure in all draped sequences beneath the Late Miocene sub-Iperk unconformity.

The Kopanoar reservoir is in Oligocene sandstones of the Kugmallit Sequence, which drape the Kopanoar structure. The sandstones have been penetrated and tested by two wells (M-13 and 2I-44), the four remaining wells on the structure being terminated at shallow depths and abandoned for a variety of mechanical reasons. [These include a water kick and subsequent failure of the 20 inch casing seat (D-14), casing subsidence (L-34) and ice encroachment (2L-34)]. The discovery well, Hunt Dome Kopanoar M-13, was drilled using Canmar drillships over four drilling seasons from 1976 to 1979, and was the second well spudded on the structure after the abandonment of the original D-14 location. Oil and gas were tested from four zones with a best rate of 960 m^3/d of 25° API oil with 13,000 m^3/d gas on a 1.66 cm choke.

Structure maps of the Kopanoar pay horizons indicate a large area of closure, which buoyed early hopes of a major discovery. These moderated after the only successful delineation of the field – Dome Gulf Hunt Kopanoar 2I-44 (4 km to the northwest of the discovery well), tested water updip from hydrocarbon-bearing sands in M-13. However, younger sands within the lower Kugmallit Sequence produced oil with gas at rates up to 179 m^3/d (116 BOPD). These sands are not evident in the M-13 well.

The two wells can be tied to a 3-D seismic grid shot by Dome Petroleum Ltd. in 1980. The seismic reveals a complex picture of several subsequences of variable thickness with the main pay intervals in the two wells separated by non-reservoir strata that include a clinoformal seismic event. Pay sandstones in M-13 lie close to the toe of clinoforms visible on the accompanying seismic section.

The predominant lithologies in the Kugmallit Sequence are deep-water mudstones and siltstones. The principal reservoir sandstones are thinly bedded, very fine to fine grained, commonly silty, and are present between depths 3496.1 and 3630.2 m (11 470–11 910 ft) in M-13. Unfortunately, low salinity of connate water, unconsolidated, thinly interbedded sediments, and overpressure combined to make determination of pay intervals extremely difficult in the Kopanoar wells. Oil/water contacts also are hard to pick because of the similar resistivity in the oil and water zones. Estimates of net pay are inevitably tentatives under these conditions, ranging between 20 and 55 m in 2I-44.

Although poorly resolved, several fining-upward cycles, some 25 m in overall thickness, are indicated on the gamma-ray log. These cycles appear to be composed of interbedded mudstones, siltstones and poorly sorted sandstones. The sandstones themselves contain angular to subangular grains of quartz, chert and feldspar, with significant amounts of detrital clay and mica. They are unconsolidated with little diagenesis of grains. Porosity as high as 25% has been noted; probably present within thin intervals of clean sandstone. In contrast, log porosity falls in the range 12-15% and appears to be an average porosity of silty and clean sandstone beds. Conventional core cut in 2I-44 did not sample the cleaner sandstones.

Additional wet sandstones are present deeper in the M-13 well. Dixon et al. (1984) reported these as sharing several common features, namely:

1) an overall fining-upward trend;
2) sandstone beds decreasing in thickness upward;
3) mudstone intervals increasing in thickness and number upward;
4) each sandstone-rich interval underlain by a thin sandstone or siltstone bed;
5) the lowest, and generally thickest, sandstone appearing to have an abrupt basal contact.

These characteristics, together with regional setting, seismic facies analysis, and deep-water basin plain to base-of-slope foraminiferal assemblages, indicate a deep-water environment of deposition, probably as components of lower and middle submarine fans. This conclusion, if applied to all reservoir intervals in both M-13 and 2I-44 wells, may serve to explain the apparent lack of continuity between the reservoir zones. Thus, several reservoir sands may be interpreted as channel subfacies of restricted lateral extent and of insufficient frequency to interconnect. Other sands are better regarded as instantaneous depositional events too episodic to ensure the development of a (diachronous) sandstone facies.

It is reasonable to suppose that the Kugmallit Sequence over the Kopanoar structure has a complex architecture with many different permutations of structural/stratigraphic traps in the individual reservoir units. It is quite possible that sand-rich areas of the subsea fan occur locally on the structure and that these have the potential to contain large volumes of oil. However, locating such areas must await a more sophisticated understanding of sedimentation in the distal Kugmallit Sequence based on new seismic interpretations and additional delineation wells.

Kopanoar was hailed as a giant oil field after the drilling of the discovery well. Unfortunately, delineation drilling has been too limited to narrow the uncertainties regarding pay continuity, pay thickness, and recovery factor. Evaluation of the M-13 and 2I-44 wells has also been limited by mechanical problems that would not allow an adequate testing program to be run over an extended period of time. This type of testing is required to determine the productive potential of each of the unconnected reservoirs. Although analogous fields in other basins have produced prolific quantities of oil from deep-water turbidite reservoirs, such has yet to be demonstrated for the Beaufort Sea.

DÉCOUVERTE DE PÉTROLE ET DE GAZ KOPANOAR
(fig. 108)

G.R. Morrell

L'anticlinal de Kopanoar, d'orientation ESE-ONO, se trouve sur la frange nord-est de la zone de plissement de Beaufort Ouest et l'asymétrie de ses versants suggère un chevauchement vers le nord-est. Il comprend des strates éocènes et peut-être d'autres unités plus vieilles, recouvertes en biseau d'aggradation et ensuite drapées par les séquences de Richards et de Kugmallit. La subsidence différentielle, éventuellement intensifiée par l'intrusion de diapirs, a causé la fermeture structurale observée dans toutes les séquences drapées, en position inférieure par rapport à la discordance du Miocène supérieur à la base de la séquence d'Iperk.

Le réservoir Kopanoar se compose de grès oligocènes de la séquence de Kugmallit, lesquels sont à l'origine du drapage de la structure Kopanoar. Les grès ont été recoupés par deux puits (M-13 et 2I-44), et des essais ont permis de confirmer la présence d'hydrocarbures. Les quatre autres forages sur la structure n'ont pas été poursuivis en profondeur et ont été abandonnés pour différentes raisons d'ordre mécanique, dont entre autres une venue d'eau et une cassure subséquente de la base du tubage de 20 pi (D-14), une subsidence du tubage (L-34) et un envahissement par les glaces (2L-34). Le puits de découverte Kopanoar M-13 de la Hunt Dome, le deuxième entrepris sur la structure après la décision d'abandonner l'emplacement original du D-14, a été foré à partir d'un navire de la CANMAR sur une période de quatre saisons, soit de 1976 à 1979. Les essais ont permis d'identifier quatre zones riches en hydrocarbures dont le débit maximal enregistré atteignait 960 m^3/d de pétrole (densité API de 25°) et 13 000 m^3/d de gaz par une duse mesurant 1,66 cm de diamètre.

Les cartes structurales des horizons productifs de la découverte Kopanoar mettent en évidence une grande zone de fermeture, ayant suscité ainsi l'espoir d'une découverte majeure. Cet encouragement a été modéré quand les essais du seul puits de délimitation concluant, le Kopanoar 2I-44 de la Dome Gulf Hunt (4 km au nord-ouest du puits de découverte), ont indiqué la présence d'eau en amont pendage des grès riches en hydrocarbures du puits M-13. Cependant, des grès plus jeunes de la partie inférieure de la séquence de Kugmallit contiennent du pétrole avec du gaz, dont le débit est de 179 m^3/d (116 barils/d). Ces grès n'ont pas été reconnus avec certitude dans le puits M-13.

Il est possible de faire une relation entre les deux puits grâce à une grille sismique en trois dimensions établie par la Dome Petroleum Ltd. en 1980. Les données sismiques ont démontré la complexité du contexte aux nombreuses sous-séquences d'épaisseur variable; les principaux intervalles productifs des deux puits sont séparés par des strates non poreuses et non perméables comprenant une figure de clinoforme sur les profils sismiques. Les grès productifs du puits M-13 sont observés à proximité de la base des clinoformes identifiés sur le profil sismique ci-joint.

Les lithologies les plus importantes de la séquence de Kugmallit consistent en des mudstones et des siltstones d'eau profonde. Les principaux réservoirs de grès se présentent en minces lits à grain très fin à fin et souvent silteux; ils s'observent à des profondeurs comprises entre 3 496,1 et 3 630,2 m (11 470 pi et 11 910 pi) dans le puits M-13. Malheureusement, une combinaison de facteurs comme la faible salinité de l'eau connée, les sédiments non consolidés et finement interlités, ainsi que la surpression rendent extrêmement compliquée la détermination des intervalles productifs des puits Kopanoar. Les contacts pétrole-eau sont également difficiles à identifier puisque la valeur de la résistivité est semblable tant pour les zones de pétrole que celles d'eau. Compte tenu de ces facteurs, seule une tentative d'estimation de l'épaisseur de l'intervalle productif est possible. Les valeurs obtenues pour le puits 2I-44 se situent entre 20 et 55 m.

Bien que la résolution soit mauvaise, de nombreux cycles postifs d'une épaisseur totale de quelque 25 m ont été identifiés à l'aide de la gammagraphie. Ces cycles seraient composés d'interlits de mudstones, de siltstones et de grès mal triés. Les grès présentent des grains de quartz anguleux à subanguleux, du chert, des feldspaths et une bonne proportion d'argile et de micas détritiques. Ils ne sont pas consolidés et les grains ont subi une légère diagenèse. Une valeur de porosité aussi élevée que 25 % a été enregistrée et pourrait être associée aux minces intervalles de grès propre. À l'opposé, selon la diagraphie, la porosité varie de 12 à 15 %, ce qui semble correspondre à une valeur moyenne pour des lits de grès silteux et propre. Dans le puits 2I-44, le carottage classique n'a pas permis de prélever d'échantillons des grès plus propres.

D'autres grès humides ont été observés dans le puits M-13, à de plus grandes profondeurs. D'après la description de Dixon et al. (1984), ces roches ont de nombreuses caractéristiques communes, dont les suivantes :

1) tendance générale d'un cycle postif;
2) diminution de l'épaisseur des lits de grès du bas vers le haut;
3) augmentation du nombre et de l'épaisseur des intervalles de mudstone de la base au sommet;
4) recouvrement par un mince lit de grès ou de siltstone de chaque intervalle riche en grès;
5) unité de grès basal (normalement la plus épaisse) marquée par un contact inférieur franc.

Ces caractéristiques ainsi que le cadre régional, l'analyse des faciès par les méthodes sismiques et l'observation d'associations de foraminifères typiques d'une plaine de bassin d'eau profonde à une zone de base de talus sont autant d'indications d'un milieu de sédimentation d'eau profonde, probablement dans les parties inférieures et médianes de cônes sous-marins. Ce milieu de dépôt, si appliqué à tous les intervalles réservoirs des puits M-13 et 2I-44, pourrait expliquer le manque apparent de continuité entre ces entités. Ainsi, de nombreux grès réservoirs peuvent être considérés comme des sous-faciès de chenal à faible continuité latérale et trop peu fréquents pour s'interrelier. D'autres grès sont plutôt interprétés comme des événements instantanés de sédimentation, trop épisodiques pour former un faciès gréseux diachrone.

Il est vraisemblable d'assumer qu'au-dessus de la structure Kopanoar, la séquence de Kugmallit soit caractérisée par une structure complexe présentant plusieurs permutations de pièges structuraux et stratigraphiques au niveau d'unités réservoirs individuelles. Il y a de bonnes chances pour que les régions riches en grès des cônes sous-marins soient observées localement sur la structure et qu'elles aient un potentiel suffisant pour contenir de grandes quantités de pétrole. Par contre, la localisation de ces régions nécessiterait une meilleure compréhension de la sédimentation de la séquence de Kugmallit (section distale), par le biais de nouvelles interprétations sismiques et du forage d'autres puits de délimitation.

Le champ Kopanoar avait d'abord été décrit comme immense, sur la base des résultats du puits de découverte. Malheureusement, les forages de délimitation n'ont pas été assez nombreux pour s'assurer de la continuité et de l'épaisseur des intervalles productifs de même que pour déterminer le facteur de récupération. En outre, l'évaluation des puits M-13 et 2I-44 n'a pu être complétée en raison de problèmes mécaniques, ce qui empêchera de procéder à un bon programme d'essais avant un certain temps. Ces essais sont essentiels à la détermination du potentiel productif de chacun des réservoirs non reliés. Bien que des champs de même nature observés dans d'autres bassins aient été à l'origine de l'extraction de bonnes quantités de pétrole à partir de réservoirs de turbidites d'eau profonde, il n'a pas encore été démontré que les mêmes conditions prévalaient dans le bassin de la mer de Beaufort.

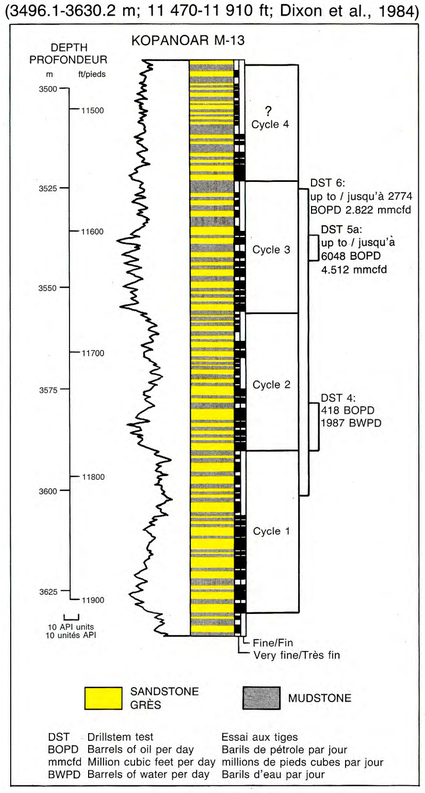
KOPANOAR OIL AND GAS DISCOVERY

DÉCOUVERTE DE PÉTROLE ET GAZ DE KOPANOAR

LITHOLOGICAL AND GAMMA RAY LOG CHARACTERISTICS OF THE PRODUCING ZONE

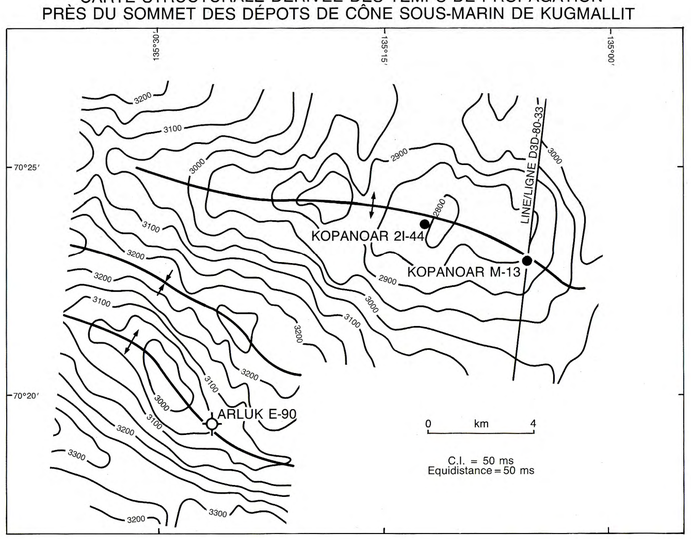
CARACTERISTIQUES LITHOLOGIQUES ET GAMMAGRAPHIQUES DE L'INTERVALLE PRODUCTIF

(3496.1-3630.2 m; 11 470-11 910 ft; Dixon et al., 1984)



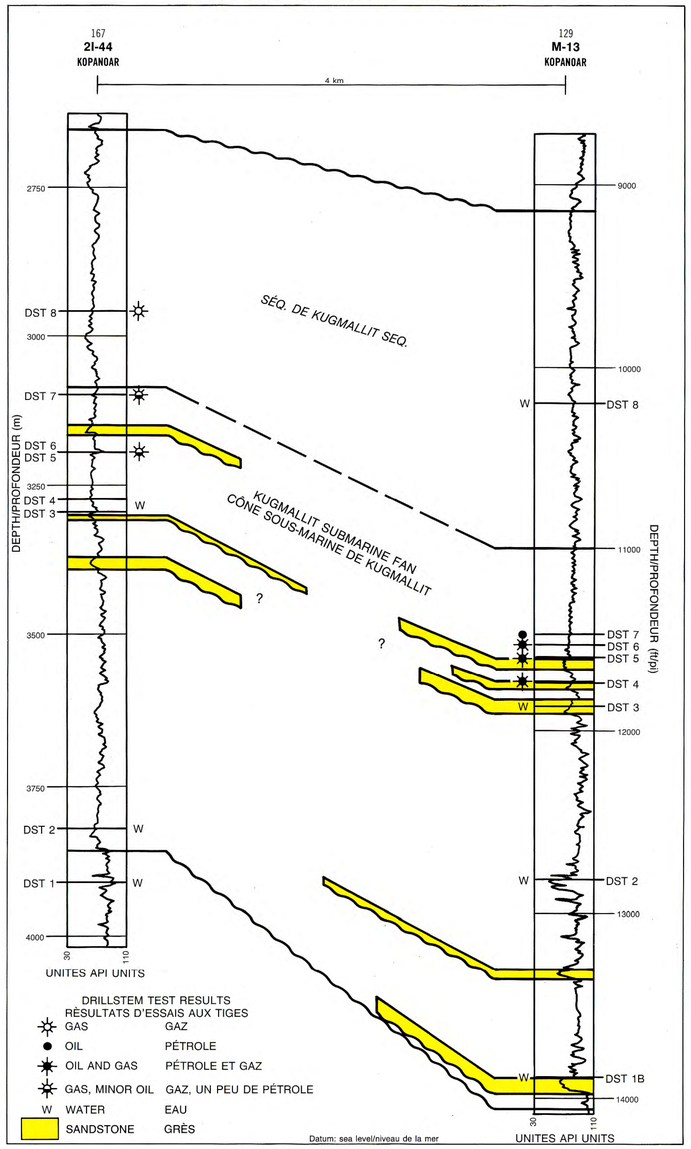
TIME STRUCTURE MAP NEAR TOP OF KUGMALLIT SUBMARINE FAN DEPOSITS

CARTE STRUCTURALE DÉRIVÉE DES TEMPS DE PROPAGATION PRÈS DU SOMMET DES DÉPOTS DE CÔNE SOUS-MARIN DE KUGMALLIT



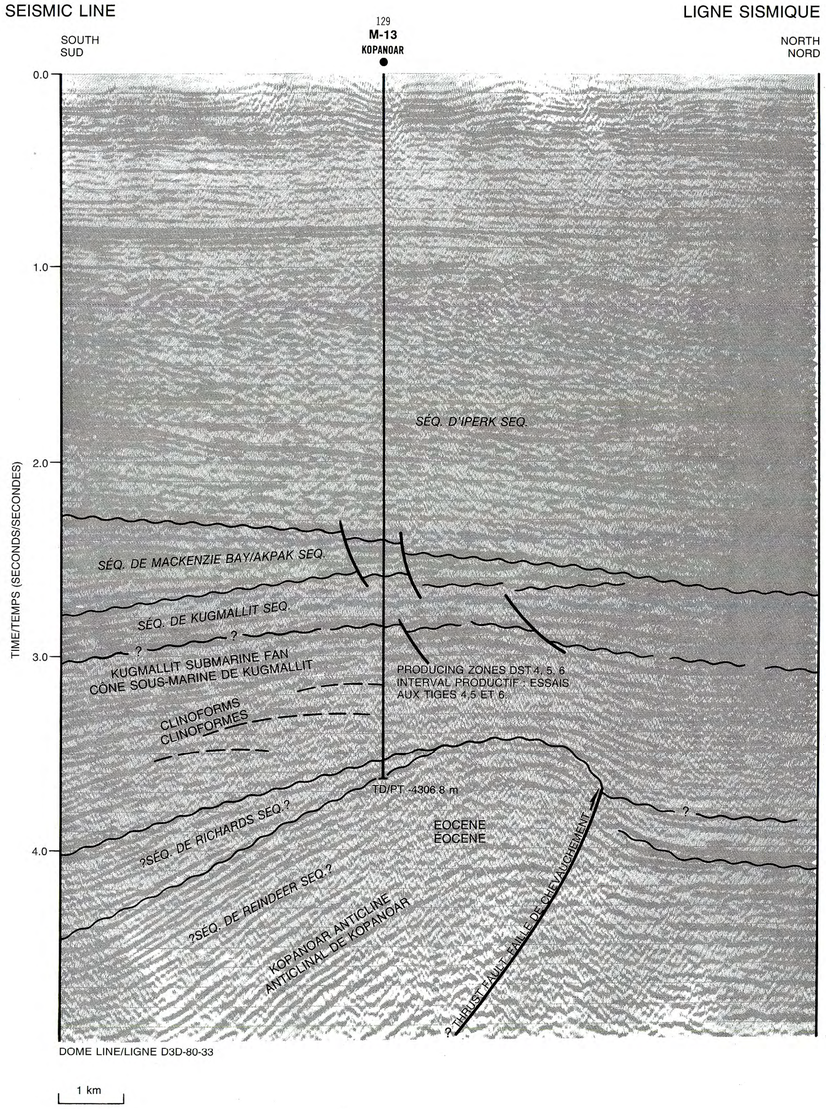
CROSS SECTION TO ILLUSTRATE THE RELATIONSHIP BETWEEN PAY SANDS IN KOPANOAR 2I-44 AND M-13

COUPE ILLUSTRANT LA RELATION ENTRE LES GRÈS PRODUCTIFS DES PUITS KOPANOAR 2I-44 ET M-13



SEISMIC LINE

LIGNE SISMIQUE



Compiler: Compilateur:
G.R. Morrell

FIGURE 108

CONTRIBUTORS COLLABORATEURS

Name Nom	Affiliation
J.S. Bell	Geological Survey of Canada, Calgary, Alberta Commission géologique du Canada, Calgary, Alberta
S. Blasco	Geological Survey of Canada, Dartmouth, Nova Scotia Commission géologique du Canada, Dartmouth, Nouvelle-Écosse
R. Courel	Elf-Aquitaine, Paris, France
J.R. Dietrich	Geological Survey of Canada, Calgary, Alberta Commission géologique du Canada, Calgary, Alberta
J. Dixon	Geological Survey of Canada, Calgary, Alberta Commission géologique du Canada, Calgary, Alberta
D.A. Forsyth	Geological Survey of Canada, Ottawa, Ontario Commission géologique du Canada, Ottawa, Ontario
G. Fortin	Consultant, Cap Rouge, Québec
S. Fowler	Consultant, Saskatoon, Saskatchewan
F. Goodarzi	Geological Survey of Canada, Calgary, Alberta Commission géologique du Canada, Calgary, Alberta
J.F. Halpenny	Geological Survey of Canada, Ottawa, Ontario Commission géologique du Canada, Ottawa, Ontario
A.S. Hedinger	Consultant, Calgary, Alberta
R.B. Horner	Geological Survey of Canada, Sidney, B.C. Commission géologique du Canada, Sidney, C.-B.
D.R. Issler	Geological Survey of Canada, Calgary, Alberta Commission géologique du Canada, Calgary, Alberta
A.M. Jessop	Geological Survey of Canada, Calgary, Alberta Commission géologique du Canada, Calgary, Alberta
A.S. Judge	Geological Survey of Canada, Ottawa, Ontario Commission géologique du Canada, Ottawa, Ontario
L.S. Lane	Geological Survey of Canada, Calgary, Alberta Commission géologique du Canada, Calgary, Alberta
J. Majorowicz	Northern Geothermal Consultants, Edmonton, Alberta
D.J. McIntrye	Geological Survey of Canada, Calgary, Alberta Commission géologique du Canada, Calgary, Alberta
D.H. McNeil	Geological Survey of Canada, Calgary, Alberta Commission géologique du Canada, Calgary, Alberta
W.F. Miles	Geological Survey of Canada, Ottawa, Ontario Commission géologique du Canada, Ottawa, Ontario
G.R. Morrell	National Energy Board, Calgary, Alberta Office national de l'énergie, Calgary, Alberta
L. Richards	National Energy Board, Calgary, Alberta Office national de l'énergie, Calgary, Alberta
V. Schmidt	Consultant, Calgary, Alberta
L.W. Sobczak	Geological Survey of Canada, Ottawa, Ontario Commission géologique du Canada, Ottawa, Ontario
R. Stephenson	Vrije Universiteit, Amsterdam, Netherlands
L.R. Snowdon	Geological Survey of Canada, Calgary, Alberta Commission géologique du Canada, Calgary, Alberta
D.H. Weichert	Geological Survey of Canada, Sidney, B.C. Commission géologique du Canada, Sidney, C.-B.

REFERENCES AND SELECTED BIBLIOGRAPHY

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

Ascoli, P.
1975: Foraminiferal and ostracod biostratigraphy of the Mesozoic–Cenozoic, Scotian Shelf, Atlantic Canada; *in* First International Symposium on Benthonic Foraminifera of Continental Margins, C.T. Schafer and R.B. Pelletier, (eds.); Proceedings, Part B, p. 653–773.

Balkwill, H.R., Cook, D.G., Detterman, R.L., Embry, A.F., Hakansson, E., Miall, A.D., Poulton, T.P., and Young, F.G.
1983: Arctic North America and northern Greenland; *in* Phanerozoic of the World II, Mesozoic A, Mesozoic of Arctic North America and Greenland; M. Moullade and A.E.M. Nairn (eds.); Elsevier Publishing Co., p. 1–31.

Bamber, E.W.
1973: Description of Carboniferous and Permian stratigraphic sections, northern Yukon Territory and northwestern District of Mackenzie (N.T.S. 106M; 116C,F,G,H,I,J,P; 117A,B,C). Geological Survey of Canada, Paper 72–19, 161 p.

Bamber, E.W., Henderson, C.M., Jerzykiewicz, J., Mamet, B.L., and Utting, J.L.
1989: A summary of Carboniferous and Permian biostratigraphy, northern Yukon and northwest District of Mackenzie; *in* Current Research, Part G; Geological Survey of Canada, Paper 89–1G, p. 13–21.

Bamber, E.W. and Waterhouse, J.B.
1971: Carboniferous and Permian stratigraphy and paleontology, northern Yukon Territory, Canada. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 14, p. 29–250.

Barnes, C.R., Brideaux, W.W., Chamney, T.P., Clowser, D.R., Dunay, R.A., Fisher, M.J., Fritz, W.H., Hopkins, W.S., Jeletzky, J.A., McGregor, D.C., Norford, B.S., Norris, A.W., Pedder, A.E.H., Rauwerda, P.J., Sherrington, P.F., Sliter, W.V., Tozer, E.T., Uyeno, T.T., and Waterhouse, J.B.
1974: Biostratigraphic determinations of fossils from the subsurface of the Northwest and Yukon Territories. Geological Survey of Canada, Paper 74–11, 30 p.

Bardoux, M.
1984: Stratigraphy and structural interpretation in the Aklavik Range, eastern slope of northern Richardson Mountains, N.W.T. Unpublished MSc thesis, Queen's University, Kingston, Ontario, 135 p.

Basham, P.W., Forsyth, D.A., and Wetmiller, R.J.
1977: The seismicity of northern Canada. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 1646–1667.

Basham, P.W., Weichert, D.H., Anglin, F.M., and Berry, M.J.
1982: New probalistic strong seismic ground motion maps of Canada: A compilation of earthquake source zones, methods and results. Earth Physics Branch, Open File Report 82–33, 205 p.

Baxter, A.J. and Cheadle, B.A.
1989: The sequence stratigraphy of the Kugmallit Formation, Mackenzie Delta, Northwest Territories, Canada. (Abstract) Canadian Society of Exploration Geophysicists–Canadian Society of Petroleum Geologists, Exploration Update '89, Program and Abstracts, p. 51.

Bell, J.S.
1974: Late Paleozoic orogeny in the northern Yukon; *in* Geology of the Canadian Arctic, J.D. Aitken and D.J. Glass (eds.); Geological Association of Canada–Canadian Society of Petroleum Geologists, p. 23–38.

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 kilometres depth and implications for rock mechanics and hydrocarbon migration; *in* Rock at Great Depth, V. Maury and D. Fourmaintraux (eds.); v. 3, A.A. Balkema, Rotterdam, p. 1243–1256.

Best, M.E., Issler, D.R., and Katsube, T.J.
1995: Shale properties and their significance in sedimentary basin modelling; *in* Proceedings of the Oil and Gas Forum '95, Energy from Sediments, J.S. Bell, T.D. Bird, T.L. Hillier, and P.L. Greener (comp.); Geological Survey of Canada, Open File 3058, p. 251–257.

Bevington, P.R.
1969: Data reduction and error analysis for the physical sciences. McGraw-Hill, New York, 336 p.

Bird, K.J. and Molenaar, C.M.
1987: Stratigraphy; *in* Petroleum geology of the northern part of the Arctic National Wildlife Refuge, northeastern Alaska, K.J. Bird and L.B. Magoon (eds.); US Geological Survey, Bulletin 1778, p. 37–59.

Bloch, J. and Issler, D.R.
in press: Petrographic and geochemical analyses of Beaufort–Mackenzie Basin shales. Geological Survey of Canada, Open File.

Bornhold, B.D., Buckley, D.E., Costaschuk, S., Forbes, D.L., Lewis, C.F.M., Lewis, C.P., Matsumoto, E., Meagher, L., Pelletier, B.R., Walker, D.A., and Wong, C.S.
1984: Marine Science Atlas of the Beaufort Sea: Sediments. Energy, Mines and Resources Canada, 27 p.

Bostick, N.H., Cashamn, S.M., McCulloh, T.H., and Waddell, C.T.
1978: Gradients of vitrinite reflectance and present temperature in the Los Angeles and Ventura Basins, California; *in* Symposium In Geochemistry: Low Temperature Metamorphism of Coal and Clay Minerals, D.F. Oltz (ed.); Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section, p. 65–96.

Bowerman, J.N. and Coffman, R.C.
1975: The geology of the Taglu gas field in the Beaufort Basin, NWT; *in* Canada's Continental Margins, C.J. Yorath, E.R. Parker and D.J. Glass (eds.); Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 4, p. 649–662

Braman, D.R.
1985: The sedimentology and stratigraphy of the Husky Formation in the subsurface, District of Mackenzie, N.W.T. Geological Survey of Canada, Paper 83–14, 24 p.

RÉFÉRENCES ET BIBLIOGRAPHIE SÉLECTIONNÉE

Bredehoeff, J.D., Wolff, R.G., Keys, W.S., and Sliter, E.
1976: Hydraulic fracturing to determine the regional in situ stress field, Piceance Basin, Colorado. Geological Society of America, Bulletin, v. 87, p. 250–280.

Brideaux, W.W.
1976: Taxonomic notes and illustrations of selected dinoflagellate cyst species from the Gulf Mobil Parsons N–10 well; *in* Report of Activities, Part B; Geological Survey of Canada, Paper 76–1B, p. 251–257.

1976: Berriasian dinoflagellate assemblage, Martin Creek, northwestern District of Mackenzie; *in* Report of Activities, Part C; Geological Survey of Canada, Paper 76–1C, p. 115–130.

1977: Taxonomy of Upper Jurassic–Lower Cretaceous microplankton from the Richardson Mountains, District of Mackenzie, Canada. Geological Survey of Canada, Bulletin 281, 89 p.

Brideaux, W.W., Chamney, T.P., Dunay, R.E., Fritz, W.H., Hopkins, W.S., Jeletzky, J.A., McGregor, D.C., Norford, B.S., Norris, A.W., Pedder, A.E.H., Sherrington, P.F., Sliter, W.V., Sweet, A.R., Uyeno, T.T., and Waterhouse, J.B.
1975: Biostratigraphic determinations of fossils from the subsurface of the Districts of Franklin and Mackenzie. Geological Survey of Canada, Paper 74–39, 19 p.

Brideaux, W.W., Copeland, M.J., Jeletzky, J.A., Norford, B.S., Norris, A.W., Pedder, A.E.H., Sweet, A.R., Thorsteinsson, R., Uyeno, T.T., and Wall, J.
1976: Biostratigraphic determinations from the subsurface of the Districts of Franklin and Mackenzie and the Yukon Territory. Geological Survey of Canada, Paper 75-10, 18 p.

Brideaux, W.W. and Fisher, M.J.
1976: Upper Jurassic–Lower Cretaceous dinoflagellate assemblages from Arctic Canada. Geological Survey of Canada, Bulletin 259, 53 p.

Brideaux W.W. and McIntyre, D.J.
1975: Miospores and microplankton from Aptian–Albian rocks along Horton River, District of Mackenzie, Canada. Geological Survey of Canada, Bulletin 252, 85 p.

Brideaux, W.W. and Myhr, D.W.
1976: Lithostratigraphy and dinoflagellate cyst succession in the Gulf Mobil Parsons N–10 well, District of Mackenzie; *in* Current Research, Part B; Geological Survey of Canada, Paper 76–1B, p. 235–249.

Brooke, M.M. and Braun, W.K.
1972: Biostratigraphy and microfaunas of the Jurassic System of Saskatchewan. Saskatchewan Department of Mineral Resources, Report 161.

1981: Jurassic microfaunas and biostratigraphy of northeastern British Columbia and adjacent Alberta. Geological Survey of Canada, Bulletin 182.

Brooks, P.W.
1986: Biological marker geochemistry of oils from the Beaufort–Mackenzie region, Arctic Canada. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 34, p. 490–505.

1986: Unusual biological marker geochemistry of oils and possible source rocks, offshore Beaufort–Mackenzie Delta, Canada. Organic Geochemistry, v. 10, p. 401–406.

Brosge, W.P., Reiser, H.N., Dutro, J.T. Jr., Detterman, R.L.
1976: Reconnaissance geologic map of the Table Mountain quadrangle, Alaska. U.S. Geological Survey, Open File Map 76–546, 2 sheets, 1:200 000.

Bruce, C.J. and Parker, E.R.
1975: Structural features and hydrocarbon deposits in the Mackenzie Delta. Proceedings of the 9th World Petroleum Congress, v. 2, p. 251–261.

Bujak, J.P. and Davies, E.H.
1981: Neogene dinoflagellate cysts from the Hunt Dome Kopanoar M–13 well, Beaufort Sea, Canada. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 29, p. 420–425.

Burns, B.J., Hogarth, J.T.C., and Milner, C.W.D.
1975: Properties of Beaufort Basin liquid hydrocarbons. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 23, p. 295–303.

Caldwell, C.K., Loney, B.L., and Fischer, A.F.
1987: Amauligak: Canadian Beaufort's threshold discovery. Society of Exploration Geophysicists, 57th Annual International Meeting, Expanded Abstracts, p. 402–404.

Carpentier, B., Bessereau, G., and Huc, A.Y.
1989: Diagraphies et roches-mères estimation des teneurs en carbone organique par la méthode carbolog. Revue de l'Institut français du pétrole, v. 44, p. 699–719.

Cecile, M.P.
1988: Corridor traverse through Barn Mountains, northernmost Yukon; *in* Current Research, Part D; Geological Survey of Canada, Paper 88–1D, p. 99–103.

Chamney, T.P.
1969: Abnormally thick Tertiary–Cretaceous sequence, Mackenzie Delta, District of Mackenzie; *in* Current Research, Part B; Geological Survey of Canada, Paper 69–1B, p. 69–72.

1971a: Tertiary and Cretaceous biostratigraphic divisions in the Reindeer D–27 borehole. Geological Survey of Canada, Paper 7–30.

1971b: New species of foraminifera, Jurassic–Cretaceous boundary, Arctic America; *in* Contributions to Canadian Paleontology; Geological Survey of Canada, Bulletin 192, p. 95–109.

1972: Biostratigraphic contributions from the Arctic Coastal Plain west of the Mackenzie Delta; *in* Report of Activities, Part A; Geological Survey of Canada, Paper 72–1A, p. 202–203.

1973: Tuktoyaktuk Peninsula Tertiary and Mesozoic biostratigraphy correlations; *in* Report of Activities, Part B; Geological Survey of Canada, Paper 73–1B, p. 171–178.

1978: Albian foraminifera of the Yukon Territory. Geological Survey of Canada, Bulletin 253, 62 p.

Coflin, K.C.
1989: Crustal structure of the southeast margin of the Canada Basin based upon crustal reflection seismic profiles. Unpublished PhD thesis, University of Calgary, Alberta, 134 p.

Coflin, K.C., Cook, F.A., and Geis, W.T.
1990: Evidence for Ellesmerian convergence in the subsurface east of the Mackenzie Delta. Marine Geology, v. 93, p. 289–301.

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

Cook, F.A. and Coflin, K.C.
1990: Reactivation tectonics in the Arctic of western Canada. Marine Geology, v. 93, p. 303–316.

Cook, F.A., Coflin, K.C., Lane, L.S., Dietrich, J.R., and Dixon, J.
1987a: Preliminary interpretations of the Mackenzie–Beaufort Basin deep crustal reflection survey. Geological Survey of Canada, Open File 1549.

1987b: Structure of the southeast margin of the Beaufort–Mackenzie Basin, Arctic Canada, from crustal seismic reflection data. Geology, v. 15, p. 931–935.

Cote, R.P., Lerand, M.M., and Rector, R.J.
1975: Geology of the Lower Cretaceous Parsons Lake gas field, Mackenzie Delta, Northwest Territories; *in* Canada's Continental Margins, C.J. Yorath, E.R. Parker and D.J. Glass (eds.); Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 4, p. 613–632.

Craig, J.D., Sherwood, K.W., and Johnson, P.P.
1985: Geologic report for the Beaufort Sea Planning Area, Alaska: Regional geology, petroleum geology, environmental geology. US Department of the Interior, Minerals Management Service, Report MMS 85–111, p. 23–43.

Creaney, S.
1980: The organic petrology of the Upper Cretaceous Boundary Creek Formation, Beaufort–Mackenzie Basin. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 28, p. 112–129.

Curiale, J.A.
1991: The petroleum geochemistry of Canadian Beaufort Tertiary 'non-marine' oils. Chemical Geology, v. 93, p. 21–45.

Curtis, D.M.
1986: Comparative Tertiary petroleum geology of the Gulf Coast, Niger and Beaufort–Mackenzie Delta areas. Geological Journal, v. 21, p. 225–255.

Dain, L.G. et al.
1972: Foraminifera of the Upper Jurassic deposits of western Siberia. VNIGRI Trudy No. 317 (in Russian).

Davidson, A. Jr.
1960: Lower Cretaceous foraminifera from Mount Goodenough, Northwest Territories, Canada. Unpublished MSc thesis, University of Alberta, Edmonton.

Davies, E.H. and Poulton, T.P.
1989: Thermal maturation data from Jurassic rocks of western Yukon and adjacent Northwest Territories; *in* Current Research, Part G; Geological Survey of Canada, Paper 89-1G, p. 31–36.

Dietrich, J.R., Coflin, K.C., Lane, L.S., Dixon, J., and Cook, F.A.
1989: Interpretation of deep seismic reflection data, Beaufort Sea, Arctic Canada. Geological Survey of Canada, Open File 2106, 15 p.

Dietrich, J.R., Dixon, J., and McNeil, D.H.
1985: Sequence analysis and nomenclature of Upper Cretaceous to Holocene strata in the Beaufort–Mackenzie Basin; *in* Current Research, Part A; Geological Survey of Canada, Paper 85–1A, p. 613–628.

Dietrich, J.R., Dixon, J., McNeil, D.H., McIntyre, D.J., Snowdon, L.R., and Cameron, A.R.
1989: Geology, biostratigraphy and organic geochemistry of the Natsek E–56 and Edlok N–56 wells, Beaufort Sea, Arctic Canada; *in* Current Research, Part G; Geological Survey of Canada, Paper 89–1G, p. 133–157.

Dietrich, J.R. and Lane, L.S.
1991: Tertiary structural evolution of the Beaufort–Mackenzie Basin. Abstract, Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 39, p. 210.

1992: Geology and structural evolution of the Demarcation Subbasin and Herschel High, western Beaufort–Mackenzie Basin, Arctic Canada. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 40. p. 188–197.

Dixon, J.
1979: The Lower Cretaceous Atkinson Point Formation (new name) on the Tuktoyaktuk Peninsula, N.W.T.: A coastal fan-delta to marine sequence. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 27, p. 163–183.

1981: Sedimentology of the Eocene Taglu Delta, Beaufort–Mackenzie Basin: Example of a river-dominant delta. Geological Survey of Canada, Paper 80–11, 11 p.

1982a: Jurassic and Lower Cretaceous subsurface stratigraphy of the Mackenzie Delta–Tuktoyaktuk Peninsula, N.W.T. Geological Survey of Canada, Bulletin 349, 52 p.

1982b: Sedimentology of the Neocomian Parsons Group in the subsurface of the Mackenzie Delta area. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 30, p. 9–28.

1982c: Upper Oxfordian to Albian geology, Mackenzie Delta, Arctic Canada; *in* Arctic Geology and Geophysics, A.E. Embry and H.R. Balkwill (eds.); Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 8, p. 29-42.

1983: (Abstract) Hydrocarbon potential of Jurassic and Lower Cretaceous rocks in the Beaufort–Mackenzie Basin. Canadian Society of Petroleum Geologists, Reservoir, v. 10, October, p. 1–2.

1986: Cretaceous to Pleistocene stratigraphy and paleogeography, northern Yukon and District of Mackenzie. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 34, p. 46–70.

1988: Depositional setting of the Maastrichtian Cuesta Creek Member, Tent Island Formation, northern Yukon; *in* Current Research, Part D; Geological Survey of Canada, Paper 88–1D, p. 61–65

1990 (editor): Stratigraphic tops in wells from the Beaufort–Mackenzie area, northwest Canada. Geological Survey of Canada, Open File Report 2310 (also available on a disk).

1991: The Neocomian Parson Group, northern Yukon and adjacent Northwest Territories. Geological Survey of Canada, Bulletin 406, 54 p.

1992a: A review of Cretaceous and Tertiary stratigraphy in the northern Yukon and adjacent Northwest Territories. Geological Survey of Canada, Paper 92–9.

1992b: Mesozoic stratigraphy, Eagle Plain area, northern Yukon. Geological Survey of Canada, Bulletin 408.

1993: Regional unconformities in the Cretaceous of northwest Canada. Cretaceous Research, v. 14, p. 17–38.

1994: Cretaceous tectonics and sedimentation in northwest Canada; *in* Evolution of the Western Interior Basin, W.G.E. Caldwell and E.G. Kaufman (eds.); Geological Association of Canada, Special Paper 39, p. 119–129.

Dixon, J. and Dietrich, J.R.
1988: The nature of depositional and seismic sequence boundaries in Cretaceous–Tertiary strata of the Beaufort–Mackenzie Basin; *in* Sequences, Stratigraphy, Sedimentology: Surface and Subsurface, D.P. James and D.A. Leckie (eds.); Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 15, p. 63–72.

1990: Canadian Beaufort Sea and adjacent land areas; *in* The Arctic Ocean Region, A. Grantz, L. Johnson, and J.F. Sweeney (eds.); Geological Society of America, The Geology of North America, vol. L, p. 239–256.

Dixon, J., Dietrich, J.R., and McNeil, D.H.
1992: Upper Cretaceous to Holocene sequence stratigraphy of the Beaufort–Mackenzie and Banks Island areas, northwest Canada. Geological Survey of Canada, Bulletin 407, 90 p.

Dixon, J., Dietrich, J.R., McNeil, D.H., McIntyre, D.J., Snowdon, L.R., and Brooks, P.
1985: Geology, biostratigraphy and organic geochemistry of Jurassic to Pleistocene strata, Beaufort–Mackenzie area, northwest Canada. Canadian Society of Petroleum Geologists, Course Notes, 65 p.

Dixon, J., Dietrich, J.R., Snowdon, L.R., Morrell, G.R., and McNeil, D.H.
1992: Geology and petroleum potential of Upper Cretaceous and Tertiary strata in the Beaufort–Mackenzie area, northwest Canada. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, v. 76, p. 927–947.

Dixon, J. and Jeletzky, J.R.
1991: Stratigraphic nomenclature of Lower Cretaceous rocks in the northern Yukon and adjacent District of Mackenzie, Northwest Territories. Geological Survey of Canada, Paper 90–21, 41 p.

Dixon, J.D., McNeil, D.H., Dietrich, J.R., Bujak, J.P., and Davies, E.H.
1984: Geology and biostratigraphy of the Dome Gulf et al. Kopanoar M–13 well, Beaufort Sea. Geological Survey of Canada, Paper 82–13, 28 p.

Dixon, J., McNeil, D.H., Dietrich, J.R., and McIntyre, D.J.
1989: Barremian to Albian stratigraphy, Tuktoyaktuk Peninsula and south Mackenzie Delta, Northwest Territories. Geological Survey of Canada, Paper 89–15, 16 p.

Dixon, J., McNeil, D.H., and Michael, G.P.
1982: A brief description of calcite spheres from Pliocene strata in the Dome Gulf et al. C–50 well, Beaufort Sea, Arctic Canada. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 623–628.

Dixon, J. Mamet, B.L., and J. Wall
1996: Carboniferous–Permian strata in the Unak L-28 and adjacent wells, Mackenzie Delta, Northwest Territories; *in* Current Research 1996-B, Geological Survey of Canada.

Dixon, J., Morrell, G.R., Dietrich, J.R., Procter, R.M., and Taylor, G.C.
1988: Petroleum resources of the Mackenzie Delta–Beaufort Sea. Geological Survey of Canada, Open File Report 1926, 74 p.

Dixon, J.Orchards, M.J., and Davies, E.H.
1996: Carnian (Triassic) strata in the British Mountains, northern Yukon; *in* Current Research 1996-B, Geological Survey of Canada.

Dixon, J. and Snowdon, L.R.
1979: Geology and organic geochemistry of the Dome Hunt Nektoralik K–59 well, Beaufort Sea; *in* Current Research, Part C; Geological Survey of Canada, Paper 79–1C, p. 85–90.

Doerenkamp, A., Jardine, S., and Moreau, P.
1976: Cretaceous and Tertiary palynomorph assemblages from Banks Island and adjacent areas (NWT). Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 24, p. 372–417.

Dow, W.
1977: Kerogen studies and geological interpretations. Journal of Geochemical Exploration, v. 7, p. 79–99.

Dyke, L.D.
1972: Structural investigations in the White Uplift, northern Yukon Territory; *in* Report of Activities, Part A; Geological Survey of Canada, Paper 72–1A, p. 204–207.

1975: Structural investigations in Campbell Uplift; *in* Report of Activities, Part A; Geological Survey of Canada, Paper 75–1A, p. 525–532.

Embry, A.F. and Dixon, J.
1990: The breakup unconformity of the Amerasia Basin, Arctic Ocean: Evidence from Arctic Canada. Geological Society of America, Bulletin, v. 12, p. 1526–1534.

Enachescu, M.E.
1990: Structural setting and validation of direct hydrocarbon indicators for Amauligak oilfield, Canadian Beaufort Sea. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, v. 74, p. 41–59.

Enachescu, M.E. and Demers, L.
1988: DHIs validation for the Amauligak oil field, Canadian Beaufort Sea. Society of Exploration Geophysicists, 58th Annual International Meeting, Expanded Abstracts, v. 2, p. 764–768.

Evans, C.R., McIvor, D.K., and Magara, K.
1975: Organic matter, compaction history and hydrocarbon occurrence – Mackenzie Delta, Canada. Proceedings of the 9th World Petroleum Congress, v. 2, p. 149–157.

Fensome, R.A.
1987: Taxonomy and biostratigraphy of schizaealean spores from the Jurassic–Cretaceous boundary beds of the Aklavik Range, District of Mackenzie; Palaeontographica Canadiana, no. 4, 49 p, Canadian Society of Petroleum Geologists–Geological Association of Canada.

Forsyth, D.A., Broome, J., Embry, A.F., and Halpenny, J.
1990: Features of the Canadian Polar margin. Marine Geology; v. 93, p. 147–177.

Fowler, S.P.
1985: Lower Cretaceous foraminiferal microfaunas and biostratigraphy of the Richardson Mountains, Yukon and Northwest Territories. Unpublished PhD thesis, University of Saskatchewan, Saskatoon, 394 p.

Fowler, S.P. and Braun, W.
1993: Hauterivian to Barremian foraminifera and biostratigraphy of the Mount Goodenough Formation, Aklavik Range, northwestern District of Mackenzie. Geological Survey of Canada, Bulletin 443, 83 p.

Fowler, S.P. and Dixon, J.
in press: Valanginian foraminifera and biostratigraphy of the McGuire Formation, Northwest and Yukon Territories. Paleontographica Canadiana, Canadian Society of Petroleum Geologists–Geological Association of Canada.

Frazier, D.E.
1974: Depositional episodes: Their relationship to the Quaternary stratigraphic framework in the northwestern portion of the Gulf Basin. Bureau of Economic Geology, The University of Texas at Austin, Austin, Texas, Geological Circular 74–1, 28 p.

Fyles, J.G.
1966: Quaternary stratigraphy, Mackenzie Delta and Arctic Coastal Plain. Geological Survey of Canada, Paper 66–1, p. 30–31.

1967: Mackenzie Delta and Arctic Coastal Plain; *in* Report of Activities, Part A; Geological Survey of Canada, Paper 67–1A, p. 34–35.

Gardner, D.A.C. and Bates, A.C.
1987: Application of seismic stratigraphy to tectonic and facies interpretation of Tertiary sediments in the Canadian Beaufort Sea. Proceedings of the 12th World Petroleum Congress, v. 2, Exploration, p. 179–188.

Geodetic Reference System
1967-1971: The International Association of Geodesy. Bulletin Géodésique, Special Publication No. 3, 116 p, Paris.

Glaister, R.P. and Hopkins, J.C.
1974: Turbidity-current and debris-flow deposits; *in* Use of Sedimentary Structures for Recognition of Clastic Environments, M.S. Shawa (ed.); Canadian Society of Petroleum Geologists, p. 23–40.

Grantz, A. and Dinter, D.A.
1983: Map, cross sections and chart showing Late Quaternary faults, folds and earthquake epicentres on the Alaskan–Beaufort shelf. United States Geological Survey, Miscellaneous Investigation Series, Map 1–1182–C, Scale 1:500 000.

Grantz, A., Dinter, D.A., and Biswas, N.N.
1983: Map, cross sections and chart showing Late Quaternary faults, folds, and earthquake epicentres on the Alaskan Beaufort Shelf. Miscellaneous Investigation Series, Map 1–1182–C, U.S. Geological Survey.

Grantz, A., Ettreim, S., and Dinter, D.A.
1979: Geology and tectonic development of the continental margin north of Alaska. Tectonophysics, v. 59, p. 263–291.

Grantz, A., Ettreim, S., and Whitney, O.T.
1981: Geology and physiography of the continental margin north of Alaska; *in* Studies in Continental Margin Geology, J.S. Watkins and C.L. Drake (eds.); American Association of Petroleum Geologists, Memoir 34, p. 77–100.

1981: Geology and physiography of the continental margin north of Alaska and implications for the origin of the Canada Basin; *in* The Ocean Basins and Margins, U.S., A.E. Nairn, M. Churkin Jr., and F.G. Stehli (eds.); Plenum Publishing Corp., New York, p. 439–492.

Grantz, A. and May, S.D.
1983: Rifting history and structural development of the continental margin north of Alaska. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 34, p. 77–100.

Grantz, A., May, S.D., Taylor, P.T., and Lawver, L.A.
1990: Canada Basin; *in* The Arctic Ocean Region, A. Grantz, L. Johnson, and J.F. Sweeney (eds.); Geological Society of America, The Geology of North America, vol. L, p. 379–402.

Gregory, A.R.
1977: Aspects of rock physics from laboratory and log data that are important to seismic interpretation; *in* Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration, C.E. Payton (ed.); American Association of Petroleum Geologists, Memoir 26, p. 15–46.

Grieve, R.O. et al.
1972: Imperial Atkinson H-25 – stratigraphy and reservoir. Oilweek, February 7, p. 10–12.

Grond, H.C., Churchill, S.J., Armstrong, R.L., Harakal, J.E., and Nixon, G.T.
1984: Late Cretaceous age of the Hutshi, Mount Nansen, and Carmacks groups, southwestern Yukon Territory and northwestern British Columbia. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 21, p. 554–558.

Gulf Canada Resources.
1989: Mackenzie Delta gas export project. Application to the National Energy Board for a Licence to Export Gas.

Gunther, P.R.
1976: A study employing optical methods to evaluate organic metamorphism and oil-generating potential of sediments in the Mackenzie Delta area, District of Mackenzie; *in* Report of Activities, Part C; Geological Survey of Canada, Paper 76–1C, p. 143–152.

Hamilton, E.L.
1976: Variations of density and porosity with depth in deep sea sediments. Journal of Sedimentary Petrology, v. 46, p. 280–300.

Hasegawa, H.S., Chow, C.W., and Basham, P.W.
1979: Seismotectonics of the Beaufort Sea. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 816–830.

Hawkings, T.J. and Hatlelid, W.G.
1975: The regional setting of the Taglu gas field; *in* Canada's Continental Margins, C.J. Yorath, E.R. Parker, and D.J. Glass (eds.); Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 4, p. 633–648.

Haq, B.U., Hardenbol, J., and Vail, P.R.
1987: Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to the present). Science, v. 235, p. 1156–1167.

Hea, J.P., Arcuri, J., Campbell, G.R., Fraser, I., Fuglem, M.O., O'Bertos, J.J., Smith, D.R., and Zayat, M.
1980: Post-Ellesmerian basins in Arctic Canada; their depocentres, rates of sedimentation and petroleum potential; *in* Facts and Principles of World Oil Occurrence, A.D. Miall (ed.); Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 6, p. 447–488.

Hedberg, H.D.
1936: Gravitational compaction of clays and shales. American Journal of Science, v. 31, p. 241–287.

Hedinger, A.S.
1979: Late Jurassic foraminifera from the Aklavik Range, Northwest Territories. Unpublished MSc thesis, University of Alberta, Edmonton, 426 p.

1994: Upper Jurassic (Oxfordian–Volgian) Foraminifera from the Husky Formation, Aklavik Range, District of Mackenzie, Northwest Territories. Geological Survey of Canada, Bulletin 439, 173 p.

Hills, L.V.
1969: Beaufort Formation, northwestern Banks Island, District of Franklin; *in* Report of Activities, Part A; Geological Survey of Canada, Paper 69–1A, p. 204–207.

Hills, L.V. and Fyles, J.G.
1973: The Beaufort Formation, Canadian Arctic Islands. Abstract, Program and Abstracts, Symposium on the Geology of the Canadian Arctic, Canadian Society of Petroleum Geologists and Geological Association of Canada, p. 11.

Hills, L.V., Klovan, J.E., and Sweet, A.R.
1974: **Juglans eocinera** n.sp. Beaufort Formation (Tertiary), southwestern Banks Island, Arctic Canada. Canadian Journal of Botany, v. 52, p. 65–90.

Hitchon, B., Sauveplane, C.M., Underschultz, J.R., and Bachu, S.
1989: Hydrogeology, geopressures and hydrocarbon occurrences, Beaufort–Mackenzie Basin. Geological Survey of Canada, Open File Report 2046, 216 p.

1990: Hydrogeology, geopressures and hydrocarbon occurrences, Beaufort–Mackenzie Basin. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 38, p. 215–235.

Hofer, H. and Varga, W.
1972: Seismogeologic experience in the Beaufort Sea. Geophysics, v. 37, p. 605–619.

Holmes, D.W. and Oliver, T.A.
1973: Source and depositional environments of the Moose Channel Formation, Northwest Territories. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 21, p. 435–478.

Hornal, R.W., Sobczak, L.W., Burke, W.E.F., and Stephens, L.E.
1970: Preliminary results of gravity surveys over the Mackenzie Basin and Beaufort Sea with maps; Dominion Observatory, Gravity Map Series, Nos. 117–119, 12 p.

Hubbard, R.J., Pape, J., and Roberts, D.G.
1985: Depositional sequence mapping to illustrate the evolution of a passive continental margin; *in* Seismic Stratigraphy II, O.R. Berg and D.G. Wolverton (eds.); American Association of Petroleum Geologists, Memoir 39, p. 93–116.

Hughes, O.L.
1972: Surficial geology of northern Yukon Territory and northwestern District of Mackenzie, Northwest Territories. Geological Survey of Canada, Paper 69–36, 11 p.

Ioannides, N.S. and McIntyre, D.J.
1980: A preliminary palynological study of the Caribou Hills outcrop section along the Mackenzie River, District of Mackenzie; *in* Current Research, Part A; Geological Survey of Canada, Paper 80–1A, p. 197–208.

Issler, D.R.
1987: The thermal and subsidence history of the Labrador margin. Unpublished PhD thesis, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, 235 p.

1992: A new approach to shale compaction and stratigraphic restoration, Beaufort–Mackenzie Basin and Mackenzie Corridor, northern Canada; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 76, p. 1170–1189.

Issler, D.R. and Katsube, T.J.
1994: Effective porosity of shale samples from the Beaufort–Mackenzie Basin, northern Canada; *in* Current Research, 1994-B, Geological Survey of Canada, p. 19–26.

Issler, D.R. and Snowdon, L.R.
1990: Hydrocarbon generation kinetics and thermal modelling, Beaufort–Mackenzie Basin. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 38, p. 1–16.

James, D.P. and Baxter, A.J.
1988: Stratigraphy and sedimentology of the Kugmallit Formation, Nipterk structure: Beaufort–Mackenzie Basin, Canada; *in* Sequences, Stratigraphy, Sedimentology: Surface and Subsurface, D.P. James and D.A. Leckie (eds.); Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 15, p. 117–136.

Jeletzky, J.A.
1958: Uppermost Jurassic and Cretaceous rocks of Aklavik Range, northeastern Richardson Mountains, Northwest Territories. Geological Survey of Canada, Paper 58–2, 84 p.

1960: Uppermost Jurassic and Cretaceous rocks, west flank of Richardson Mountains between Stony Creek and lower Donna River, Northwest Territories. Geological Survey of Canada, Paper 59–14, 31 p.

1961: Uppermost Jurassic and Lower Cretaceous rocks, west flank of Richardson Mountains between the headwaters of Blow River and Bell River, Yukon Territory. Geological Survey of Canada, Paper 61–9, 42 p.

1964: Lower Cretaceous marine index fossils of the sedimentary basin of western and Arctic Canada. Geological Survey of Canada, Paper 64–11, 100 p.

1967: Jurassic and (?)Triassic rocks of the eastern slopes of Richardson Mountains, northwestern District of Mackenzie. Geological Survey of Canada, Paper 66–50, 171 p.

1971a: Stratigraphy, facies and paleogeography of Mesozoic rocks of northern and west–central Yukon; *in* Report of Activities, Part A; Geological Survey of Canada, Paper 71–1A, p. 203–221.

1971b: Marine Cretaceous biotic provinces and paleogeography of western and Arctic Canada: Illustrated by a detailed study of ammonites. Geological Survey of Canada, Paper 70–22, 92 p.

1972: Stratigraphy, facies and paleogeography of Mesozoic and Tertiary rocks of northern Yukon and northwest Mackenzie District, N.W.T. (NTS–197B, 106M, 117A, 116O N1/2); *in* Report of Activities, Part A; Geological Survey of Canada, Paper 72–1A, p. 212–215.

1973: Biochronology of the marine boreal latest Jurassic, Berriasian and Valanginian; *in* The Boreal Lower Cretaceous. Geological Journal Special Issue No. 5, p. 41–80.

1974: Contribution to the Jurassic and Cretaceous geology of northern Yukon Territory and District of Mackenzie, Northwest Territories. Geological Survey of Canada, Paper 74–16, 52 p.

1975: Jurassic and Lower Cretaceous paleogeography and depositional tectonics of Porcupine Plateau, adjacent areas of northern Yukon and those of Mackenzie District. Geological Survey of Canada, Paper 74–16, 52 p.

1977: Porcupine River Formation: A new Upper Jurassic sandstone unit, northern Yukon Territory. Geological Survey of Canada, Paper 76–27, 55 p.

1980: Lower Cretaceous rocks of McDougall Pass area and some adjacent areas of north–central Richardson Mountains, northern Yukon Territory and northwest District of Mackenzie, N.W.T. (NTS–116P/9 and 116P/10): A reappraisal. Geological Survey of Canada, Paper 78–22, 35 p.

1984: Jurassic–Cretaceous boundary beds of western and Arctic Canada and the problem of Tithonian–Berriasian stages in the boreal realm; *in* Jurassic–Cretaceous Biochronology and Paleogeography of North America, G.E.G. Westerman (ed.); Geological Association of Canada, Special Paper 27, p. 173–255.

Jeletzky, J.A. and Stelck, C.R.
1981: *Pachygrycia*, a new *Sonneratia*-like ammonite from the Lower Cretaceous (earliest Albian?) of northern Canada. Geological Survey of Canada, Paper 80–20, 25 p.

Johnson, B., Calverley, A.E., and Pendlebury, D.C.
1976: Pleistocene foraminifera from northern Yukon, Canada; *in* First International Symposium on Benthonic Foraminifera of Continental Margins, Part B, C.T. Schafer and B.R. Pelletier (eds.); Maritime Sediments, Special Publication No. 1, p. 393–400.

Johnston, D.H.
1986: Shale properties at temperature and pressure. Oil and Gas Journal, v. 84, no. 44, p. 60–65.

Jones, P.B., Brache, J., and Lentin, J.K.
1980: The geology of the 1977 offshore hydrocarbon discoveries in the Beaufort–Mackenzie Basin, N.W.T.. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 28, p. 81–102.

Judge, A.S., Pelletier, B.R., and Norquay, I.
1988: Permafrost base and distribution of gas hydrates. Map scale 1:500 000; *in* Marine Science Atlas of the Beaufort Sea, B.R. Pelletier (ed.); Geological Survey of Canada, Miscellaneous Report 40, p. 40.

Judge, A.S., Taylor, A.E., Burgess, M.M., and Allen, V.S.
1981: Canadian geothermal data collection – northern wells 1978–1980. Earth Physics Branch, Geothermal Series 12.

Kanasewich, E.R. and Berkes, Z.
1990: Seismic structure of the Proterozoic on Melville Island, Canadian Arctic Archipelago. Marine Geology, v. 93, p. 412–448.

Katsube, T.J., Bloch, J., and Issler, D.R.
1995: Shale pore-structure evolution under variable sedimentation rates in the Beaufort–Mackenzie Basin; *in* Proceedings of the Oil and Gas Fourm '95, Energy from Sediments, J.S. Bell, T.D. Bird, T.L. Hillier, and P.L. Greener (comp.); Geoilogical Survey of Canada, Open File 3058, p. 211–215.

Katsube, T.J. and Issler, D.R.
1993: Pore-size distributions of shales from the Beaufort–Mackenzie Basin, northern Canada; *in* Current Research, Part E, Gegeological Survey of Canada, Paper 93-1E, p. 123–132.

King, C.
1989: Cenozoic of the North Sea; *in* Stratigraphical Atlas of Fossil Foraminifera, Second Edition, D.G. Jenkins and J.W. Murray (eds.); Ellis Horwood Limited, p. 418–489.

Kry, P.R. and Gronseth, J.M.
1983: In situ stresses and hydraulic fracturing in the Deep Basin. Journal of Canadian Petroleum Technology, November–December 1983 Issue, p. 31–36.

Lane, L.S. and Dietrich, J.R.
1995: Tertiary structural evolution of the Beaufort Sea–Mackenzie Delta region, Arctic Canada. Bulletion of Canadian Petroleum Geology, v. 43, p. 293–314.

Lane, F.H. and Jackson, K.S.
1980: Controls on occurrences of oil and gas in the Beaufort–Mackenzie Basin; *in* Facts and Principles of World Oil Occurrence, A.D. Miall (ed.); Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 6, p. 489–501.

Lane, L.S.
1988: The Rapid Fault Array: a foldbelt in Arctic Yukon; *in* Current Research, Part A; Geological Survey of Canada, Paper 88–1A, p. 95–98.

1991: The pre-Mississippian "Neruokpuk Formation", northeastern Alaska and northwestern Yukon. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 28, p. 1521–1533.

1992: Kaltag Fault; northern Yukon, Canada: Constraints on evolution of Arctic Canada. Geology, v. 20, p. 653–656.

Lane, L.S. and Cecile, M.P.
1989: Stratigraphy and structure of the Neruokpuk Formation, northern Yukon; *in* Current Research, Part G; Geological Survey of Canada, Paper 89–1G, p. 57–62.

Lane, L.S. and Dietrich, J.R.
1991: Preliminary interpretations of the 1989 FGP deep seismic reflection program in the western Beaufort Sea. Geological Survey of Canada, Open File 2396, 14 p.

Lane, L.S., Kelley, J.S., and Wrucke, C.T.
1991: Preliminary report on stratigraphy and structure, northeastern Brooks Range, Alaska and Yukon; *in* Current Research, Part A; Geological Survey of Canada, Paper 91–1A, p. 111–117.

Langhus, B.G.
1980: Generation and migration of hydrocarbons in the Parsons Lake area, N.W.T., Canada; *in* Facts and Principles of World Petroleum Occurrence, A.D. Miall (ed.); Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 6, p. 523–534.

Langhus, L.A. and Petracca, A.N.
1973: Planktonic foraminifera from the Mackenzie Delta region subsurface. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 21, p. 131–143.

Lawver, L.A., Grantz, A., and Meinke, L.
1984: The tectonics of the Arctic Ocean; *in* Arctic Technology and Policy, I. Dyer and C. Chryssostomidis (eds.); Hemisphere Publishing Corp. (also through McGraw-Hill International Book Co. outside of USA), p. 147–158.

Lawver, L.A. and Scotese, C.R.
1990: A review of tectonic models for the evolution of the Canada Basin; *in* The Arctic Ocean, A. Grantz, L. Johnson, and J.F. Sweeney (eds.); Geological Society of America, The Geology of North America, v. L, p. 593–618.

Lerand, M.M.
1973: Beaufort Sea; *in* The Future Petroleum Provinces of Canada, R.G. McCrossan (ed.); Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 1, p. 315–386.

Link, C.M. and Bustin, R.M.
1989: Organic maturation and thermal history of Phanerozoic strata in northern Yukon and northwestern District of Mackenzie; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 37, p. 266–292.

Link, C.M., Bustin, R.M., and Snowdon, L.R.
1989: Petroleum source potential and depositional setting of Phanerozoic strata in northern Yukon and northwestern District of Mackenzie. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 37, p. 293–315.

Ludwig, W.J., Nafe, J.E., and Drake, C.L.
1970: Seismic refraction; *in* The Sea, A.E. Maxwell, (ed.); v. 4, pt. 1, p. 53–84, Wiley Interscience, New York.

Macbeth, J.I. and Schmidt, R.A.M.
1973: Upper Cretaceous foraminifera from Ocean Point, northern Alaska. Journal of Paleontology, v. 47, p. 1047–1061.

Mackay, J.R.
1963: The Mackenzie Delta area, NWT. Canada Department of Mines and Technical Surveys, Geographic Branch, Memoir 8, 202 p.

Magara, K.
1968: Compaction and migration of fluids in Miocene mudstone, Nagaoka Plain, Japan. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, v. 52, p. 2466–2501.

1976: Thickness of removed sedimentary rocks, paleopore pressure and paleotemperature, southwestern part of Western Canada Basin. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, v. 60, p. 554–565.

1980: Comparison of porosity-depth relationships of shale and sandstone. Journal of Petroleum Geology, v. 3, p. 175–185.

Majorowicz, J.A. and Dietrich, J.R.
1989: Comparison of the geothermal and organic maturation gradients of central and southwestern Beaufort–Mackenzie Basin; *in* Current Research, Part G; Geological Survey of Canada, Paper 89–1G, p. 63–67.

Majorowicz, J.A., Jones, F.W., and Judge, A.S.
1990: Deep subpermafrost geothermal regime in the Mackenzie Delta basin, northern Canada – analysis from petroleum bottom hole temperature data. Geophysics, v. 55, p. 362–372.

Matthews, W.H. and Bustin, R.M.
1984: Why do the Smoking Hills smoke? Canadian Journal of Earth Sciences, v. 21, p. 737–742.

McDougall, K.
1987: Maastrichtian benthic foraminifers from Ocean Point, North Slope, Alaska. Journal of Foraminiferal Research, v. 17, no. 4, p. 344–366.

McGrath, P.H. and Fraser, I.
1981: Magnetic map of Arctic Canada. Geological Survey of Canada, Map 1512A.

McIntyre, D.J.
1974: Palynology of an Upper Cretaceous section, Horton River, District of Mackenzie, N.W.T.. Geological Survey of Canada, Paper 74–14, 56 p.

1975: Morphologic changes in *Deflandria* from a Campanian section, District of Mackenzie, N.W.T. Canada. Geoscience and Man, v. 11, p. 61–76.

McIntyre, D.J. and Brideaux, W.W.
1980: Valanginian miospores and microplankton assemblages from the northern Richardson Mountains, District of Mackenzie, Canada. Geological Survey of Canada, Bulletin 320, 57 p.

McMillen, K.J. and O'Sullivan, P.
1992: Tectonic and eustatic controls on Paleogene sequence stratigraphy, Beaufort Sea, Alaska and Canada; *in* Geology and Geophysics of Continental Margins, J.S. Watkins, F. Zhiqiang and K.J. McMillen (eds.); American Association of Petroleum Geologists, Memoir 53, p. 285–315.

McNeil, D.H.
1983: *Jadammina statuminis* n. sp., in the Eocene Richards shale, Mackenzie Delta area of Arctic Canada. Journal of Foraminiferal Research, v. 13, p. 219–223.

1988a: *Cyclammina cyclops* n. sp., in the Eocene Richards Formation, Beaufort Sea area of Arctic Canada. Journal of Foraminiferal Research, v. 18, p. 114–123.

1988b: New occurrence of the algal cyst(?) *Bolboforma badenensis* Szczechura in the Miocene of the Beaufort Sea, Arctic Canada. Micropaleontology, v. 34, p. 90–96.

1989: Foraminiferal zonation and biofacies analysis of Cenozoic strata in the Beaufort–Mackenzie Basin of Arctic Canada; *In* Current Research, Part G; Geological Survey of Canada, Paper 89–1G, p. 203–223.

1990a: Stratigraphy and paleoecology of the Eocene *Stellarima* Assemblage Zone (pyrite diatom steinkerns) in the Beaufort–Mackenzie Basin, Arctic Canada. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 38, p. 17–27.

1990b: Tertiary marine events of Beaufort–Mackenzie Basin and correlation of Oligocene to Pliocene marine outcrops in Arctic North America. Arctic, v. 43, p. 301–313.

McNeil, D.H. and Birchard, M.C.
1989: Cenozoic foraminiferal interval zones and sequence tops in 66 exploratory wells, Beaufort–Mackenzie Basin. Geological Survey of Canada, Open File Report 2121, 37 p.

McNeil, D.H., Dietrich, J.R., and Dixon, J.
1990: Foraminiferal biostratigraphy and seismic sequences: Examples from the Cenozoic of the Beaufort–Mackenzie Basin, Arctic Canada; *in* Paleoecology, Biostratigraphy, Paleoceanography and Taxonomy of Agglutinated Foraminifera, C. Hemleben, M.A. Kaminski, W. Kuhnt, and D.B. Scott (eds.); Kluwer Academic Publishers, The Netherlands, p. 859–882.

McNeil, D.H., Ioannides, N.S., and Dixon, J.
1982: Geology and biostratigraphy of the Dome Gulf et al. Ukalerk C–50 well, Beaufort Sea. Geological Survey of Canada, Paper 80–32, 17 p.

McNeil, D.H., Issler, D.R., and Snowdon, L.R.
in press: Colour alteration, thermal maturity, and burial diagenesis in fossil foraminifers. Geological Survey of Canada, Bulletin.

McNeil, D.H. and Miller, K.G.
1990: High-latitude application of $^{87}Sr/^{86}Sr$: correlation of Nuwok beds on North Slope, Alaska, to standard Oligocene chronostratigraphy. Geology, v. 18, p. 415–418.

McWhae, J.R.
1986: Tectonic history of northern Alaska, Canadian Arctic, and Spitsbergen regions since Early Cretaceous. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, v. 70, p. 430–450.

Meneley, R.A.
1986: Oil and gas fields in the east coast and Arctic basin of Canada; *in* Future Petroleum Provinces of the World, M.T. Halbouty (ed.); American Association of Petroleum Geologists, Memoir 40, p. 143–176.

Mitchum R.M. Jr., Vail, P.R., and Thompson, III, S.
1977: Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 2: The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis; *in* Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration, C.E. Payton (ed.); American Association of Petroleum Geologists, Memoir 26, p. 53–62.

Molenaar, C.M.
1983: Depositional relations of Cretaceous and lower Tertiary rocks, northeastern Alaska. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, v. 67, p. 1066–1080.

Monnier, F., Powell, T.G., and Snowdon, L.R.
1983: Qualitative and quantitative aspects of gas generation and maturation of sedimentary organic matter. Examples from Canadian frontier basins; Advances in Organic Geochemistry 1981, Proceedings 10th International Meeting on Organic Geochemistry, 14–18 September 1981, Bergen, Norway, p. 487–495.

Morrell, G.R. and Schmidt, U.B.
1988: Subsequences of the Kugmallit delta front, Beaufort–Mackenzie Basin; *in* Sequences, Stratigraphy, Sedimentology: Surface and Subsurface, D.P. James and D.A. Leckie (eds.); Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 15, p. 361–372.

Morelli, C., Gantar, C., Honhasalo, T., McConnell, R.K., Tanner, J.G., Szabo, B., Uotila, U., and Whalen, C.T.
1974: The international gravity standardisation net 1971 (IGSN 71). The International Association of Geodesy, Special Publication No. 4, 194 p.

Mountjoy, E.W.
1967: Upper Cretaceous and Tertiary stratigraphy, northern Yukon and northwestern District of Mackenzie. Geological Survey of Canada, Paper 66–16, 70 p.

1967: Triassic stratigraphy of northern Yukon Territory. Geological Survey of Canada, Paper 66–19, 44 p.

Mountjoy, E.W. and Chamney, T.P.
1969: Lower Cretaceous (Albian) of the Yukon: Stratigraphy and foraminiferal subdivisions, Snake and Peel rivers. Geological Survey of Canada, Paper 68–26, 71 p.

Myers, M.D.
1994: Evolution of Late Cretaceous–Early Tertiary depositional sequences in the Beaufort–Mackenzie Basin, Canada. Unpublished PhD thesis, University of Alaska, Fairbanks, U.S.A., 239 p.

Myhr, D.W.
1974: A shallow shelf coastal environment interpreted from lithostratigraphy of Lower Cretaceous cores in the Gulf Mobil East Reindeer G–04 borehole, N.W.T.; *in* Report of Activities, Part B; Geological Survey of Canada, Paper 74–1B, p. 282–286.

1975: Markers within Cretaceous rocks as indicated by mechanical logs from boreholes in the Mackenzie Delta area, Northwest Territories; *in* Current Research, Part B; Geological Survey of Canada, Paper 75–1B, p. 267–275.

Myhr, D.W. and Barefoot, R.R.
1976: Geochemical properties of Cretaceous rocks and their use as a correlation tool, Mackenzie Delta and Yukon Coastal Plain areas; *in* Current Research, Part B; Geological Survey of Canada, Paper 76–1B, p. 311–314.

Myhr, D.W. and Gunther, P.R.
1974: Lithostratigraphy and coal reflectance of a Lower Cretaceous deltaic succession in the Gulf Mobil Parsons F–09 borehole, N.W.T.; *in* Report of Activities, Part B; Geological Survey of Canada, Paper 74–1B, p. 24–28.

Myhr, D.W. and Young, F.G.
1975: Lower Cretaceous (Neocomian) sandstone sequence of Mackenzie Delta and Richardson Mountains area; *in* Report of Activities, Part C; Geological Survey of Canada, Paper 75–1C, p. 247–266.

Nassichuk, W.W.
1987: Forty years of northern non-renewable resource development. Arctic, v. 40, p. 274–284.

Naylor, D., McIntyre, D.J., and McMillan, N.F.
1972: Pleistocene deposits exposed along the Yukon coast. Arctic, v. 25, p. 49–55.

Nelson, S.J.
1961: Permo–Carboniferous stratigraphy of northern Yukon Territory. Alberta Society of Petroleum Geologists, Journal, v. 9, p. 1–9.

Nentwich, F.W.
1989: Petrography of Kugmallit Sequence sandstones, Beaufort–Mackenzie Basin. Geological Survey of Canada, Open File Report 2125, 53 p.

Nentwich, F.W. and Yole, R.W.
1982: Sedimentary petrology and stratigraphic analysis of the subsurface Reindeer Formation (Early Tertiary), Mackenzie Delta–Beaufort Sea area, Canada; *in* Arctic Geology and Geophysics, A.E. Embry and H.R. Balkwill (eds.); Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 8, p. 55–82.

Norford, B.S.
1964: Reconnaissance of the Ordovician and Silurian rocks of northern Yukon Territory. Geological Survey of Canada, Paper 63–19.

Norford, B.S., Barss, M.S., Brideaux, W.W., Chamney, T.P., Fritz, W.H., Hopkins, W.S., Jeletzky, J.A., Pedder, A.E.H., and Uyeno, T.T.
1971: Biostratigraphic determinations of fossils from the subsurface of the Yukon Territory and the District of Mackenzie. Geological Survey of Canada, Paper 71–15, 25 p.

Norford, B.S., Brideaux, W.W., Chamney, T.P., Copeland, M.J., Frebold, H., Hopkins, W.S. Jr., Jeletzky, J.A., Johnson, B., McGregor, D.C., Norris, A.W., Pedder, A.E.H., Tozer, E.T., and Uyeno, T.T.
1973: Biostratigraphic determinations of fossils from the subsurface of the Yukon Territory and the District of Mackenzie. Geological Survey of Canada, Paper 72-30, 29 p.

Norris, D.K.
1970: Structural and stratigraphic studies in the tectonic complex of northern Yukon Territory, north of Porcupine River; *in* Report of Activities, Part A; Geological Survey of Canada, Paper 70–1A, p. 230–235.

1972: Structural and stratigraphic studies in the tectonic complex of northern Yukon Territory, north of Porcupine River; *in* Report of Activities, Part B; Geological Survey of Canada, Paper 72–1B, p. 91–99.

1973: Tectonic styles of northern Yukon Territory and northwestern District of Mackenzie, Canada; *in* Arctic Geology, M.G. Pitcher (ed.); American Association of Petroleum Geologists, Memoir 19, p. 23–40.

1974: Structural geometry and geological history of the northern Canadian Cordillera; *in* Proceedings of the 1973 National Convention; Canadian Society of Exploration Geophysicists, p. 18–45.

1981a: Geology: Herschel Island and Demarcation Point, Yukon Territory. Geological Survey of Canada, Map 1514A, 1:250 000 scale.

1981b: Geology: Mackenzie Delta, District of Mackenzie. Geological Survey of Canada, Map 1515A, 1:250 000 scale.

1981c: Geology: Blow River and Davidson Mountains, Yukon Territory–District of Mackenzie. Geological Survey of Canada, Map 1516A, 1:250 000 scale.

1981d: Geology: Aklavik, District of Mackenzie. Geological Survey of Canada, Map 1517A, 1:250 000 scale.

1981e: Geology: Old Crow, Yukon Territory. Geological Survey of Canada, Map 1518A, 1:250 000 scale.

1981f: Geology: Bell River, Yukon Territory – Northwest Territories. Geological Survey of Canada, Map 1519A.

1981g: Geology: Fort McPherson, District of Mackenzie. Geological Survey of Canada, Map 1520A, 1:250 000 scale.

1981h: Geology: Arctic Red River, District of Mackenzie. Geological Survey of Canada, Map 1521A, 1:250 000 scale.

1983: Porcupine virgation – the structural link among Columbian, Innuitian and Alaskan orogens. Geological Association of Canada–Mineralogical Association of Canada–Canadian Geophysical Union, Program with abstracts, v. 8, p. A51.

1985a: Eastern Cordilleran Foldbelt of northern Canada: Its structural geometry and hydrocarbon potential. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, v. 69, p. 788–808.

1985b: The Neruokpuk Formation, Yukon Territory and Alaska; *in* Current Research, Part B; Geological Survey of Canada, Paper 85–1B, p. 223–229.

1985c: Geology of northern Yukon and northwestern District of Mackenzie. Geological Survey of Canada, Map 1581A, 1:500 000 scale.

in press: The geology, mineral and hydrocarbon potential of northern Yukon Territory and northwestern District of Mackenzie. Geological Survey of Canada, Bulletin 422.

Norris, D.K. and Black, R.F.
1964: Paleomagnetic age of the pre-Ordovician rocks near Inuvik, Northwest Territories. Geological Survey of Canada, Paper 64–2, p. 47–50.

Norris, D.K. and Cameron, A.R.
1986: An occurrence of bitumen in the Interior Platform near Rengleng River, District of Mackenzie; *in* Current Research, Part A; Geological Survey of Canada, Paper 86–1A, p. 645–648.

Norris, D.K., Price, R.A., and Mountjoy, E.W.
1963: Geology: Northern Yukon Territory and northwestern District of Mackenzie. Geological Survey of Canada, Map 10–1963.

Norris, D.K. and Yorath, C.J.
1981: The North American Plate from the Arctic Archipelago to the Romanzof Mountains; *in* The Ocean Basins and Margins, The Arctic Ocean, A.E.M. Nairn, M. Churkin, Jr., and F.G. Stehli (eds.); v. 5, p. 37–103, Plenum Press.

Norris, G.
1982: Spore-pollen evidence of early Oligocene high-latitude cold climatic episode in northern Canada. Nature, v. 297(3), June, p. 387–389.

1986: Systematic and stratigraphic palynology of Eocene to Pliocene strata in Imperial Nuktak C–22 well, Mackenzie Delta region, Northwest Territories. Geological Survey of Canada, Bulletin 340, 89 p.

Nunn, J.A.
1985: State of stress in the northern Gulf Coast. Geology, v. 13, p. 429–432.

Nur, A.M. and Wang, Z. (eds.)
1989: Seismic and acoustic velocities in reservoir rocks, v. 1, experimental studies. Society of Exploration Geophysicists, Geophysics Reprint Series, no. 10, 405 p.

Page, R.A., Biswas, N.N., Lahr, J.C., and Pulpan, H.
1991: Seismicity of continental Alaska; *in* Neotectonics of North America, D.B. Slemmons, E.R. Engdahl, M.D. Zoback, M.L. Zoback, and D. Blackwell (eds.); Geological Society of North America, The Geology of North America, CSM V–1.

Palmer, A.R.
1983: The Decade of North American Geology 1983 Geological time scale. Geology v. 11, p. 503–504.

Pelletier, B.R. (ed.)
1987: Marine Science Atlas of the Beaufort Sea: Geology and Geophysics. Geological Survey of Canada, Miscellaneous Report 40, 39 p.

Petracca, A.N.
1972: Tertiary microfauna, Mackenzie Delta area, Arctic Canada. Micropaleontology, v. 18, p. 355–378.

Plauchut, B.D. and Jutard, G.G.
1976: Cretaceous and Tertiary stratigraphy, Banks and Eglinton islands and Anderson Plain (N.W.T.). Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 24, p. 321–371.

Pocock, S.A.J.
1976: A preliminary dinoflagellate zonation of the uppermost Jurassic and lower part of the Cretaceous, Canadian Arctic, and possible correlations in the western Canada basin. Geoscience and Man, v. 15, p. 101–114.

Podrouzek, A.J. and Bell, J.S.
1989: Wellbore breakout measurements from Mackenzie Delta and Beaufort Sea wells. Geological Survey of Canada, Open File Report 2140, 106 p.

Poulton, T.P.
1978a: Internal correlations and thickness trends, Jurassic Bug Creek Formation, northeastern Yukon and Northwest Territories; *in* Current Research, Part B; Geological Survey of Canada, Paper 78-1B, p. 27–30.

1978b: Correlation of the Jurassic Bug Creek Formation in the subsurface of the Mackenzie Delta, District of Mackenzie; *in* Current Research, Part C; Geological Survey of Canada, Paper 78–1C, p. 39–42.

1982: Paleogeographic and tectonic implications of the Lower and Middle Jurassic facies patterns in northern Yukon Territory and adjacent Northwest Territories; *in* Arctic Geology and Geophysics, A.F. Embry and H.R. Balkwill (eds.); Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 8, p. 13–28.

1989: Current status of Jurassic biostratigraphy and stratigraphy, northern Yukon and adjacent Mackenzie Delta; *in* Current Research, Part G; Geological Survey of Canada, Paper 89–1G, p. 25–30.

Poulton, T.P., Leskiw, K., and Audretsch, A.P.
1982: Stratigraphy and microfossils of Jurassic Bug Creek Group of northern Richardson Mountains, northern Yukon and adjacent Northwest Territories. Geological Survey of Canada, Bulletin 325, 130 p.

Powell, T.G. and Snowdon, L.R.
1975: Geochemistry of oils and condensates from the Mackenzie Delta, NWT; *in* Report of Activities, Part C; Geological Survey of Canada, Paper 75–1C, p. 41–43.

Price, L.L., McNeil, D.H., and Ioannides, N.S.
1980: Revision of the Tertiary Reindeer Formation in the Caribou Hills, District of Mackenzie; *in* Current Research, Part B; Geological Survey of Canada, Paper 80–1B, p. 179–184.

Pugh, D.C.
1983: Pre-Mesozoic geology in the subsurface of Peel River map area, Yukon Territory and District of Mackenzie. Geological Survey of Canada, Memoir 401, 61 p.

Questor Surveys
1985: Operations and procedures, aeromagnetic survey, Beaufort Sea and Yukon coastal plain. Department of Supply and Services, File No. 01GZ.23233–4–1626 (unpublished report for the Geological Survey of Canada).

Raiga-Clemenceau, J., Martin, J.P., and Nicoletis, S.
1988: The concept of acoustic formation factor for more accurate porosity determination from sonic transit time data. The Log Analyst, v. 29, p. 54–60.

Rampton, V.N.
1969: Quaternary geology, Mackenzie Delta and Arctic Coastal Plain, District of Mackenzie; *in* Report of Activities, Part A; Geological Survey of Canada, Paper 70–1A, p. 181–182.

Raymer, L.L., Hunt, E.R., and Gardner, J.S.
1980: An improved sonic transit time-to-porosity transform. Transactions, Society of Professional Well Log Analysts Twenty-First Annual Logging Symposium, Lafayette, Louisianna, p. P1–P13.

Reiser, H.N., Brosge, W.P., Dutro, J.T. Jr., and Detterman, R.L.
1980: Geologic map of the Demarcation Point quadrangle, Alaska. U.S. Geological Survey, Miscellaneous Investigation Series, Map I–1133, 1:200 000.

Sawyer, D.S.
1985: Total tectonic subsidence: a parameter for distinguishing crust type at the U.S. Atlantic continental margin. Journal of Geophysical Research, v. 90, p. 7751–7769.

Schmidt, V.
1987: Petrological/diagenetic study of Upper Cretaceous and Tertiary strata, Mackenzie Delta. Geological Survey of Canada, Open File Report 1534.

Schröder-Adams, C.J. and McNeil, D.H.
1994: Oligocene to Miocene agglutinated foraminifers in deltaic and deep-water facies of the Beaufort–Mackenzie Basin. Geological Survey of Canada, Bulletin 477, 66 p.

Sclater, J.G. and Christie, P.A.F.
1980: Continental stretching: an explanation of the post-mid-Cretaceous subsidence of the central North Sea Basin. Journal of Geophysical Research, v. 85, p. 3711–3739.

Seeman, D.A., Sweeney, J.F., and Hearty, D.B.
1989: Gravity anomaly field, northern Yukon, southern District of Mackenzie and Beaufort Sea (1:100 000). Geological Survey of Canada, Open File 1832.

Shawa, M.S.
1978: Sedimentology, stratigraphy and diagenetic history of the Taglu member and equivalents, Mackenzie Delta area, Canada; Unpublished PhD thesis, St. Andrew's University, Scotland.

1979: Sedimentology and stratigraphy of the Taglu member, Mackenzie Delta. Canadian Society of Petroleum Geologists, Reservoir, v. 6, p. 1–2.

Shibaoka, M. and Bennett, A.T.R.
1977: Patterns of diagenesis in some Australian sedimentary basins. Australian Petroleum Exploration Association Journal, v. 17, p. 58–63.

Shumway, G.
1960: Sound speed and absorption studies of marine sediments by a resonance method. Geophysics, v. 25, p. 451–467 and p. 659–682.

Sirrine, G.K.
1973: Tectonics of Mackenzie Delta exposed through triple survey. Oilweek, November 19, p. 20–21.

Sliter, W.V.
1981: Albian foraminifera from the Lower Cretaceous Christopher Formation of the Canadian Arctic Islands; *in* Contributions to Canadian Paleontology; Geological Survey of Canada, Bulletin 300, p. 41–70.

Snowdon, L.R.
1978: Organic geochemistry of the Upper Cretaceous/Tertiary delta complexes of Beaufort–Mackenzie sedimentary basin, northern Canada. Geological Survey of Canada, Bulletin 291, 46 p.

1980a: Petroleum source potential of the Boundary Creek Formation, Beaufort–Mackenzie Basin. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 28, p. 46–58.

1980b: Resinite – A potential petroleum source in the Upper Cretaceous/Tertiary of the Beaufort–Mackenzie Basin; *in* Facts and Principles of World Petroleum Occurrence, A.D. Miall (ed.); Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 6, p. 509–521.

1987: Organic properties and source potential of two early Tertiary shales, Beaufort–Mackenzie Basin. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 35, p. 212–232.

1988: Hydrocarbon migration in Mackenzie Delta sediments. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 36, p. 407–412.

1990: Rock-Eval/TOC results from 29 Beaufort–Mackenzie wells. Geological Survey of Canada, Open File Report 2192, 210 p. (also available as ASCII and WordPerfect data files).

Snowdon, L.R. and Krouse, H.R.
1986: The stable carbon isotope of distillation fractions of three Canadian frontier crude oils. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 34, p. 379–383.

Snowdon, L.R. and Powell, T.G.
1979: Families of crude oils and condensates in the Beaufort–Mackenzie Basin. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 27, p. 139–162.

Snowdon, L.R. and Powell, T.G.
1982: Immature oil and condensate – modification of hydrocarbon generation model for terrestrial organic matter. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, v. 68, p. 775–788.

Sobczak, L.W.
1975: Gravity and deep structure of the continental margin of Banks Island and Mackenzie Delta. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 12, p. 378–394.

Sobczak, L.W. and Halpenny, J.F.
1990a: Isostatic and enhanced isostatic gravity anomaly maps of the Arctic. Geological Survey of Canada, Paper 89–16, 9 p.

1990b: Gravity anomaly maps of the Arctic (free-air, Bouguer, isostatic and enhanced isostatic). Marine Geology, Special Issue, Arctic Geoscience, J.R. Weber, D.A. Forsyth, A.F. Embry, and S.M. Blasco (eds.); v. 93, p. 22–26.

Sobczak, L.W., Stephens, L.E., Winter, P.J., and Hearty, D.B.
1973: Gravity measurements over the Beaufort Sea, Banks Island and Mackenzie Delta. Earth Physics Branch, Gravity Map Series no. 151, 16 p.

Souaya, F.J.
1976: Foraminifera of the Sun Gulf Linckens Island P–46 well, Arctic Archipelago, Canada. Micropaleontology, v. 22, p. 249–306.

Spence, G.D., Whittall, K.P., and Clowes, R.M.
1984: Practical synthetic seismograms for laterally varying media calculated by asymptotic ray theory. Bulletin of the Seismological Society of America, v. 74, p. 1209–1223.

Staplin, F.L. (ed.)
1976: Tertiary biostratigraphy, Mackenzie Delta region, Canada. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 24, p. 117–136.

Steckler, M.S. and Watts, A.B.
1978: Subsidence of the Atlantic-type continental margin off New York. Earth and Planetary Science Letters, v. 41, p. 1–13.

Stephenson, R.A., Coflin, K.C., Lane, L.S., and Dietrich, J.R.
1994: Crustal structure and tectonics of the southeastern Beaufort Sea continental margin. Tectonics, v. 13, p. 389–400.

Stephenson, R.A., Zelt, B.C., Asudeh, I., Forsyth, D.A., Spencer, C., and Ellis, R.M.
1989: Acquisition of regional seismic refraction data in the Mackenzie Delta–southern Beaufort Sea–northern Yukon area, 1987. Geological Survey of Canada, Open File 2058, 65 p.

Sweet, A.R.
1978: Palynology of the lower part, type section, Tent Island Formation, Yukon Territory; *in* Current Research, Part B; Geological Survey of Canada, Paper 78–1B, p. 31–37.

Sykora, J.J.
1984: Stratigraphy, sedimentology and diagenesis-porosity relationships of the subsurface Neocomian Parsons Group, Mackenzie Delta area, Northwest Territories, Canada. Unpublished MSc thesis, Carleton University, Ottawa, Ontario, 167 p.

Tailleur, I.L.
1973: Probable rift origin of Canada Basin, Arctic Ocean; *in* Arctic Geology, M.G. Pitcher (ed.); American Association of Petroleum Geologists, Memoir 19, p. 526–535.

Tang, J. and Lerche, I.
1992: Tertiary flexural evolution of the Beaufort–Mackenzie Basin. Marine and Petroleum Geology, v. 9, p. 245–255.

1992: Analysis of the Beaufort–Mackenzie Basin, Canada: burial, thermal and hydrocarbon histories. Marine and Petroleum Geology, v. 9, p. 510–525.

Tappan, H.
1955: Foraminifera from the Arctic Slope of Alaska, Part 2: Jurassic Foraminifera. U.S. Geological Survey, Professional Paper 236–B.

1962: Foraminifera from the Arctic Slope of Alaska. Part 3, Cretaceous Foraminifera. U.S. Geological Survey, Professional Paper 236–C, p. 91–209.

Tarif, P.A., Wilkens, R.H., Cheng, C.H., and Paillet, F.L.
1988: Laboratory studies of the acoustic properties of samples from Salton Sea scientific drilling project and their relation to microstructure and field measurements. Journal of Geophysical Research, v. 93, p. 13057–13067.

Thomas, D.C. and Pugh, V.J.
1989: A statistical analysis of the accuracy and reproducibility of standard core analysis. The Log Analyst, v. 30, p. 71–77.

Tosaya, C. and Nur, A.
1982: Effects of diagenesis and clays on compressional velocities in rocks. Geophysical Research Letters, v. 9, p. 5–8.

Tsang, P.B.
1990: Taglu Field; *in* Structural Traps I: Tectonic Fold Traps, Treatise of Petroleum Geology, Atlas of Oil and Gas Fields, E.A. Beaumont and N.H. Foster (comp.); American Association of Petroleum Geologists, p. 191–212.

Unalmiser, S. and Stewart, R.W.
1989: Boundary effect on porosity measurements and its resolution by method and mathematical means. The Log Analyst, v. 30, p. 85–92.

Urquhart Dvorak Limited
1990: Interpretation of aeromagnetic data from the Beaufort Sea–Mackenzie Delta region. Geological Survey of Canada, Open File Report 2210, 54 p.

Utting, J.
1989: Thermal maturity of Lower Carboniferous rocks in northern Yukon Territory; *in* Current Research, Part G; Geological Survey of Canada, Paper 89–1G, p. 101–104.

Vail, P.R., Hardenbol, J., and Todd, R.G.
1984: Jurassic unconformities chronostratigraphy and sea-level changes from seismic stratigraphy and biostratigraphy; *in* Interregional Unconformities and Hydrocarbon Accumulation, L.S. Schlee (ed.); American Association of Petroleum Geologists, Memoir 36, p. 129–144.

Vail, P.R. and Mitchum, R.M. Jr.
1977: Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 1: Overview; *in* Seismic Stratigraphy – Application to Hydrocarbon Exploration, C.E. Payton (ed.); American Association of Petroleum Geologists, Memoir 26, p. 51–52.

Vail, P.R., Mitchum, R.M. Jr., and Thompson, III, S.
1977: Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 4: Global cycles of relative changes of sea level; *in* Seismic Stratigraphy – Application to Hydrocarbon Exploration, C.E. Payton (ed.); American Association of Petroleum Geologists, Memoir 26, p. 83–97.

Verdenius, J.G. and Van Hinte, J.
1983: Central Norwegian–Greenland Sea: Tertiary arenaceous foraminifera, biostratigraphy and environment. Continental Shelf Institute, Norway, Publication no. 108, p. 173–207.

Vilks, G., Wagner, F.J.E., and Pelletier, B.R.
1979: The Holocene marine environment of the Beaufort shelf. Geological Survey of Canada, Bulletin 303.

Vogt, P.R., Taylor, P.T., Kovacs, L.C., and Johnson, G.L.
1982: The Canada Basin: Aeromagnetic constraints on structure and evolution. Tectonophysics, v. 89, p. 295–336.

Wai, T.
1975: Reservoir properties from cores compared with well logs, Taglu gas field, Canada. Unpublished MSc thesis, University of Tulsa, Tulsa, Oklahoma.

Wall, J.H.
1960: Jurassic microfaunas of Saskatchewan. Saskatchewan Department of Mineral Resources, Report 53.

1983: Jurassic and Cretaceous foraminiferal biostratigraphy in the eastern Sverdrup Basin, Canadian Arctic Archipelago. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 31, p. 246–281.

Wang, Z., Nur, A.M., and Batzle, M.L.
1990: Acoustic velocities in petroleum oils. Journal of Petroleum Technology, v. 42, p. 192–200.

White, J.M.
1989: Palynostratigraphy of the Esso et al. Issungnak O–61 well, Beaufort Sea; *in* Current Research, Part G; Geological Survey of Canada, Paper 89–1G, p. 249–256.

White, J.M. and Issler, D.R.
1995: Neogene and Quaternary climate and biostratigraphy: why should the oil and gas industry care? *in* Proceedings of the Oil and Gas Forum '95, Energy from Sediments, J.S. Bell, T.D. Bird, T.L. Hillier, and P.L. Greener (comp.); Geological Survey of Canada, Open File 3058, p. 501–508.

Wielens, J.B.W.
1987: Study of pre-Mesozoic stratigraphy and structure of Tuktoyaktuk Peninsula. Geological Survey of Canada, Open File 1513.

1988a: Study of pre-Mesozoic stratigraphy and structure of Tuktoyaktuk Peninsula, Part II. Geological Survey of Canada, Open File 1811.

1988b: A brief outline of the pre-Mesozoic stratigraphy and structure of Tuktoyaktuk Peninsula, Northwest Territories; *in* Sequences, Stratigraphy, Sedimentology: Surface and Subsurface, D.P. James and D.A. Leckie (eds.); Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 15, p. 517–524.

1992: The pre-Mesozoic stratigraphy and structure of Tuktoyaktuk Peninsula. Geological Survey of Canada, Paper 90–22, 90 p.

Willumsen, P.S. and Cote, R.P.
1982: Tertiary sedimentation in the southern Beaufort Sea; *in* Arctic Geology and Geophysics, A.E. Embry and H.R. Balkwill (eds.); Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 8, p. 43–53.

Wyllie, M.R.J., Gregory, A.R., and Gardner, L.W.
1956: Elastic wave velocities in heterogeneous and porous media. Geophysics, v. 21, p. 41–70.

Yorath, C.J.
1973: Geology of Beaufort–Mackenzie Basin and eastern part of Northern Interior Plains; *in* Arctic Geology, M.G. Pitcher (ed.); American Association of Petroleum Geologists, Memoir 19, p. 41–47

Yorath, C.J., Balkwill, H.R., and Klassen, R.W.
1975: Franklin Bay and Malloch Hill map-areas, District of Mackenzie. Geological Survey of Canada, Paper 74–36, 35 p.

Yorath, C.J. and Cook, D.G.
1981: Cretaceous and Tertiary stratigraphy and paleogeography, Northern Interior Plains, District of Mackenzie. Geological Survey of Canada, Memoir 398, 76 p.

Yorath, C.J. and Norris, D.K.
1975: The tectonic development of the southern Beaufort Sea and its relationship to the origin of the Arctic Ocean; *in* Canada's Continental Margins, C.J. Yorath, E.R. Parker and D.J. Glass (eds.); Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 4, p. 589–612.

Youn, S.H.
1974: Comparison of porosity and density values of shale from cores and well logs. Unpublished MSc thesis, University of Tulsa, Tulsa, Oklahoma, 62 p.

Young, F.G.
1971: Mesozoic stratigraphic studies northern Yukon Territory and northwestern District of Mackenzie; *in* Report of Activities, Part A; Geological Survey of Canada, Paper 71–1A, p. 245–247.

1972: Cretaceous stratigraphy between Blow and Fish rivers, Yukon Territory; *in* Report of Activities, Part A; Geological Survey of Canada, Paper 72–1A, p. 229–235.

1973a: Jurassic and Cretaceous stratigraphy between Babbage and Blow rivers, Yukon Territory; *in* Report of Activities, Part A; Geological Survey of Canada, Paper 73–1A, p. 277–281.

1973b: Mesozoic epicontinental, flyschoid and molassoid depositional phases of Yukon's North Slope; *in* Canadian Arctic Geology, J.D. Aitken and D.J. Glass (eds.); Geological Association of Canada–Canadian Society of Petroleum Geologists, p. 181–202.

1974: Cretaceous stratigraphic displacements across Blow fault zone, northern Yukon Territory; *in* Report of Activities, Part B; Geological Survey of Canada, Paper 74–1B, p. 291–296.

1975: Upper Cretaceous stratigraphy, Yukon coastal plain and northwestern Mackenzie Delta. Geological Survey of Canada, Bulletin 249, 83 p.

1977: The mid-Cretaceous flysch and phosphatic ironstone sequence, northern Richardson Mountains, Yukon Territory; *in* Report of Activities, Part C; Geological Survey of Canada, Paper 77–1C, p. 67–74.

1978 (editor): Geological and geographical guide to the Mackenzie Delta area. Canadian Society of Petroleum Geologists, Calgary, 158 p.

Young, F.G. and Lyatsky, V.B.
1986: Beaufort–Mackenzie oil exploration and evolution of geological concepts. Oil and Gas Journal, v. 84, August 25th, p. 65–72.

Young, F.G. and McNeil, D.H.
1984: Cenozoic stratigraphy of Mackenzie Delta, Northwest Territories, NTS 107B, 107C. Geological Survey of Canada, Bulletin 336, 63 p.

Young, F.G., Myhr, D.W., and Yorath, C.J.
1976: Geology of the Beaufort–Mackenzie Basin. Geological Survey of Canada. Paper 76–11, 63 p.

Young, F.G. and Robertson, B.T.
1984: The Rapid Creek Formation: An Albian flysch-related phosphatic iron formation in northern Yukon Territory; *in* The Mesozoic of Middle North America, D.F. Stott and D.J. Glass (eds.); Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 9, p. 361–372.

Zoback, M.D., Moos, D., Mastin, L., and Anderson, R.N.
1985: Wellbore breakouts and in situ stress. Journal of Geophysical Research, v. 90, p. 5523–5530.