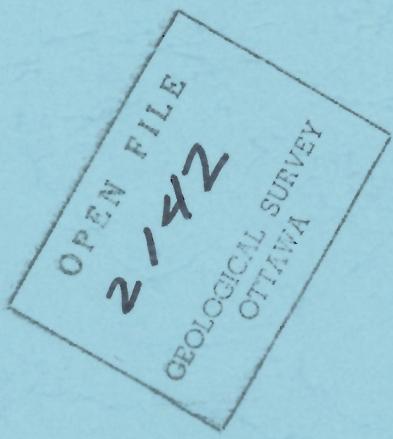


This document was produced
by scanning the original publication.

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

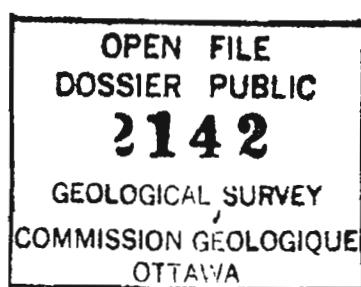


**SUMMARY OF RESEARCH ACTIVITIES
DURING 1987-1989 VISITING FELLOWSHIP
AT THE ATLANTIC GEOSCIENCE CENTRE**

by Arnaud HEQUETTE

Geological Survey of Canada Open File _____

3 August 1989



Acknowledgements: I would like to thank all the people who helped me during this two year research fellowship at the Atlantic Geoscience Centre which was very beneficial to me. It has been a great learning experience for me to work in collaboration with a team of strong expertise, and a tremendous opportunity to participate in field work and cruises in the Beaufort Sea. Many facilities, such as the use of a personal computer, geophysical and vibracoring equipment, and a wide range of lab facilities, have been made available to me. Without these a large part of the research presented in this report would not have been completed. I am grateful to P.R. Hill for his assistance through all aspects of the Beaufort Sea program. He was my research supervisor during my first year at AGC and working with him has been very motivating and instructive. His help has been invaluable in the seismic stratigraphy analysis, in which I benefited from his previous experience in the Beaufort Sea. I had numerous constructive discussions with D.L. Forbes, research supervisor during the last part of my fellowship, from whom I learned a lot on the Beaufort Sea coast. His remarks and suggestions on several aspects of my research were most useful and contributed in improving the methods and results. Collaboration with P.W. Barnes of the U.S. Geological Survey on the 1987 Karluk cruise was very beneficial. I wish to express my gratitude to R.B. Taylor for his encouragement and interest through all my research program. S. Blasco, B. Harmes, D. Gillespie, have always been very helpful for discussions and assistance. J. Shaw, R. Cranston, B. MacLean, and G. Vilks helped with reviews and discussions on manuscripts and ongoing research. Thanks are extended to D. Clattenburg, C. Schafer, T. Cole, K. Moran, and P. Stoffyn for sediment sample analyses and tests. K. Jarrett provided excellent lab facilities for core logging. D. Frobel provided assistance with the "Mac" and video equipment. I am grateful to R. Sparkes for production of the Karluk cruise track plots. Thanks are due to B. Chapman for his technical assistance during the 1987 cruise onboard the Karluk. The use of the Dalhousie University vibracoring equipment was made

possible with the help of T. Duffett. M. Hughes shipped and received 1988 field program samples and equipment. Thanks to Art Cosgrove and colleagues for their rapid and efficient drafting services. L. Drummond and C. Moors are thanked for typing. Special thanks to K. Robertson; his optimism and friendly support are greatly appreciated.

TABLE OF CONTENTS

INTRODUCTION	1
PART I: <u>THE SOUTHEASTERN BEAUFORT SEA COASTAL ZONE PROGRAM</u>	
STUDY AREA	3
OBJECTIVES	3
EQUIPMENT	5
RESULTS	7
A) Seismic Stratigraphy	7
B) Coastal Erosion, Sea-Ice, and Shoreface Profile Adjustment	9
C) Coastal Evolution Model and Barrier Island Development	12
D) Late Holocene Sea-Level Changes	15
RECOMMENDED FUTURE RESEARCH	17
A) Inner Shelf Sedimentary Processes in the Southeastern Beaufort Sea	18
B) Wave Climate and Littoral Sediment Transport at Tibjak Beach, Tuktoyaktuk Peninsula	19
PART II: <u>MODERN COASTAL PROCESSES AND HOLOCENE RELATIVE SEA-LEVEL CHANGES IN NORTHWEST SPITSBERGEN</u>	
STUDY AREA	22
RESULTS	24
A) Quaternary Glacial Chronology and Relative Sea-Level History	24
B) Late Weichselian and Holocene Sea-Level Changes	24
C) Modern Coastal Processes along Glacial Outwash Plain Shorelines	26

APPENDIX I: BEAUFORT SEA MANUSCRIPTS

APPENDIX II: SPITSBERGEN MANUSCRIPTS

APPENDIX III: BEAUFORT SEA DATA

INTRODUCTION

The aim of this report is to present the research activities I completed since my arrival at the Atlantic Geoscience Centre in May 1987 for a postdoctoral fellowship, to present the research I am presently carrying out, and to propose future research required to finish the program initiated two years ago in the southeastern Canadian Beaufort Sea. The report is divided into three principal parts. The first one deals with the Beaufort Sea Coastal Zone Program, which forms part of GSC Project 830007 "Beaufort Sea Coastal Zone Geotechnics", originally funded by NOGAP. The second one concerns results of previous investigations carried out in Spitsbergen during my doctoral research, but completed while I was at the Atlantic Geoscience Centre. The third part of the report consists of Appendixes including the different contributions resulting from the two research programs described above.

**PART I: THE SOUTHEASTERN BEAUFORT SEA
COASTAL ZONE PROGRAM**

STUDY AREA

The study area extends from Richards Island (Fig. 1), east of the Mackenzie Delta, to Cape Dalhousie, at the northeastern extremity of Tuktoyaktuk Peninsula. The coastline has been investigated as well as the inner shelf to approximately 20 m water depth. Onshore surveys extend along the entire study area, but inner shelf surveys extend only from Kugmallit Bay to McKinley Bay (Fig. 2).

OBJECTIVES

- 1) To obtain high resolution seismic reflection data on the inner shelf to tie onshore with offshore stratigraphy.
- 2) To study inner shelf ice scouring regime by collecting sidescan sonar records and establishing repetitive survey corridors.
- 3) To study the coastal and nearshore processes affecting coastal retreat.
- 4) To reconstruct the late Holocene sea-level changes.
- 5) To determine the origin and evolution of the barrier islands of the Tuktoyaktuk Peninsula..
- 6) To examine littoral sediment transport along the southeastern Canadian Beaufort coast.

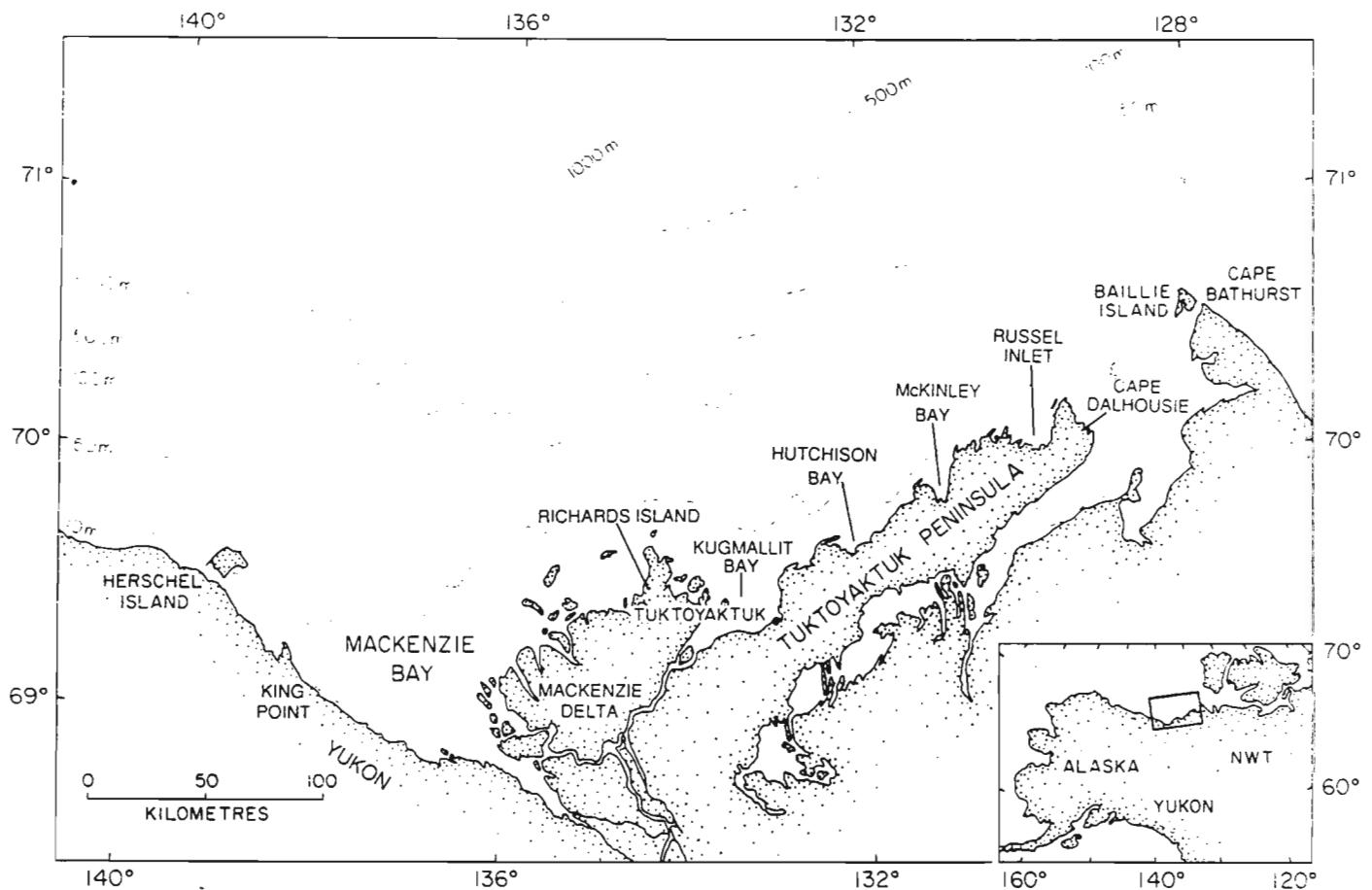


Fig. 1. Location map

EQUIPMENT

1) *High Resolution Seismic:*

Source: ORE Boomer System

Receivers: Benthos hydrophone, NSRFC Ministreamer

2) *Fathometer and sub-bottom profiler:*

Raytheon PTR 7 kHz & 200 kHz Profiler

3) *Side-scan Sonar:*

Klein 100 kHz fish; Klein 500 kHz fish

4) *Sampling:*

Grab sampler (for collecting seabed sediment samples)

Portable vibracorer (for collecting barrier and marsh core samples)

CRREL coring auger (for collecting frozen barrier and marsh core samples at greater depths)

5) *Current meters:*

Directional wave and current meter Sea Data model 621

Directional wave and current meter Sea Data model 635-9

EG&G Smart Acoustic Current Meter

InterOcean model S4

6) *Beach and cliff surveying:*

Theodolite, tripod, rod, tape-measure, time-lapse video cameras

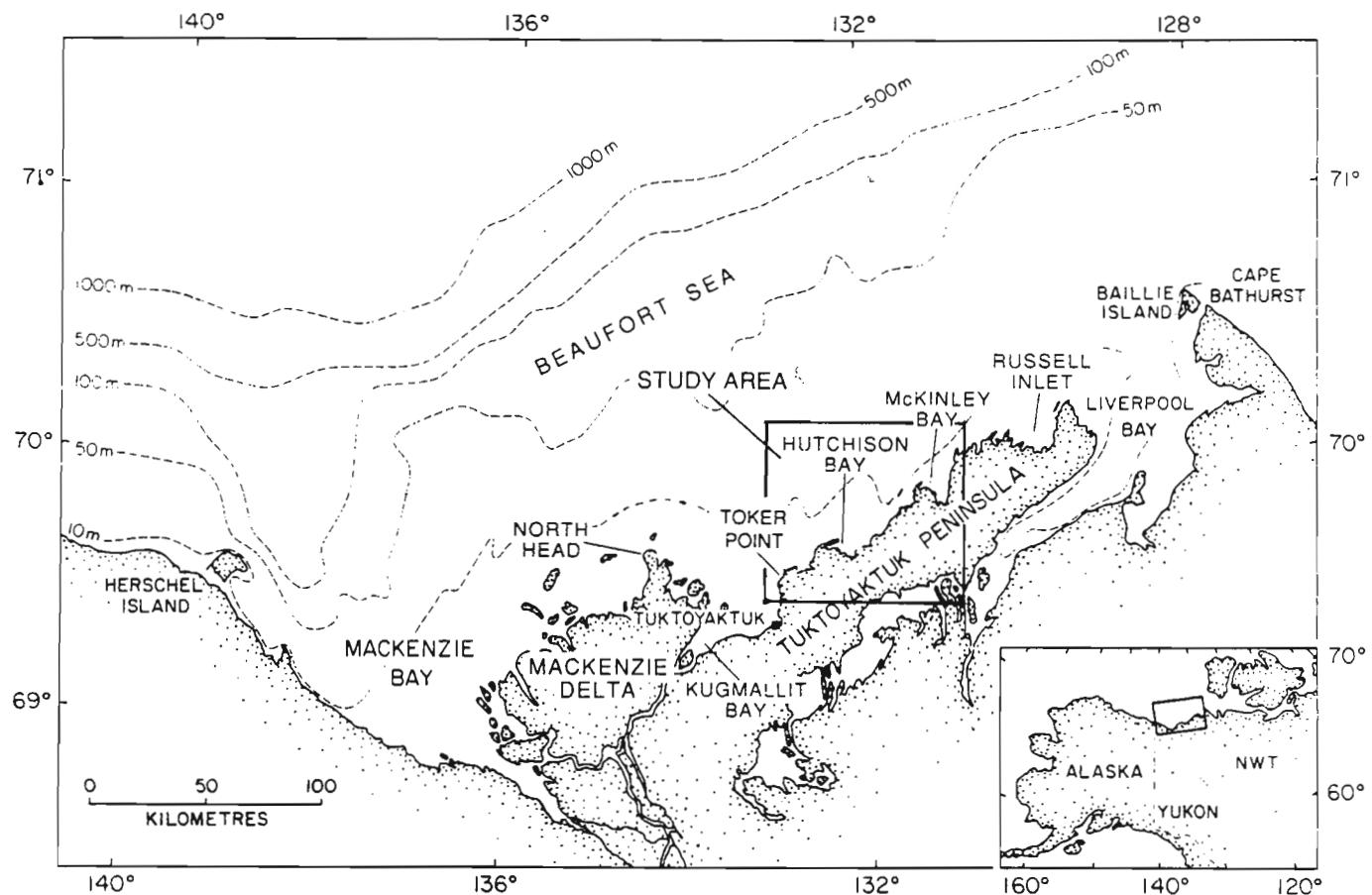


Fig. 2. Location map of inner shelf geophysical investigations
(high resolution seismic and sidescan sonar)

RESULTS

During the summer of 1987, I participated in a cruise aboard the *USGS KARLUK* as part of a joint GSC/USGS co-operative project. P.W. Barnes of the USGS (Pacific Marine Geology Branch) and myself were in charge of the survey. High resolution shallow-seismic profiles, sidescan sonar records, and surficial sediment samples were collected across the inner shelf seaward of the Tuktoyaktuk Peninsula (Fig. 2). Onland coastal surveys were also carried out during the summers of 1987 and 1988.

A) Seismic Stratigraphy

Thirty-one seismic profiles were collected (Appendix III, table 1) during the 1987 cruise, most of them in a N-S and SW-NE orientation. Approximately 500 km of seismic lines were collected across the inner shelf to about 18 m water depth, from Kugmallit Bay to McKinley Bay (Fig. 2). The mean spacing between the lines is 10 km, but a more dense coverage exists in the Toker Point area. The profiles form a grid of lines running parallel and roughly perpendicular to the general orientation of the coast.

Results of the analysis of these data are included in a paper now in press in the *Canadian Journal of Earth Sciences* (Héquette and Hill, in press). This paper presents the late Quaternary framework of the inner shelf and addresses the problem of linking the onland stratigraphy with the shelf stratigraphy. Two regional unconformities and three seismic sequences are defined from the high-resolution seismic records. The deeper sequence, characterized by large-scale crossbeds, has been correlated with a sandy glaciofluvial lithostratigraphic unit, previously defined farther offshore, which has been deposited during lower-than-present sea level conditions in the late Wisconsinan. The lower boundary of the overlying sequence is an

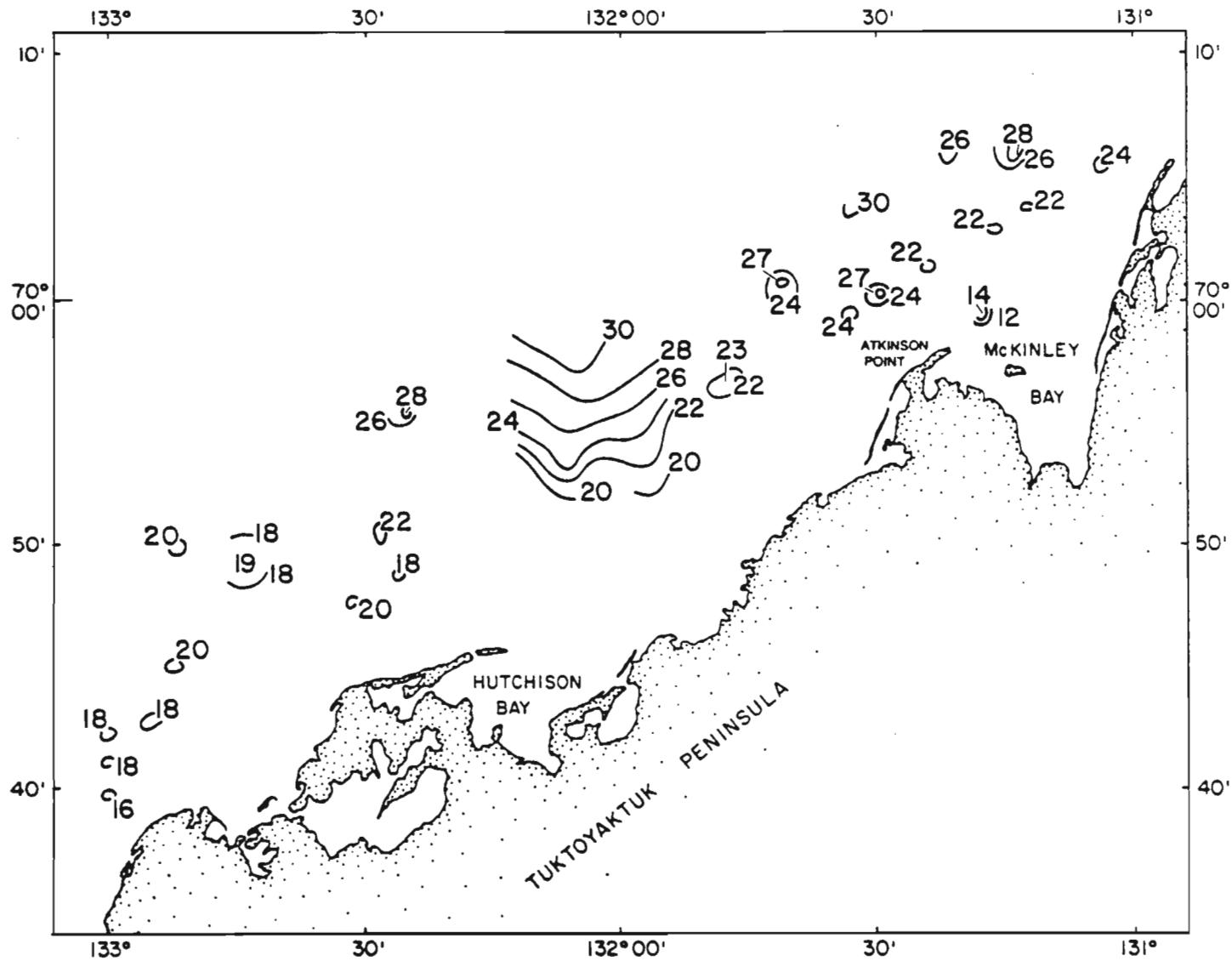


Fig. 3. Map showing the depth to an unconformity interpreted as the pre-transgression surface (contours in ms below present sea-level).

unconformity, interpreted as the pre-transgression land surface. This sequence is discontinuous and consists of localized basin-fill and channel-fill units. Most of these are remnants of thermokarst lakes partially eroded during the Holocene transgression. The sequence is separated from the uppermost sequence by another unconformity which is the shoreface erosion surface generated by the Holocene sea level rise. The uppermost sequence is composed of a transgressive sand sheet overlain, in deeper areas, by recent marine muds. Seaward of Hutchison Bay, a large sub-bottom depression within the deepest sequence (Fig. 3) is interpreted as a late Wisconsinan fluvial channel. According to the seismic interpretation, some morainal and glaciofluvial deposits existing onland on the Tuktoyaktuk Peninsula, which were previously assigned to the early Wisconsinan, would be of late Wisconsinan age (see Héquette and Hill, in press, in Appendix I for more detailed discussion).

B) Coastal Erosion, Sea-Ice, and Shoreface Profile Adjustment

The Canadian Beaufort Sea coast is undergoing rapid regional retreat (maximum retreat rates in excess of 10 m a^{-1} at some locations) although coastal waters are ice-free only three months a year. Even during the ice-free season, wave energy is restricted by the pack ice offshore. Therefore, the coastal retreat rates occurring in this area are very high compared to mid-latitude coasts where the erosive action of waves can occur all year long and they are consequently difficult to explain in classical hydrodynamical terms as solely a function of wave-foreshore interaction. In a paper to be published in *Marine Geology* (Héquette and Barnes, in press), simple and multiple regression analyses were carried out to determine the degree of correlation between the mean retreat rate measured at various locations and the different parameters that may control shoreline recession. Sediment texture, ground ice content, cliff

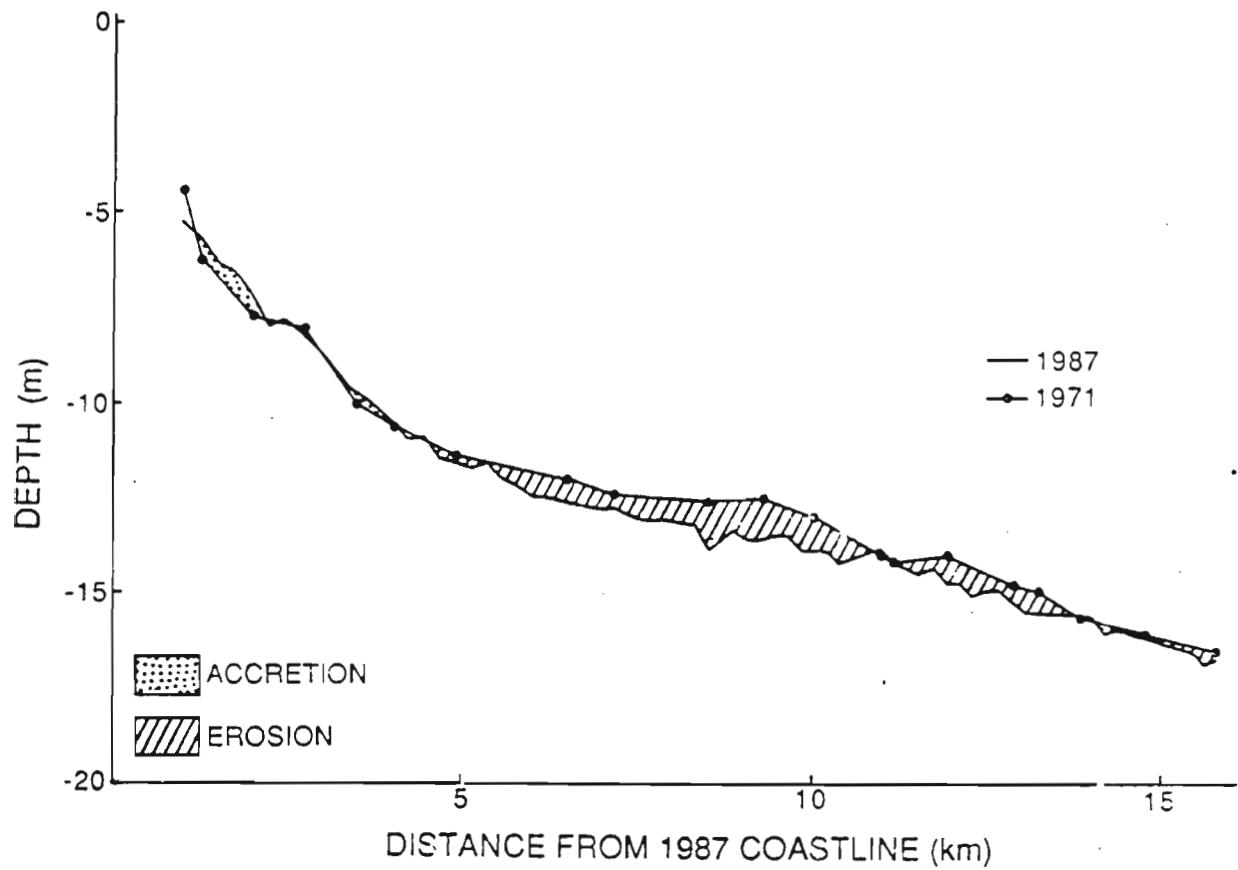


Fig. 4. Erosive shoreface, seaward of Atkinson Point (Tuktoyaktuk Peninsula).

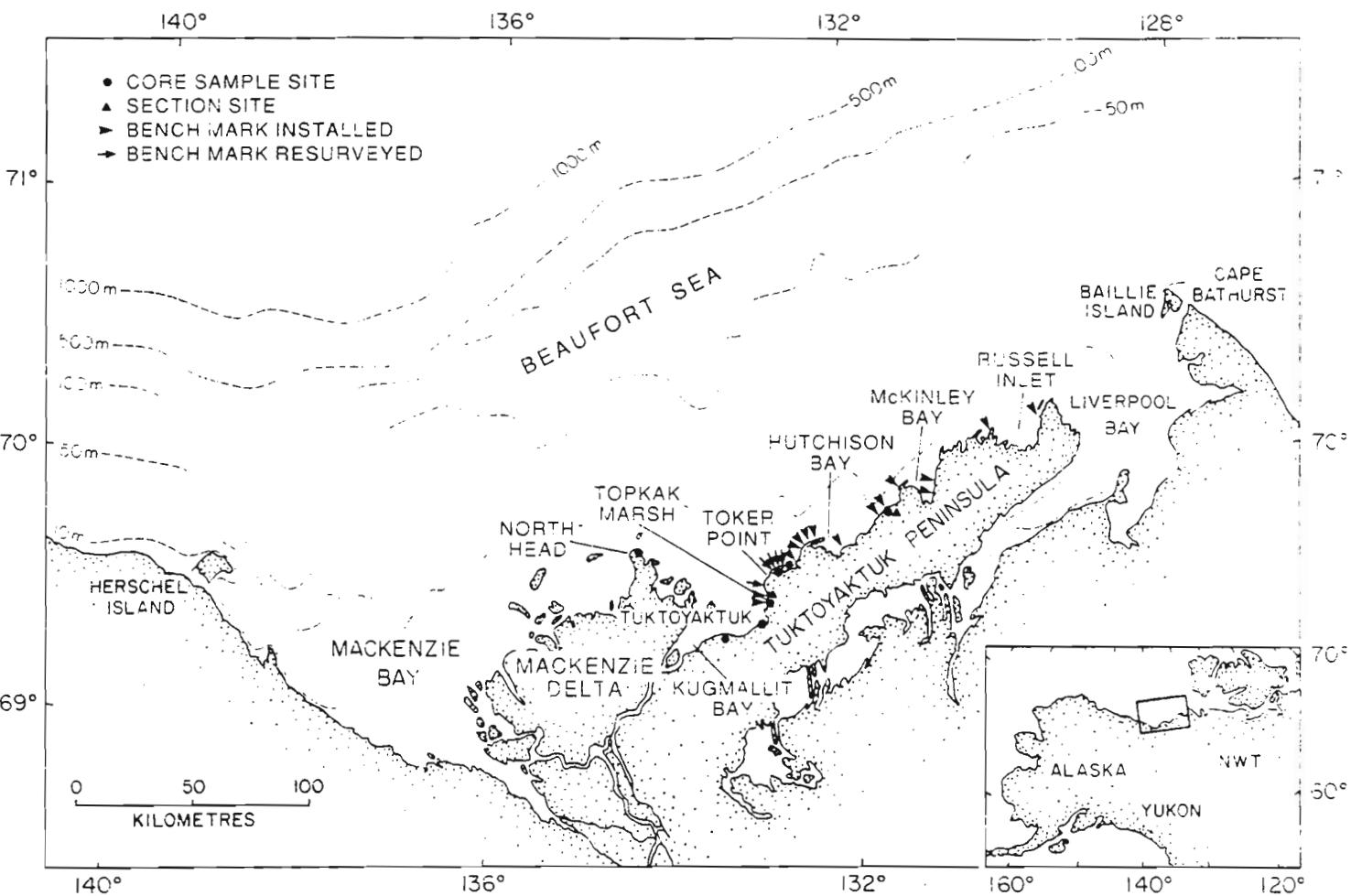


Fig. 5. Erosion bench mark and core locations.

height, wave energy and shoreface gradient revealed medium to poor correlation with erosion rates, showing that the recessive evolution of the coastline can not be explained solely by wave-induced and subaerial processes. However, the comparison of 1987 nearshore echo-sounding records with bathymetry from 1971 showed a substantial erosion (up to 1 m) of the submarine profile between 12 and 15 m of water (Fig. 4). Sidescan sonar records show a very high density of ice-scours in these water depths, showing that this erosion has been largely caused by sea ice scouring on the seafloor. From these results, it has been suggested that this ice-induced erosion at depth contributes to the erosion measured at the coast by allowing wave energy to be expended further upslope. Therefore, the erosion of the inner shelf by ice scouring would drive the erosion observed inshore on the coastal bluffs and nearshore zone as the shoreface profile strives for a state of dynamic equilibrium.

These results are also explained in another paper which will be published in the French journal *Revue de Géomorphologie Dynamique*. A large part of this paper also deals with the description of subaerial geomorphic processes affecting the eroding bluffs of the southern Canadian Beaufort Sea.

In addition to the results presented above, 15 new erosion bench marks were installed in 1988 along the Tuktoyaktuk Peninsula to complement the coastal erosion monitoring network (Fig. 5) established by R. Gillie in 1986.

C) Coastal Evolution Model and Barrier Island Development

A study has been undertaken, in collaboration with M.-H. Ruz and P.R. Hill, to develop a geomorphic model of coastal evolution in the Canadian Beaufort Sea. The manuscript of a paper should be ready by the end of the summer and submitted to *Marine Geology* (Ruz *et al.*, in prep.).

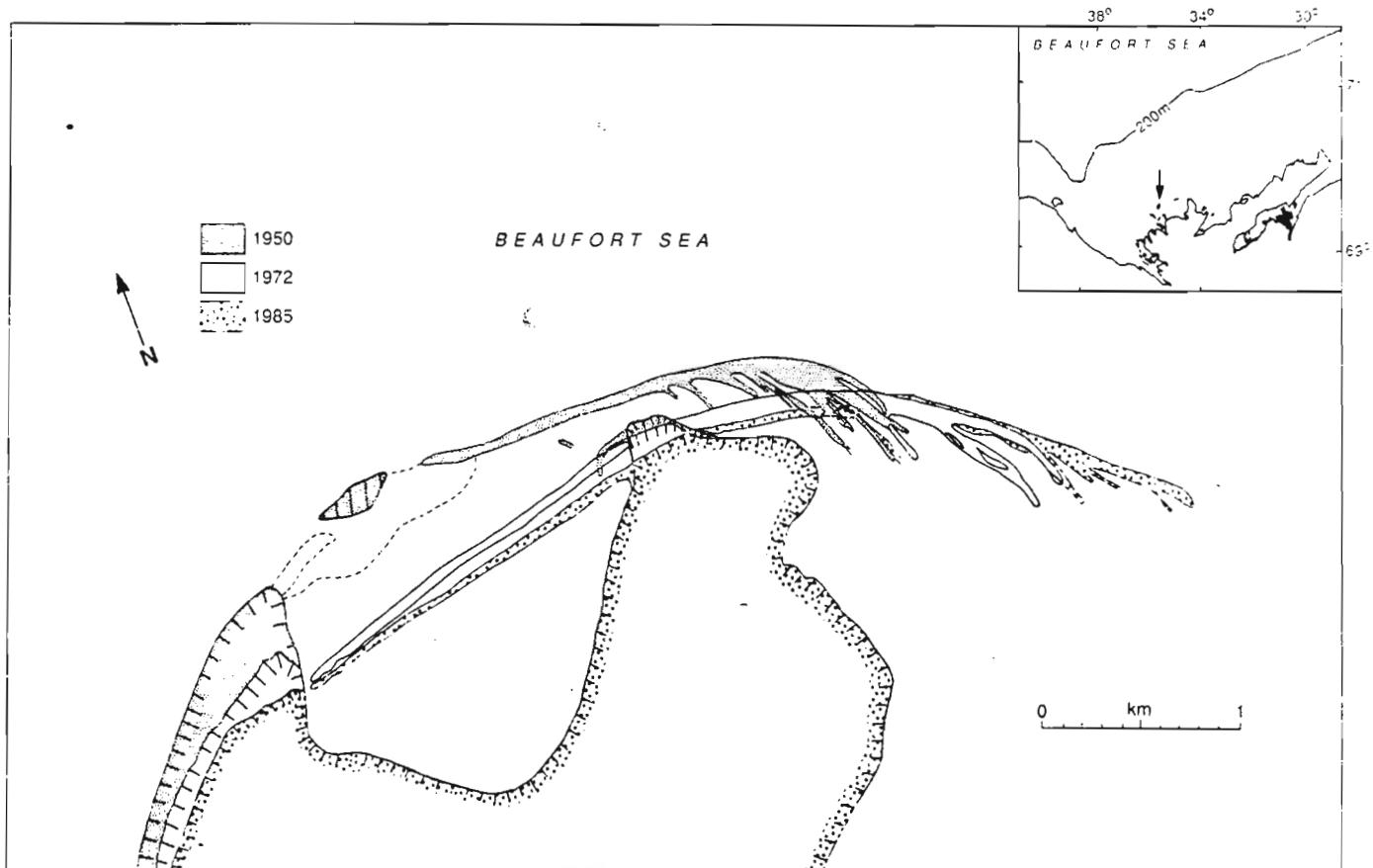


Fig. 6. Evolution of the northern extremity of Pelly Island between 1950 and 1985; based on air photographs.

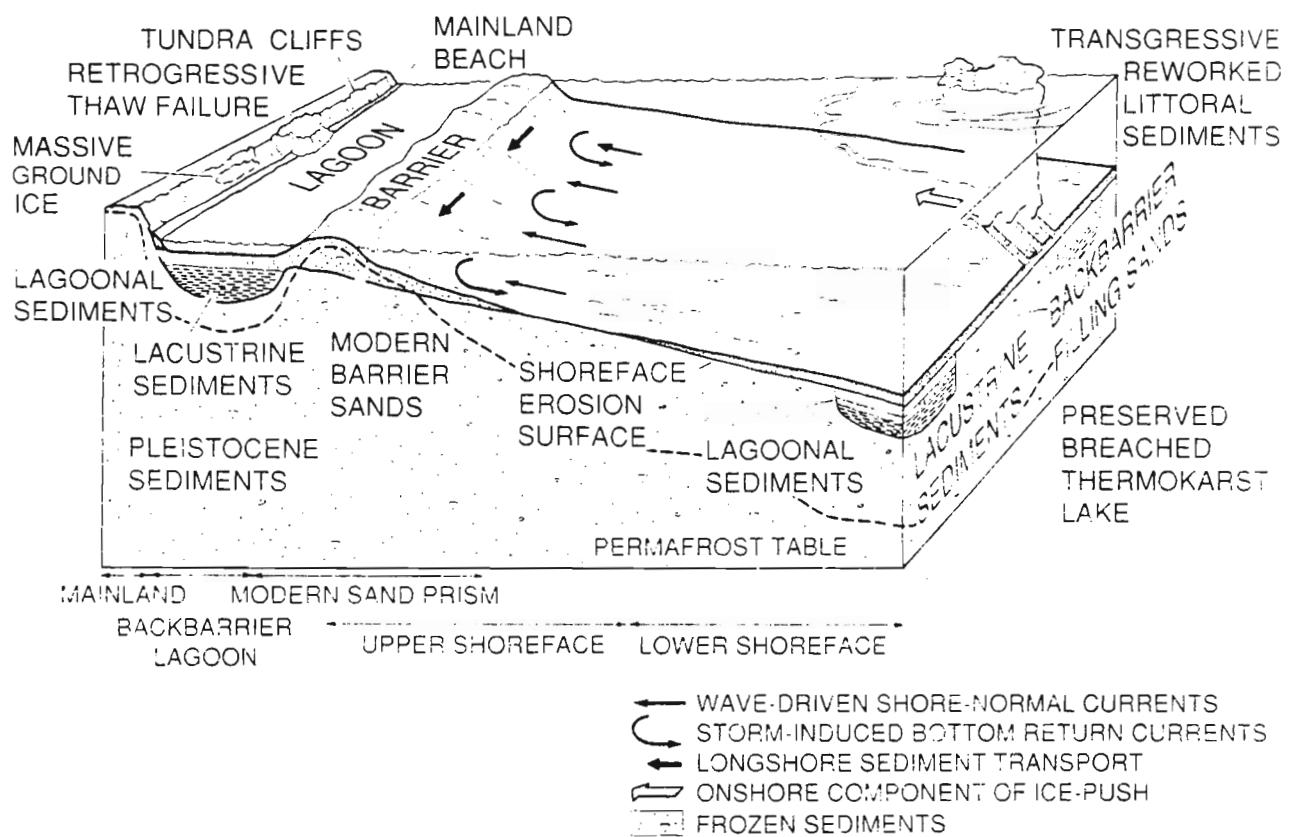


Fig. 7. Block diagram showing the sedimentary environments and the physical processes in the Beaufort Sea coastal zone.

The study is primarily based on comparisons of 1950 and 1985 air photographs (see Fig. 6 for example), boreholes and vibracores, and seismic records from the inner shelf. The model will include the different stages of development of coastal accumulation features, barrier island development and landward migration during the transgression, and the resulting stratigraphy on the transgressed continental shelf. Important results of this study are summarized in a schematic diagram showing the physical processes interacting with the sedimentary environments of the Beaufort Sea coastal and nearshore zone (Fig. 7). The model can be used as a predictive model for shoreline modification if enough site specific data are available. Such an analytical approach of studying shoreline configuration, including the pre-existing topography, sediment size, proportion of ground-ice, wave energy at the coast, and rate of sea-level rise, should be used in the future to predict the modifications of the coast in the region, given the projected increase in the rate of global sea-level rise.

D) Late Holocene Sea-Level Changes

Another ongoing project concerns the Holocene relative sea-level changes. The Holocene transgression in the Beaufort Sea represents approximately 70 m of relative sea-level rise. Although the sea-level curve of the Beaufort Sea is relatively well constrained from ca. 10 to 5 ka (Hill *et al.*, 1985), large uncertainty remains for the most recent part of the curve. The knowledge of the more recent variations of relative sea-level are essential to project the future sea-level rise in the area, which is critical for assessing any further development in the coastal zone of the Beaufort Sea. Fifteen shallow cores (1 to 2 m) were collected by Héquette (1988b) and by Héquette and Ruz (Héquette, 1989b) in 1987 and 1988 in coastal marshes and barriers from North Head to McKinley Bay, along the eastern Canadian Beaufort Sea coast (Fig. 5). The

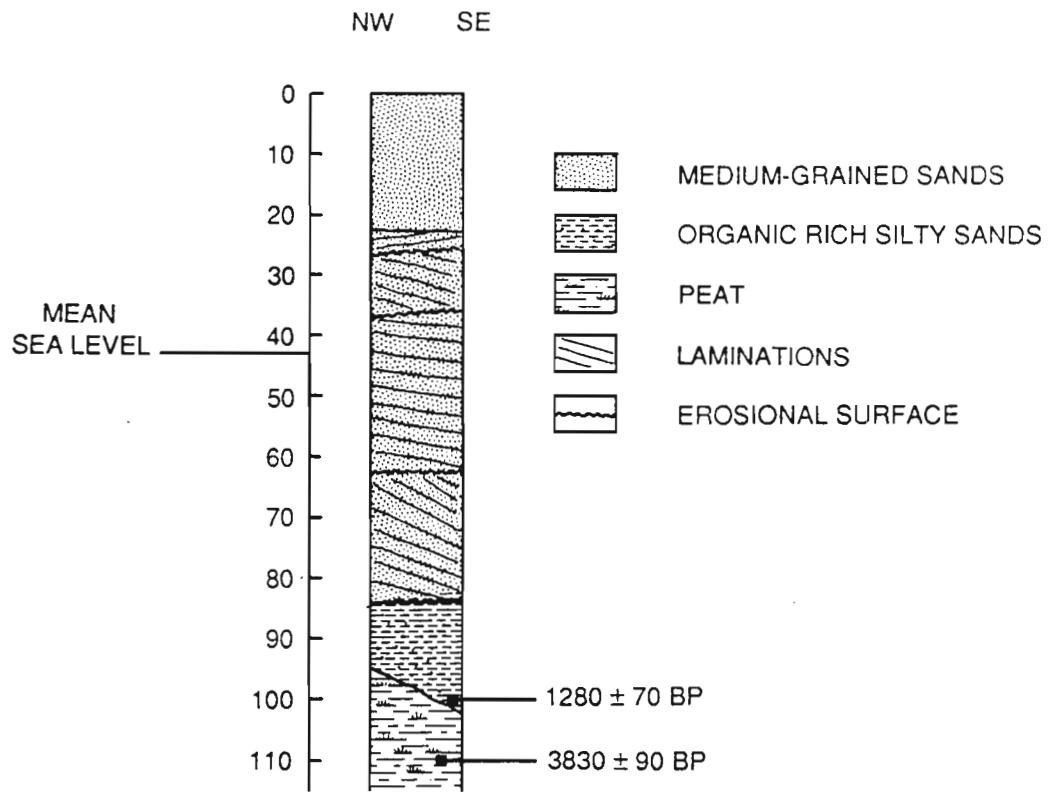


Fig. 8. Core A2-87, collected in the backshore of Atkinson Point spit
(see Fig. 18, Appendix III, for location)

cores have been subsampled for palynological analyses, salinity determinations, and mineralogy. The first results suggest that several cores consist of sediments deposited in freshwater and in brackish/marine environments. One core collected in the Atkinson Point spit, near the backbarrier lagoon, shows freshwater peat overlain by organic-rich silty sands, probably deposited in a brackish environment, which are in turn covered by overwashed barrier sands (Fig. 8). The peat has been dated 3830 ± 90 a BP (Beta-28283) and the organic-rich silty sand-facies 1280 ± 70 a BP (Beta-28282). This latter date suggests that relative sea-level was only 50-100 cm below present sea-level ca. 1300 years ago. However, further analyses such as the identification of foraminifera are needed to determine with more certainty the depositional environments. Additional radiocarbon dating of some subsamples from the cores, particularly ones representative of the transition from freshwater to brackish conditions, should provide good control on the late Holocene sea-level rise.

RECOMMENDED FUTURE RESEARCH

During this two-year program, I analyzed a variety of data collected on the coast (beach profiles, bluff retreat measurements, vibracore samples, sediment samples, etc...) and about 500 km of seismic lines and echosounding data, resulting in several papers described above. Because of the time needed to complete the earlier work and because some results have just been made available (e.g. palynological analyses of the cores, grain-size of the seafloor sediments, wave and current data), it has been impossible for me to finish the program. There remain two major projects with valuable data collected that would be worthwhile completing.

A) Inner Shelf Seabed Morphology and Sedimentary Processes in the Southeastern Beaufort Sea

During the 1987 cruise with the *KARLUK*, thirty-one lines were run on the inner shelf of the southeastern Beaufort Sea, using a sidescan sonar and a sub-bottom profiler. They form a grid of lines running parallel and roughly perpendicular to the general orientation of the coast. Forty-four grab samples of seabed sediment were also collected along these lines. Sediment samples have been analyzed for grain-size. Preliminary analyses of the sidescan and sub-bottom profiler records show that large-scale hydraulic bedforms occur on the inner shelf (<10 m water depth) in the form of shoreface connected sand ridges and nearshore sand bars. Farther seaward, the shelf seems to be dominated by ice-induced processes which have formed seabed scours of significant relief. All of these data should be summarized and used to map the distribution of seafloor sediments and bedforms, and to define the physical processes interacting with the seabed. One aspect of particular interest in this study, is the distribution and density of ice-scours which could be mapped across the inner shelf from Kugmallit Bay to McKinley Bay. Most of the previous studies on ice-scouring the Canadian Beaufort Shelf were carried out in deeper water. This study will increase our knowledge of sea-ice interaction with the seabed in shallow water and will help us to understand the role of ice in inner shelf sediment dynamics. Contacts have been established with P.W. Barnes of the USGS for further collaboration on this project. Comparisons of the ice-scouring regime on the Canadian Beaufort Sea inner shelf with the ice-scouring regime on the Alaskan shelf would be a useful collaborative project.

B) Wave Climate and Littoral Sediment Transport at Tibjak Beach, Tuktoyaktuk

Peninsula

In order to improve our knowledge of nearshore wave climate, coastal currents, and longshore sediment transport in the southeastern Beaufort Sea coastal zone, a detailed field program was carried out during the summer of 1987 at one specific coastal site on the Tuktoyaktuk Peninsula.

Directional wave and current meters were deployed in 3.5 m and 5.0 m of water, seaward of Tibjak Beach (Fig. 9) southwest of Toker Point, to obtain information on the incident wave climate. The burst interval was 3 hours and each burst lasted 1024 sec. Wave and current data were obtained from August 27 to September 17 and are included in Fissel and Byrne (1988).

Beach profiles were measured and sediment samples were collected along the beach at the beginning and end of the field program. Three topographic transects perpendicular to the shoreline were surveyed along Tibjak beach at the beginning of the field program and after storm conditions in order to measure volumetric changes of beach sediments. Each profile extends from the dunes in the backshore to a depth of about 1 m in the subtidal zone. A tape-measure and a theodolite were used; an accuracy better than 5 cm in the vertical plane can be expected. Sediment samples were collected along the transects where textural variations occurred.

At the same site, two video cameras were operated on the coastline during the period of wave and current measurements to monitor changes in beach and oceanographic conditions. The cameras were mounted on top of 3.5 m high aluminium ladders, near the edge of a low cliff (2 m) in the middle part of the spit (Fig. 9). The current meters were deployed directly off this site. One camera was oriented alongshore while the other one was looking offshore. The cameras recorded every 3 hours during a 2 min period, simultaneously with the current meters off the

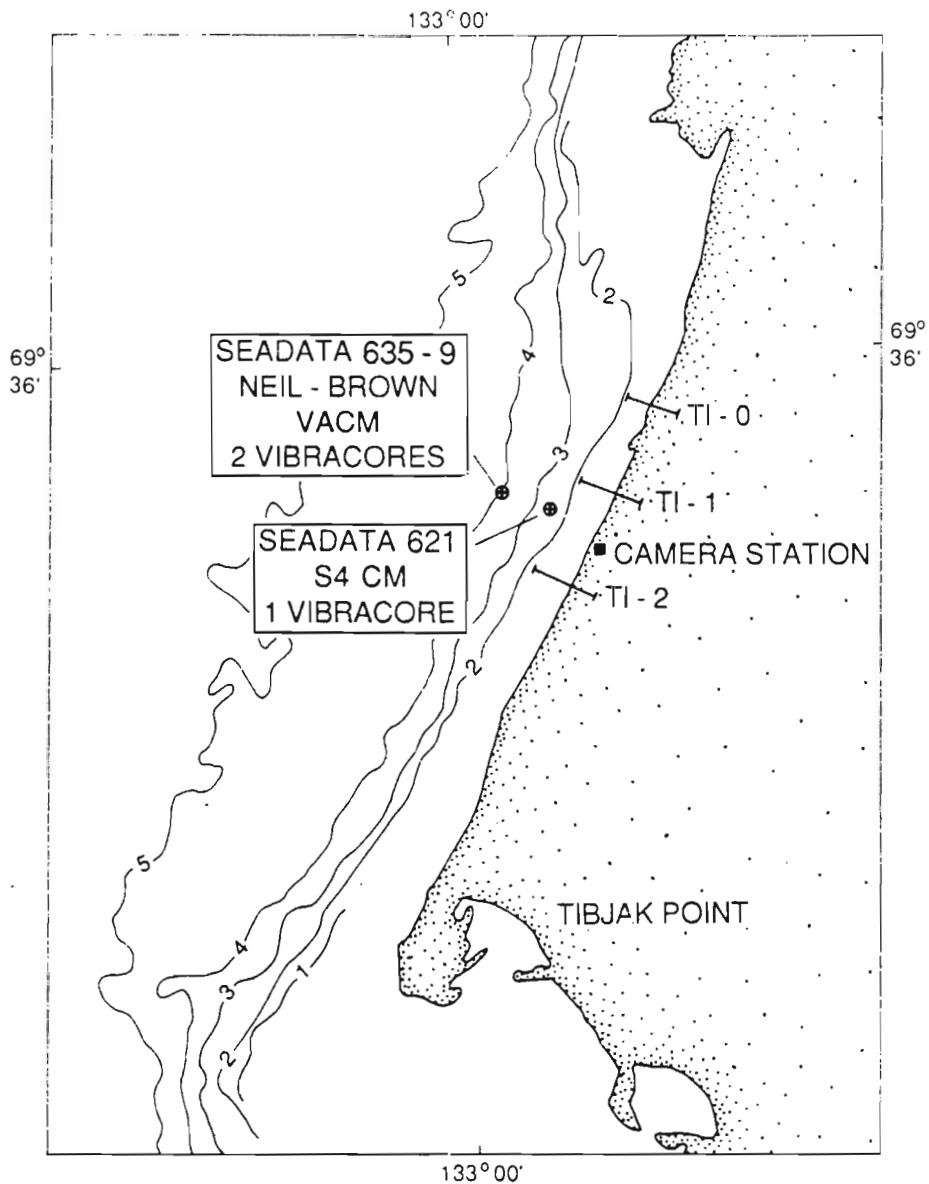


Fig. 9. Tibjak Beach sediment dynamic study site.

beach. A first processing of the data obtained with this video monitoring system with the help of Rob Holman at the Department of Oceanography of Dalhousie University gave good results. With a computer software averaging the 2 min recording in a single image, the resulting image shows the nearshore topography with a sand bar system on which the incident waves break. The comparison of successive 2 min-average images shows the evolution of the bar system.

Bathymetric lines perpendicular to the coast were run, using the *KARLUK* and a skiff equipped with an echo sounder. Usually, the skiff was able to run each line up to the beach. Both fathometers, on the *KARLUK* and on the skiff, were calibrated in calm weather with a plumbline.

Analysis of the data obtained during this program with existing numerical models of longshore sediment transport (Komar and Inman, 1970; Kamphuis *et al.*, 1986) should provide new insights into the wave regime and the littoral sediment transport potential along the southeastern coast of the Canadian Beaufort Sea.

**PART II: MODERN COASTAL PROCESSES AND
HOLOCENE RELATIVE SEA-LEVEL CHANGES
IN NORTHWEST SPITSBERGEN**

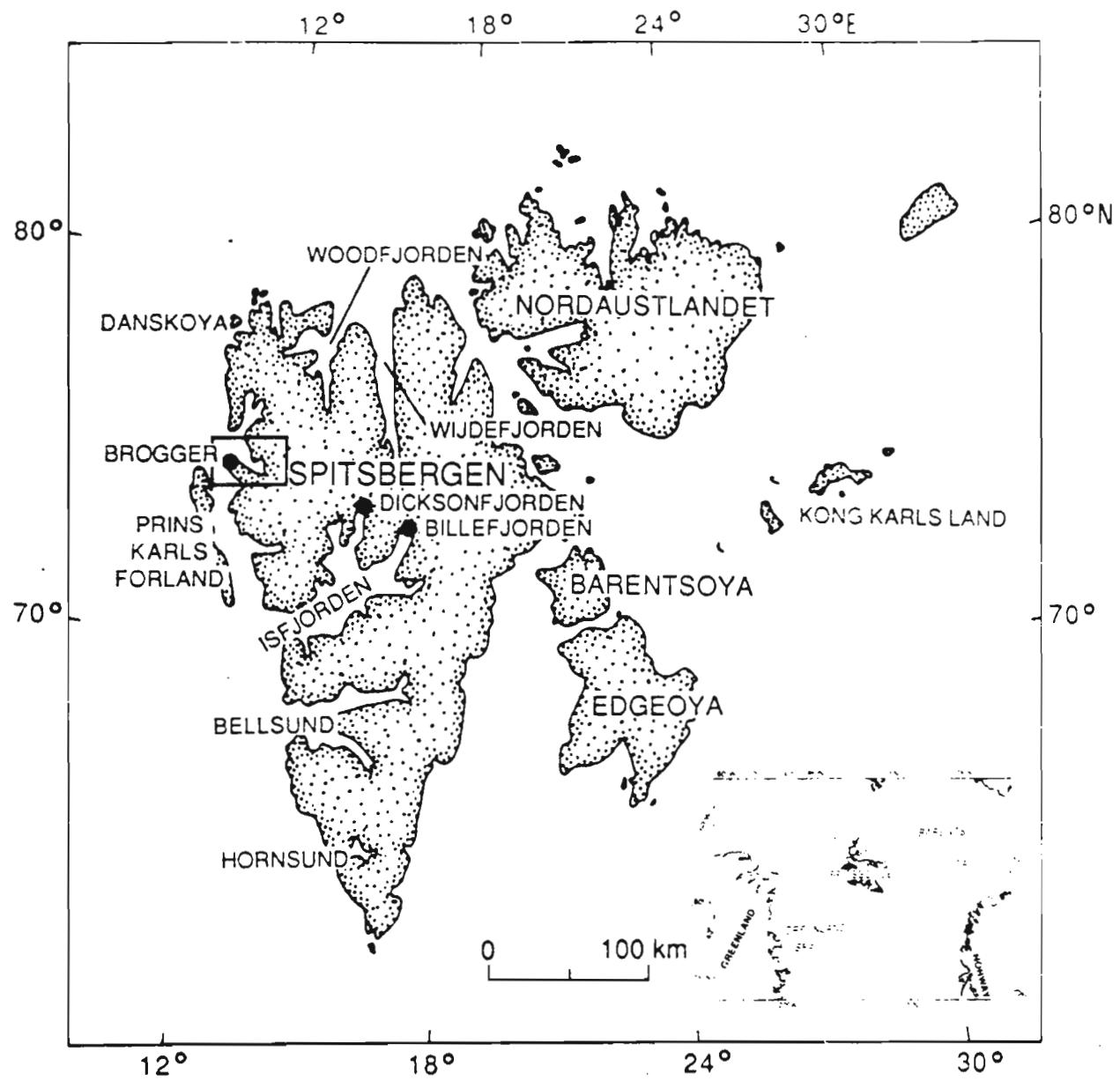


Fig. 10. Location map of Svalbard and study area.

STUDY AREA

Modern coastal accumulation features and Holocene raised marine and coastal deposits have been studied on the coast of the Brogger Peninsula and Kongsfjorden (Fig. 10). The sedimentology, morphology, and stratigraphy of the glacial outwash plains of the Brogger Peninsula have also been investigated.

RESULTS

A) Quaternary Glacial Chronology and Relative Sea-Level History

An overview of the Quaternary glacial and sea-level history of Svalbard is presented in Héquette (1988d, see Appendix II). The paper is based on results of research recently carried out by Quaternary geologists and on the author's investigations in northwest Spitsbergen. Our knowledge concerning the Late Quaternary history of the Svalbard archipelago was greatly improved during the last few years, especially on the Weichselian glaciation. This glaciation was less extensive than previously assumed, since many areas were ice-free on the west coast of Spitsbergen in Late Weichselian times. Weichselian interstadial marine deposits occur in many parts of Svalbard. The post-glacial glacio-isostatic uplift is now stopped in almost all areas of the archipelago and it seems that a marine transgression is presently in progress on Svalbard coasts.

B) Late Weichselian and Holocene Sea-Level Changes

The postglacial sea-level variations in northwest Spitsbergen are presented in a paper in press in *Zeitschrift für Geomorphologie* (Héquette and Ruz, 1989), including a new shoreline displacement curve for the Kongsfjorden area (Fig. 11), based on radiocarbon dates and

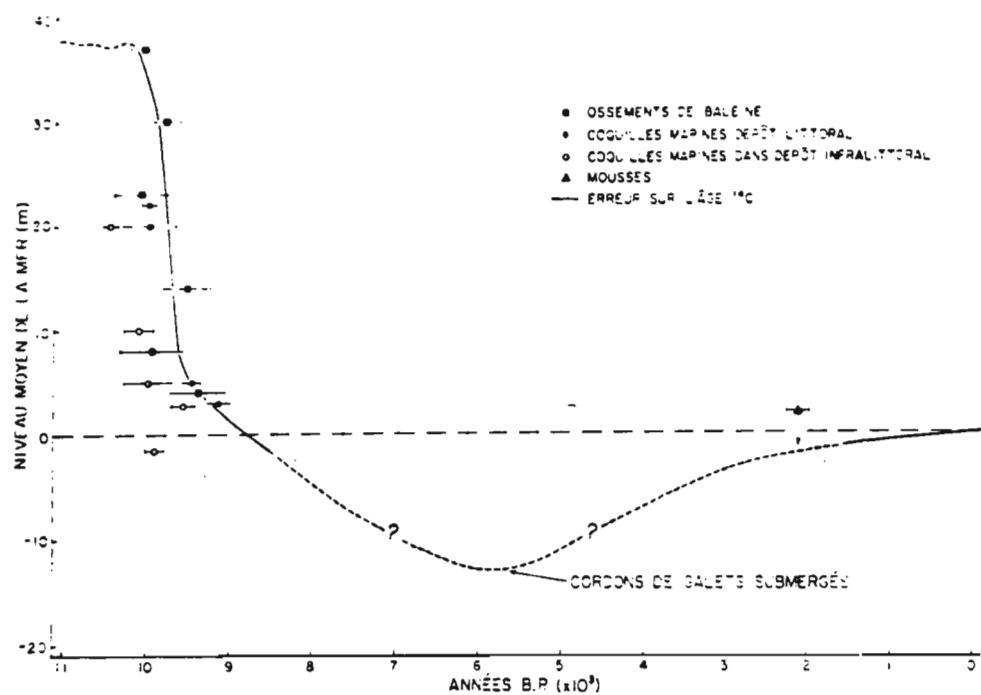


Fig. 11. Relative sea-level curve of the Kongsfjord area.

geomorphic evidence. The proposed shoreline displacement curve shows a marine regression to a depth of 15 m where remnants of a drowned shoreline have been observed. In this area, the postglacial marine limit was reached at about 13 000 years BP as radiocarbon dating of whalebones found in raised beaches shows. The subsequent emergence of the land occurred at a relatively slow rate during the initial period of glacier-ice unloading and was followed by a very rapid marine regression (3 m/100 yr) during the Early Holocene. The relative sea level fell below its present position after 9000 years BP and then a transgression occurred, submerging subaerial periglacial features. The postglacial relative sea level variations in the Kongsfjord are explained in terms of glacio-isostatic adjustments. The migration of a peripheral forebulge, initially induced by ice-loading on eastern Svalbard at the end of the Late Weichselian glaciation, is likely the cause of a transgression which followed the postglacial emergence in that area. Theoretical considerations of the latter hypotheses are also discussed in a research note in the journal *Norois* (Héquette, 1989c).

C) Modern Coastal Processes along Glacial Outwash Plain Shorelines

Coastal sedimentation along glacial outwash plain shorelines has also been investigated and results will be published in a paper in *Géographie physique et Quaternaire* (Héquette and Ruz, in press). The accretional shorelines fringing the glaciofluvial outwash plains in northwest Spitsbergen are characterized by rapid short-term morphological changes. During the short arctic summer, the glaciofluvial streams and rivers carry significant sediment load. Part of this sediment is deposited in the lower intertidal zone as small-scale deltas, at the mouths of outlets cutting low elevated barrier beaches. Within these deltas, small sand and gravel bars develop, measuring 20 cm in height at the begining of the summer. These accumulation features develop

rapidly during the first part of the summer to reach 50 cm in elevation in late July, and eventually to evolve as swash bars. Due to the action of waves and littoral drift, these swash bars subsequently develop as new barrier beaches, slightly seaward of the former coastline. Topographic measurements within the deltas show that in only two years these bars can reach the same size as the barriers. The formerly built-up barriers are cannibalized by the glaciofluvial streams, contributing to the accretion at the mouth of the outlets. Coastal progradation occurs, with the destruction of the former coastlines, at a rate which strongly relates to river flow fluctuations. The shoreline does not migrate regularly and evenly seaward, and slight shoreward movements of the barriers may occur during their formation. Coastal evolution is primarily controlled by glaciofluvial processes which supply sediment to the coastal system and also erode coastal landforms.

REFERENCES

- Fissel, D.B. and Byrne, O.J. (1988): Current and directional wave measurements in the Beaufort Sea coastal zone, August - September 1987. Geological Survey of Canada Open File 2069, 44p.
- Gillie, R.D. (1988). Beaufort Sea coastal morphology study. Geological Survey of Canada Open File, 21 p.
- Héquette, A. (1988a): Coastal erosion and shoreface evolution in the southern Canadian Beaufort Sea. *1988 Canadian Association of Geographers Annual Meeting*, Programme and Abstracts, Saint Mary's University, Halifax, p.95.
- Héquette, A. (1988b): Field Survey and Cruise Report, U.S.G.S. R/V Karluk, 20 August - 16 September 1987, Tuktoyaktuk Peninsula Coast and Inner Beaufort Sea Shelf. In: Hill et al. (1988), Report of Field Activities: 1987, G.S.C. Project 830007, Beaufort Sea Coastal Zone Geotechnics, Geological Survey of Canada Open File No 1902, Part 5.
- Héquette, A. (1988c): L'action de la glace de mer sur les fonds sédimentaires pré littoraux de la Mer de Beaufort canadienne. 2ème Forum National du Groupe Français de Géomorphologie, Caen, 24-25 Novembre 1988, Progamme et Résumés, p.11.
- Héquette, A. (1988d, in press): Vues récentes sur l'évolution du Svalbard au Quaternaire. *Revue de Géomorphologie Dynamique*, vol. 38, n° 4.
- Héquette, A. (1989a, in press): L'action de la glace de mer sur les fonds sédimentaires pré littoraux de la Mer de Beaufort canadienne. *Bulletin du Centre de Géomorphologie du CNRS*, Caen.
- Héquette, A. (1989b): 1988 Canadian Beaufort Sea Coast Survey, Field Survey Report (Cruise Report No 88310). Geological Survey of Canada Open File 2084, 15 p.
- Héquette, A. (1989c, in press): Une transgression marine holocène au Spitsberg nord-occidental (Svalbard): une origine eustatique ou glacio-isostatique? Norois.
- Héquette, A. (in press): L'influence de la glace de mer sur l'érosion littorale en Mer de Beaufort canadienne. *Revue de Géomorphologie Dynamique*.
- Héquette, A. and Barnes, P.W. (in press): Coastal retreat and shoreface profile variations in the Canadian Beaufort Sea. *Marine Geology*.
- Héquette, A. and Hill, P.R. (in press): Late Quaternary seismo-stratigraphy of the inner shelf seaward of the Tuktoyaktuk Peninsula, Canadian Beaufort Sea. *Canadian Journal of Earth Sciences*.

- Héquette, A. and Ruz, M.H. (1989, in press): Les variations postglaciaires de la ligne de rivage au Spitsberg nord-occidental, Svalbard. *Zeitschrift für Geomorphologie*.
- Héquette, A. and Ruz, M.H. (in press): Sédimentation littorale en bordure de plaines d'épandage fluvioglaciaire au Spitsberg nord-occidental. *Géographie physique et Quaternaire*.
- Hill, P.R. and Héquette, A. (1988): Beach Dynamics Study, Tibjak Beach, Beaufort Sea Coast, August 22 to September 17, 1987. In: Hill et al. (1988), Report of Field Activities: 1987, G.S.C. Project 830007, Beaufort Sea Coastal Zone Geotechnics, Geological Survey of Canada Open File No 1902, Part 6.
- Hill, P.R. and Héquette, A. (1989): The Beaufort Sea coastal zone: geological and geotechnical constraints to offshore development. *Geological Survey of Canada, Forum 89*, Calgary, 27-28 February 1989, Program and Abstracts, p.35.
- Hill, P.R., Héquette, A. and Jenner, K.A. (1988): Marine geology of the Canadian Beaufort inner shelf and coastal zone. *St. John's 88*, Conférence annuelle conjointe AGC-AMC-SCPG, Memorial University of Newfoundland, St. John's, Program and Abstracts, p. A56.
- Hill, P.R., Mudie, P.J., Moran, K., and Blasco, S. (1985): A sea-level curve for the Canadian Beaufort Shelf. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 22, p. 1383-1393.
- Kamphuis, J.W., Davies, R.B., Nairn, R.B. and Sayao, O.J. (1986): Calculation of littoral sand transport rate. *Coastal Engineering*, 10, p. 1-21.
- Komar, P.D. and Inman, D.L. (1970): Longshore sand transport on beaches. *Journal of Geophysical Research*, 75, p. 5514-5527.
- Moign, A. and Héquette, A. (1988, in press): Le rôle morpho-sédimentologique du pied de glace dans la région de la Baie du Roi, Spitsberg. In: *Mélanges offerts à Jean Malaurie*, Plon, Paris.
- Ruz, M.H., Héquette, A. and Hill, P.R. (in prep.): A model of coastal evolution in a transgressed thermokarst topography along the Canadian Beaufort Sea Coast. To be submitted to *Marine Geology*.

APPENDIX I: BEAUFORT SEA MANUSCRIPTS

**Late Quaternary seismo-stratigraphy of the inner shelf seaward of the
Tuktoyaktuk Peninsula, Canadian Beaufort Sea**

Arnaud Héquette, Geological Survey of Canada, Bedford Institute of Oceanography
P.O. Box 1006, Dartmouth, N.S., Canada, B2Y 4A2

and

Philip R. Hill, Hill Geoscience Research, P.O. Box 9560, Station A,
Halifax, N.S., B3K 5S4.

Geological Survey of Canada Contribution No 40288

Abstract

This paper describes the seismic stratigraphy of the Quaternary sediments on the inner shelf (<20 m water depth) of the Canadian Beaufort Sea, seaward of the Tuktoyaktuk Peninsula. Two regional unconformities and three seismic sequences are defined from the high resolution seismic records. The deeper sequence (Sequence III) is characterized by large-scale crossbeds. This sequence has been correlated with the Tingmiark Sand lithostratigraphic unit, previously defined farther offshore, which is thought to be a glaciofluvial unit deposited during lower-than-present sea level conditions in the late Wisconsinan. The lower boundary of the overlying sequence (Sequence II) is an unconformity (U/C 2), interpreted as the pre-transgression land surface. Sequence II is discontinuous and consists of localized basin-fill and channel-fill units. Most of these are remnants of thermokarst lakes partially eroded during the Holocene transgression. This sequence is separated from the uppermost sequence (Sequence I) by another unconformity (U/C 1) which is the shoreface erosion surface generated by the Holocene sea level rise. Sequence I is composed of a transgressive sand sheet overlain, in deeper areas, by recent marine muds. Seaward of Hutchison Bay, a large sub-bottom depression within Sequence III is interpreted as a late Wisconsinan fluvial channel. According to our seismic interpretation, the Tuk Phase morainal and glaciofluvial deposits existing onland on the Tuktoyaktuk Peninsula, and which were previously assigned to the early Wisconsinan, would be of late Wisconsinan age.

Résumé

Cet article décrit la stratigraphie sismique de la partie peu profonde (<20 m) de la plateforme continentale de la Mer de Beaufort canadienne, au large de la Péninsule de Tuktoyaktuk. Des enregistrements de sismique à haute résolution ont permis de distinguer deux réflecteurs indiquant des contacts discordants. Ces contacts marquent les limites de trois séquences acoustiques correspondant à des phases de dépôt différentes dans des environnements sédimentaires spécifiques. La séquence la plus profonde (Séquence III) est caractérisée par des réflecteurs internes montrant des structures de stratification entrecroisée de grande ampleur. Cette séquence a été corrélée aux "Tingmiark Sands", unité lithostratigraphique précédemment définie plus au large. Cette unité est vraisemblablement composée de sédiments fluvioglaciaires déposés lors d'une période du Wisconsinien supérieur pendant laquelle le niveau marin relatif était inférieur à l'actuel. La Séquence III est par endroits surmontée par la Séquence II dont la limite inférieure est marquée par un contact discordant (U/C 2), interprété comme la surface continentale fini-wisconsinienne. La Séquence II est discontinue et se retrouve dans des paléodépressions qui constituent les restes de lacs de thermokarst ou de chenaux fluviatiles partiellement érodés pendant la transgression marine holocène. La limite supérieure de cette séquence sismique est un autre contact discordant (U/C 1) qui serait la surface d'érosion marine induite par l'élévation du niveau marin relatif pendant l'Holocène. La séquence supérieure (Séquence I) est composée d'une couverture de sédiments transgressifs littoraux remaniés, recouverte de boues marines récentes. Au large de la Baie Hutchison, une grande dépression subsuperficiale entaillée dans la Séquence III est interprétée comme un chenal fluviatile du Wisconsinien supérieur. Selon notre interprétation sismique, les moraines et les sédiments fluvioglaciaires qui en Péninsule de Tuktoyaktuk correspondent à la Phase de Tuk, dateraient du Wisconsinien récent plutôt que du Wisconsinien inférieur comme cela avait été suggéré jusqu'à présent.

Introduction

The first stratigraphic studies of the Beaufort Shelf were carried out by Vilks et al. (1977) and Vilks et al. (1979). Using piston cores, they recovered mainly Holocene sediment from the shelf and both Holocene and late Wisconsinan sediment from the continental slope. In the following years, with increasing petroleum exploration in the Beaufort Sea, numerous geophysical studies have been carried out and a large number of high resolution seismic reflection profiles have been collected, mainly in water depths greater than 20 m. A simple stratigraphic model, based on acoustic character, was developed for the middle and outer shelf by O'Connor (1980). Three major units were identified. A surficial transparent unit (A), interpreted as recent silts and clays, overlies a well stratified unit (B), possibly produced by the postglacial marine transgression. A regional unconformity separates units A and B from the underlying unit C, an opaque to weakly stratified unit thought to represent sediments deposited on the shelf during the most recent sea level lowstand. More recent work based on seismic and borehole data (Hill et al., 1985; Hill et al., in press) has allowed interpretation of late Quaternary relative sea level history and depositional environments of these same areas of the Beaufort Shelf. Studies of the inner shelf in the vicinity of Richards Island (Fortin, 1986, 1987; Hill et al., 1986a, 1986b) and King Point (Hill et al., 1986b) have been documented, but no work has been reported to date from the inner shelf seaward of the Tuktoyaktuk Peninsula (Fig. 1).

Stratigraphic studies have also been carried out on the adjacent coastal plains of the Yukon and Northwest Territories (Rampton, 1982, 1988). However, detailed correlations of the more fragmentary land-based late Quaternary stratigraphy with the marine record has not so far been attempted, largely because of the difficulties of carrying out marine surveys in the shallow inner shelf region. The present study was initiated in an attempt to link the offshore and land-based records. The aims of this paper are (i) to present an interpretation of the late Quaternary seismo-stratigraphy and sedimentary environments of the inner shelf of the eastern Beaufort Sea off Tuktoyaktuk Peninsula (Fig. 1); and (ii) to make some preliminary observations concerning correlations between

the offshore and land-based records.

Materials and methods

The primary data used in this study are high resolution seismic reflection profiles surveyed in September 1987. An ORE Boomer system (300 to 3000 Hz band pass) and 7 kHz profiler system were used for sub-bottom penetration, together with a Klein 100 kHz and 500 kHz sidescan sonar system for seabed mapping. Positioning was maintained using a Syledis navigation system. Forty-four seafloor sediment samples were collected using a Van Veen grab sampler and three cores were obtained with a vibracore system.

The interpretation of stratigraphy and depositional facies from the seismic data was carried out according to the methodology of Mitchum *et al.* (1977a, 1977b). Seismic reflection terminations and configurations are interpreted as stratification patterns. They are used for recognition and correlation of depositional sequences, and interpretation of depositional environment. This approach involves the identification of seismic sequences and seismic facies. Seismic sequences are defined as packages of concordant acoustic reflectors separated by surfaces of discontinuity, and are interpreted as depositional sequences. Seismic facies are used to interpret depositional environments from the geometric and acoustic characteristics of the reflectors within the sequences. The advantage of this method is that a seismic sequence is chronostratigraphically significant because it represents a genetic unit which was deposited during a single episodic event.

Setting

The Canadian Beaufort Shelf extends offshore to 70 m water depth and is characterized by a very gentle gradient. Seaward of the Tuktoyaktuk Peninsula, muds dominate the central and outer shelf, whereas inshore of the 10 m isobath sand is generally abundant (Vilks *et al.*, 1979). The

Mackenzie River, which has the second largest discharge in North America, has formed a major delta extending into the southern Beaufort Sea (Fig. 1). The Mackenzie supplies approximately 150×10^6 tonnes a⁻¹ of mainly silt and clay sediment (Davies, 1975), and is thought to be the principal source of fine-grained material supplied to the shelf since the beginning of the Holocene transgression (Harper and Penland, 1982). The Beaufort Shelf is covered by winter sea ice for seven to nine months of an average year. The open water season occurs generally from June to early October, although the presence of drift ice is common. Winter landfast ice is separated from the main polar ice pack by a shear zone where ice pressure ridges form (Reimnitz *et al.*, 1978). Keels of these ridges scour the seafloor, particularly seaward of 10 m water depth (Lewis, 1978; Gilbert and Pedersen, 1987). Subseabed permafrost underlies most of the Beaufort Shelf (Hunter *et al.*, 1976; Blasco, 1984). It is relict from periods during the late Pleistocene when the seabed was exposed to subaerial arctic conditions during periods of lower sea level (Mackay, 1972).

Glacial history

Despite the efforts of both land-based and marine geologists, a clear picture of Wisconsinan glacial events along the Beaufort Sea coast is still lacking. On the Tuktoyaktuk Peninsula, Rampton (1988) has identified an ice margin position assigned to the Toker Point Stade (Fig. 2), which he correlates with the Buckland Glaciation on the Yukon Coastal Plain (Rampton, 1982). The Buckland limit is considered the maximum all-time limit of Laurentide ice in the region (Hughes *et al.*, 1981; Hughes, 1987; Vincent and Prest, 1987) and the Toker Point Stade is assigned to the early Wisconsinan by Rampton (1982, 1988). Some question remains about the age of this event as the Laurentide maximum limit can be traced south to the Bonnet Plume Basin where it has been dated at less than 39,000 years BP (Hughes *et al.*, 1981) (Fig. 2). On the other hand, there is clear evidence for a younger ice limit to the south and west of the Tuktoyaktuk Peninsula in the Sitidgi Lake area and the Mackenzie Delta (Fig. 2). This limit is marked by the Tutsieta Lake Moraine and is assigned to the late Wisconsinan, culminating about 13 000 years ago (Hughes, 1987).

Associated with the Toker Point limit on the Tuktoyaktuk Peninsula is a second ice limit, the Tuk Phase limit (Mackay *et al.*, 1972; Fyles *et al.*, 1972; Rampton, 1988) which coincides with the Toker Point Stade limit east of Hutchison Bay, but splits and is traced parallel to Eskimo Lakes to the southwest (Fig. 2). Along the Tuk Phase limit, there are a number of ice margin features and deposits which attest to a complex deglacial history. Subglacial meltwater channels have been identified in the Eskimo Lakes area and a prominent proglacial meltwater channel crosses the Tuktoyaktuk Peninsula and can be traced to the head of McKinley Bay (Rampton, 1988). Outwash valley trains interpreted by Rampton to have formed at a slightly later stage of deglaciation cross Richards Island and the southwestern portion of the Tuktoyaktuk Peninsula. Outwash sands associated with the Toker Point Stade cover much of the Tuktoyaktuk Peninsula (Rampton, 1988). The relationship between the Toker Point Stade and the Tuk Phase is not clear, but Rampton considers them both to be of early Wisconsinan age.

No glacial limits have been firmly identified on the Beaufort Shelf. However, the extent of the Buckland limit along the Yukon coast (Fig. 2) implies the presence of ice in Mackenzie Trough and on the Beaufort Shelf north of Richards Island, perhaps linking with the Toker Point limit of Rampton (1988). Diamicton has been recovered from boreholes just west of Pullen Island (Hill *et al.*, 1986a) and the ring of islands from Garry to Pullen Island all show ice-thrust deformation (Mackay and Matthews, 1983). It therefore seems likely that the Buckland/Toker Point limit extends offshore at least to the vicinity of these islands.

Seaward of the Tuktoyaktuk Peninsula, there is no evidence for ice-contact deposits in the top 100 metres of the shelf sequence. Beneath a thin unit of Holocene mud, a 40 m thick sand unit, named the Tingmiark Sand, is present over most of the shelf (Fig. 2; Hill *et al.*, in press). Interpreted as an outwash deposit, the Tingmiark Sand has been dated at younger than 21 620 (Hill *et al.*, 1985). The sand is incised by broad, fluvial valleys extending across the shelf from the coastline. The valleys, which clearly post-date the Tingmiark Sand, were formed during a lowering of relative sea

level in the latter part of the late Wisconsinan, estimated between 15 000 and 10 000 years B.P. (Fig. 3; Hill *et al.*, 1985). From these constraints, the Tingmiark Sand appears to have been deposited in the early part of the late Wisconsinan, and may therefore be somewhat older than the Tutsieta Lake advance (Hughes, 1987). A major problem of correlation between the onshore and offshore stratigraphies is to explain how such a thick sequence of sand was deposited offshore if the ice sheet was further south than the Tutsieta Lake limit.

During the Holocene, relative sea level rose from approximately -70 m to its present level (Fig. 3). The Holocene sea level curve is well constrained between 10 000 and 3000 years B.P., but the most recent portion of the curve is not well defined.

Acoustic stratigraphy

Interpretation of high resolution seismic profiles from the Beaufort Sea Shelf is complicated by ice-scouring and subseabed permafrost. Scouring by ice keels, especially seaward of 10 m in the study area (Héquette and Barnes, *in press*), results in an irregular seabed (Fig. 4) which produces substantial backscatter and diffraction of the acoustic signal, thus limiting the coherence of underlying reflectors. Hummocky acoustically-defined permafrost (APF; O'Connor, 1982) shows strong amplitude anomalies with a characteristic hummocky shape (Fig. 4). Borehole evidence confirms that the hummocky APF reflectors are highly disconformable with the host strata and coincide with a sharp change in the degree of ice-bonding with depth (O'Connor, 1984). Stratigraphically-controlled APF is also found in the study area. In these cases, the APF reflector is horizontal or subhorizontal, and appears to be coincident with a change in lithology, but such a change can occur within a depositional sequence and thus might not have a chronostratigraphic significance.

Three seismic sequences were defined on the high resolution seismic profiles from the inner eastern Beaufort Shelf. The upper sequence (Sequence I) is often composed of regularly stratified

parallel and subparallel reflectors (Fig. 5). This sequence varies in thickness from 2 to 8 ms (ca 1.5 to 6 m), but is typically 4-5 ms thick (ca 3.5 m). Sequence II, underlying Sequence I, shows a range of acoustic characteristics including parallel, subparallel, hummocky and chaotic reflectors, and reflector-free configurations. This sequence is discontinuous, being localized in depressions (Fig. 5). Sequence III, the deepest acoustic sequence identified on our records, is characterized by various types of reflector configurations including parallel, subparallel, chaotic, and sigmoidal progradational reflectors. However, poor penetration of acoustic energy and discontinuous reflectors are more common in this sequence (Fig. 6). The lower boundary of Sequence III cannot be defined due to insufficient penetration.

Two regional reflectors, interpreted as unconformities, mark the upper boundaries of Sequences II and III. The lower unconformity (U/C 2) is interpreted as the original late Wisconsinan land surface (pre-transgression surface), and occurs mainly where channels and thaw lake bottoms have been preserved from the erosion induced by the Holocene marine transgression. Even though it is difficult to observe any unambiguous erosional truncation by U/C 2, the onlapping relationship of the overlying strata in some depressions (Fig. 5) implies a non depositional hiatus which in turn indicates a lower boundary of a depositional sequence. According to Mitchum *et al.* (1977b, p.121), onlap is the most reliable base-discordant criterion for a sequence boundary and therefore this stratigraphic surface can be considered as an unconformity. U/C 1 is the shoreface erosion surface produced by the shoreface retreat during the Holocene sea level rise. This surface is clearly erosional as it sometimes truncates the underlying strata (Fig. 6).

In several places, U/C 1 becomes indistinguishable from U/C 2, and may sometimes correspond either to the erosion surface or to the pre-transgression surface. If the unconformity represents the pre-transgression surface (U/C 2), this would imply that the transition from Sequence II to Sequence I is gradational and that the erosional surface (U/C 1) can not be defined by the high resolution seismic data because of similar lithology and/or geotechnical properties. Consequently, this

would mean that only little erosion occurred during the transgression, allowing the preservation of the pre-transgression land surface. This hypothesis is not very likely however, as it has been shown that high levels of shoreface erosion are favoured on a gently dipping submarine slope (Swift, 1974) such as the Beaufort Shelf, especially during slow sea level rise (Swift, 1968; Heward, 1981; Elliott, 1986) like the one speculated to have taken place in the Beaufort Sea during the last thousand years (Forbes, 1980; Hill *et al.*, 1985). Therefore, where only one unconformity is visible, it is interpreted as the shoreface erosion surface (U/C 1) which has eroded the lower unconformity (U/C 2), except when it occurs at the bottom of depressions. This genetic interpretation is supported by the map showing the depth to U/C 1 (Fig. 7) which indicates a gently inclined surface towards the NNW and is consistent with a shoreface erosion surface. The map showing the depth to U/C 2 (Fig. 8) represents the remnants of the late Wisconsinan paleotopography which survived erosion during the Holocene transgression.

Pre-transgression stratigraphy

The deepest sequence identified on the inner shelf of the eastern Beaufort Sea (Sequence III) contains a complex association of acoustic facies. Where reflectors are visible, the sequence is usually acoustically stratified, showing flat-lying and progradational reflectors, and complex large-scale crossbeds (Fig. 9). The large crossbeds visible in our records are more easily recognizable seaward of the 10 m isobath whereas in the upper part of the seismic profiles the acoustic structure of the sequence is more dominated by sub-horizontal reflectors. No discontinuity is visible between these two facies, suggesting that there is no major stratigraphic break between them. The change in character is therefore interpreted as a facies change within the same unit.

Because of its similar acoustic character (principally the large-scale cut-and-fill structures) and stratigraphic position, this sequence has been tentatively correlated with the Sequence 3 defined offshore by Hill *et al.* (in press). This in turn corresponds to the Tingmiark Sand lithostratigraphic

unit of Hill *et al.* (in press), which mainly consists of fine grained fluvial outwash sands, probably related to a late Wisconsinan glacial advance. Analyses of quartz grain surface textures by Hill and Nadeau (1984) indicates that most grains in Tingmiark Sand samples have glacial origins, but that aeolian grains also occur, suggesting that these sands were deposited in a fluvial outwash plain environment during lower-than-present sea-level conditions. A radiocarbon date of $21\,620 \pm 630$ years BP (B-6276) in the underlying Tarsuit Silt unit shows that the Tingmiark Sands can not be older than the late Wisconsinan. This outwash deposition largely preceded a further drop in RSL which was responsible for the incision of wide alluvial valleys in this unit, possibly between approximately 15 000 and 10 000 years BP (Hill *et al.*, 1985). Marine shells at the top of the unit indicate that the unit was partially reworked during the Holocene transgression.

Analyses of seismic profiles collected in the region between the East Amauligak site, Richards Island and the study area, indicate that there is no apparent stratigraphic break between our Sequence III and Sequence 3 of Hill *et al.* (in press). Sequence III seems to become thinner shoreward towards Richards Island, but does not pinch out. Preliminary data from boreholes drilled near Richards Island indicate that a sandy unit occurs at depth, strongly suggesting that Sequence III still exists near the shore (John Lewis, *personal communication*).

Sequence II is largely represented by localized small basin-fill and channel-fill sequences. Many of them are small depressions (100-300 m wide) with very little negative relief (2 ms), so any fill reflection pattern is difficult to define. Nevertheless, where the depressions are deeper, the fill sequence shows a variety of internal reflection configurations including mainly chaotic, onlap, and divergent fill. Prograded or complex fill showing a combination of the former acoustic characteristics can also occur (Fig. 10a, b). The bottom of the fill sequences is often reflector-free (Fig. 10c) and becomes better stratified upward. These seismic facies patterns correspond to different energy levels associated with their respective depositional environments. The onlapping-fill seismic facies, particularly, is usually characteristic of a low energy environment, suggesting deposition of

fine-grained sediment by gravity-controlled flows (Sangree and Widmier, 1977). Based on the horizontal and vertical dimensions of the depressions where this sequence occurs and the internal reflection configurations, most of these negative relief features are interpreted as remnants of ancient thaw lakes, as presently seen on the adjacent Tuktoyaktuk Peninsula.

Sequence II is probably partly contemporaneous and stratigraphically equivalent to the Sequence 2 defined further offshore by Hill *et al.* (in press), representing alluvial sediments deposited during the period between the last sea-level lowering in the late Wisconsinan and the Holocene transgression (deposited between ca 15 000 and 10 000 years BP). Lacustrine sedimentation also began to take place during this period. Numerous radiocarbon dates obtained onland throughout the region indicate that the start of thermokarst activity which resulted in the formation of thaw lakes occurred as early as 12 900 years BP (Rampton, 1982, 1988). Sequence II probably also contains backbarrier sediments deposited just prior to transgression, when the thermokarst lake is breached.

Offshore from Hutchison Bay, a large sub-bottom depression with a valley shape is visible on the map showing the depth to the pre-transgression surface (U/C 2; Fig. 8). This feature is much wider than any other depression occurring on the inner shelf in the study area, and has been infilled by up to 8 m (10.5 ms) of sediment. This is the only location where the thickness of postglacial sediment fill has been observed to be in excess of 9 ms (ca. 7 m). The reflector (U/C 2) forming the bottom of the sequence is an erosional surface, as indicated by erosional truncations of the underlying strata which can be observed in places (Fig. 3). The internal reflection configurations are also different from those of the sediments in the smaller-scale depressions, exhibiting a well-stratified character. This large depression is interpreted as an alluvial valley incised into the underlying Sequence III.

Post-transgression environments

The upper acoustic sequence (Sequence I) is the Holocene transgressive depositional

sequence, and overlies U/C 1 which is interpreted as the shoreface erosion surface. Three core samples have been collected through the upper part of Sequence I, in shallow water (3.7 and 5.2 m water depths) along a seismic profile near the east coast of Kugmallit Bay (Fig. 1). The cores typically consist of fine to coarse sand with occasional pebbles (Fig. 11a). The sand is generally massive to poorly stratified, and is sometimes interbedded with silty sand or silt laminae (Fig. 11b). The coarse sediments are interpreted to have been deposited by storm-induced currents while the fine-grained material is representative of moderate to weak currents occurring during fair weather conditions. These lithologies are thought to be typical of the lower part of Sequence I and represent a transgressive sand sheet, generated by the erosion of the upper shoreface during erosional retreat. In this transgressive model, first developed by Swift (1974, 1975) on the Middle Atlantic Bight, sands of the upper shoreface are transferred to the lower shoreface and offshore during storms by bottom returning currents.

A very thin veneer consisting of a few centimetres of marine mud (Fig. 11b) may overlie the sands in the nearshore area, especially in troughs or other small depressions in the seafloor. In deeper water (> 14 m), the reworked autochthonous sediments forming the transgressive sand sheet can be overlain by a greater thickness of marine mud. These fine-grained marine sediments appear to be in equilibrium with the present-day hydraulic regime of the shelf. They were deposited after the Holocene transgression and are stratigraphically equivalent to the Sauvrak Clay Unit that occurs further offshore (Hill *et al.*, in press). A strong reflector can be seen in places within Sequence I and might correspond to the upper limit of the transgressive sand sheet (Fig. 10a). It may indicate a sharp textural differentiation between the transgressive sands and the modern fine-grained marine sediments.

Sequence I generally thickens seaward from 2 ms to 10 ms (1.5 to 8 m), except near Atkinson Point (Fig. 8), in approximately 4.5 to 5 m water depths, where the sequence is thicker near the coast. At this location, Sequence I shows both positive and negative relief, and it reaches 7 ms in

thickness, substantially thicker than in adjacent coastal areas where the Holocene deposits hardly exceed 3 ms. We suggest that this feature is a drowned barrier-lagoon complex, overstepped due to a decrease in sediment supply and/or an acceleration in the rate of sea level rise. Because the base of the depression (base of the lagoon?) lay at ca 11 m below present sea level, the barrier was overstepped when the sea level was probably about 10 m below present.

From the preceding seismic facies interpretations of Sequences I and II, we can propose an idealized facies model (Fig. 12) of the postglacial sedimentary environments of the inner shelf. The transgressive sand sheet commonly rests directly on Sequence III, only separated by U/C 1, but in places where lake bottoms or channels have been preserved, the following vertical succession of sedimentary facies can occur. The base of Sequence II is the pre-transgression surface (U/C 2) and is likely overlain by lacustrine deposits. The rest of the depression is infilled by lagoonal and backbarrier facies, possibly including marsh deposits. These sediments were subsequently partly eroded during the Holocene transgression and an unconformity, namely the shoreface erosion surface (U/C 1), separates Sequence II from Sequence I. A lower shoreface facies (transgressive sands) overlies U/C 1, and where the water is sufficiently deep, a modern shelf facies (recent shelf muds) occurs on the sands. In the case of a channel, the lacustrine and lagoonal facies are replaced by alluvial deposits possibly passing vertically to an estuarine facies.

Discussion

From this study, the stratigraphy of the inner shelf, seaward of the Tuktoyaktuk Peninsula, is similar to the stratigraphy defined further offshore by Hill *et al.* (in press). The three seismic sequences distinguished on the inner shelf have the same types of acoustic character as the offshore sequences and they are correlated with them. Sequence I is of Holocene age and consists of transgressive reworked sediments overlain by recent marine muds (Fig. 13). The underlying Sequence II is mainly formed of small-scale basins and channels, probably infilled during a period

extending from the late Wisconsinan to the Holocene. The age and depositional setting of Sequence III is more uncertain. This seismic sequence shows the same acoustic characteristics as the offshore Sequence 3, which corresponds to the Tingmiark Sand Unit of late Wisconsinan age (Hill *et al.*, in press), but without borehole data we can not be completely sure that we are dealing with the same stratigraphic unit. However, the apparent absence of a stratigraphic break suggests that the Tingmiark Sand still occurs on the inner shelf.

If the correlation between our Sequence III and the Tingmiark Sand is correct, then the sub-bottom channel seaward of Hutchison Bay has to be no older than late Wisconsinan age. However, correlation with similar features onland is problematic. Mackay (1963) and Rampton (1988) described several outwash channels crossing the Tuktoyaktuk Peninsula to the coastline, but these authors assigned them to the early Wisconsinan. Further south, the Tutsieta Lake Moraines (Fig. 2) are dated at 13 000 years BP (Hughes, 1987), but there is no obvious channel extending from them to the present coastline. However, an outwash system which extends directly south from Hutchison Bay corresponds to the Tuk Phase limit and related ice-contact deposits (Rampton, 1988). The Tuk Phase was originally assigned to the late Wisconsinan by Mackay *et al.* (1972) and by Fyles *et al.* (1972), but later work suggested an early Wisconsinan age (Rampton, 1988). In the study area, wood in sediments associated with the Toker Point Stade usually gives nonfinite radiocarbon dates, suggesting that the Toker Point Stade glaciation was not late Wisconsinan in age, but most likely was early Wisconsinan. But as Rampton (1988) points out, the argument suffers from the fact that most of the wood might have been reworked from older strata and redeposited during the glaciation. Dates of $17\ 860 \pm 250$ years BP (GSC-481; Lowdon and Blake, 1973) and $14\ 130 \pm 440$ years BP (GSC-512; Lowdon and Blake, 1973) from mudflow debris near Tuktoyaktuk, whose deposition postdates glaciation of the area, have been cited as evidence that local glaciation clearly predates the late Wisconsinan (Mackay *et al.*, 1972), but these dates concern the Toker Point Stade and only indicate that this glaciation occurred before ca 18 000 years BP. There are no dates however which can unequivocally show that the Tuk Phase is of early Wisconsinan age.

If both our correlation with the offshore stratigraphy defined by Hill *et al.* (in press) and the continuity of the channel with a valley-train sequence extending from the Tuk Phase limit are correct, two alternative explanations are possible: (1) the sub-bottom channel seaward of Hutchison Bay was active during the late Wisconsinan and therefore the Tuk Phase was a late Wisconsinan glacial advance; (2) a major unconformity, corresponding to a stratigraphic break between Sequence III and an underlying sequence, exists but has not been defined by the high resolution seismic data. In the latter case, the channel would be incised in an older stratigraphic unit and onland the Tuk Phase deposits could be older than the late Wisconsinan.

Conclusion

1. A seismic stratigraphy comprising two regional unconformities and three depositional sequences has been established for the inner shelf of the eastern Canadian Beaufort Sea, seaward of the Tuktoyaktuk Peninsula.
2. The upper sequence (Sequence I) is composed of transgressive sediments deposited during the Holocene sea level rise overlain by a thin veneer of modern marine silts and clays. Sequence II occurs in depressions interpreted as remnants of thermokarst lakes and channels partially eroded during the Holocene transgression. The underlying sequence (Sequence III) is thought to represent a glaciofluvial unit deposited during lower-than-present sea level conditions in the late Wisconsinan.
3. There is evidence to suggest that a sub-bottom valley incised into Sequence III, seaward of Hutchison Bay, was formed during a lowering of sea level in the late Wisconsinan. According to this interpretation, the Tuk Phase morainal and glaciofluvial deposits, which occur on the Tuktoyaktuk Peninsula, would be of late Wisconsinan age.

Acknowledgements

This study was funded in part by the Northern Oil and Gas Action Program. Logistic support was provided by the Polar Continental Shelf Project. Thanks are due to Peter Barnes, Borden Chapman, Ed Kempema and Archie McLean for their help aboard the R/V Karluk. We are grateful to Roy Sparkes for production of track plots, and to Art Cosgrove and colleagues for drafting services. We thank D.L. Forbes and B. MacLean for their comments on an earlier version of the manuscript. Constructive reviews by G. Fortin and G. Vilks helped to improve the final version of the paper. The study was completed while the senior author was in receipt of a Canadian Government Laboratory Visiting Fellowship from the Natural Sciences and Engineering Research Council (NSERC).

References

- BLASCO, S.M. 1984. A perspective on the distribution of subsea permafrost on the Canadian Beaufort Continental Shelf. 4th International Conference on Permafrost, July 1983, Fairbanks, Alaska, National Academy Press, Washington, D.C., pp. 83-86.
- DAVIES, K.F. 1975. Mackenzie River input to the Beaufort Sea. Institute of Ocean Sciences, Sidney, B.C., Beaufort Sea Project, Tech. Rpt. 15, 72 p.
- ELLIOTT, T. 1986 Siliclastic Shorelines. In: Sedimentary Environments and Facies, Blackwell, Oxford, pp. 155-188.
- FORBES, D.L. 1980. Late-Quaternary sea levels in the southern Beaufort Sea. Geological Survey of Canada Current Research, Paper 80-1B, pp. 75-87.
- FORTIN, G. 1986. Interpretation of Beaufort Sea 1985 high resolution refraction/reflection data. Geological Survey of Canada, Ottawa, Open File No 1350.
- FORTIN, G. 1987. Interpretation of Beaufort Sea 1986 high resolution refraction/reflection data. Geological Survey of Canada, Ottawa, Open File No 1506.
- FYLES, J.G., HEGINBOTTOM, J.A. and RAMPTON, V.N. 1972. Quaternary geology and geomorphology, Mackenzie Bay to Hudson Bay. 24th Intern. Geol. Congr., Montreal (Quebec), Guidebook Excursion A-30.
- GILBERT, G. and PEDERSEN, K. 1987. Ice scour data base for the Beaufort Sea. Environmental Studies Revolving Funds Report 055, Ottawa, 99 p.
- HARPER, J.R. and PENLAND, S. 1982. Beaufort Sea Sediment Dynamics. Unpublished report by Woodward Clyde Consultants for Geological Survey of Canada, 125 p.
- HEQUETTE, A. and BARNES, P.W. (in press). Coastal retreat and shoreface profile variations in the Canadian Beaufort Sea. Marine Geology.
- HEWARD, A.P. 1981. A review of wave-dominated clastic shoreline deposits. Earth Science Review, 17, pp. 223-276.
- HILL, P.R. and NADEAU, O.C. 1984. Grain-surface textures of late Wisconsinan sands from the

- Canadian Beaufort Shelf. *Journal of Sedimentary Petrology*, **54**, pp. 1349-1357.
- HILL, P.R., MUDIE, P.J., MORAN, K. and BLASCO, S.M. 1985. A sea-level curve for the Canadian Beaufort Shelf. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **22**, pp. 1383-1393.
- HILL, P.R., MORAN, K., KURFURST, P.J. and PULLAN, F. 1986a. Physical and sedimentological properties of nearshore sediments in the southern Beaufort Sea. *Proceedings of the 3rd Canadian Conference on Marine Geotechnical Engineering*, St. John's, Newfoundland, pp. 301-327.
- HILL, P.R., FORBES, D.L., DALLIMORE, S.R. and MORGAN, P. 1986b. Shoreface development in the Canadian Beaufort Sea. *Proceedings Symposium on Cohesive Shores*, Burlington, Ontario, pp. 428-448.
- HILL, P.R., BLASCO, S.M. and O'CONNOR, M.J. (submitted for publication). Late Quaternary stratigraphy and sedimentation of the eastern Canadian Beaufort Shelf. *Canadian Journal of Earth Sciences*.
- HUGHES, O.L. 1987. Late Wisconsinan Laurentide glacial limits of northwestern Canada: the Tutsieta Lake and Kelly Lake Phases. *Geological Survey of Canada, Paper 85-25*, 19 p.
- HUGHES, O.L., HARINGTON, C.R., JANSSENS, J.A., MATTHEWS, J.V., MORLAN, R.E., RUTTER, N.W. and SGHWEGER, C.E. 1981. Upper Pleistocene stratigraphy, paleoecology and archeology of the northern Yukon interior, eastern Beringia: 1. Bonnet Plume Basin. *Arctic*, **34**, pp. 329-365.
- HUNTER, J.A., JUDGE, A.S., MACAULAY, H.A., GOOD, R.L., GAGNE, R.M. and BURNS, R.A. 1976. The occurrence of permafrost and frozen sub-seabottom materials in the southern Beaufort Sea. *Beaufort Sea Project, Tech. Rep. 22*.
- LEWIS, C.F.M. 1978. The frequency and magnitude of drift-ice groundings from ice-scour tracks in the Canadian Beaufort Sea. *Proceedings on Port and Ocean Engineering Under Arctic Conditions*, Memorial University of Newfoundland, St. John's, Sept. 26-30, 1977, pp. 568-579.
- LOWDON, J.A. and BLAKE, W. Jr. 1973. *Geological Survey of Canada Radiocarbon dates XIII*.

- Geological Survey of Canada Paper 73-7.
- MACKAY, J.R. 1963. The Mackenzie Delta area, N.W.T. Geological Survey of Canada, Geographical Branch, Memoir No. 8, 202 p.
- MACKAY, J.R. 1972. Offshore permafrost and ground ice, southern Beaufort Sea, Canada. Canadian Journal of Earth Sciences, 9, pp. 1550-1561.
- MACKAY, J.R. and MATTHEWS, J.V. Jr. 1983. Pleistocene ice and sand wedges, Hooper Island, Northwest Territories. Canadian Journal of Earth Sciences, 20, pp. 1087-1097.
- MACKAY, J.R., RAMPTON, V.N. and FYLES, J.G. 1972. Relic Pleistocene permafrost, western Arctic Canada. Science, 176, pp. 1321-1323.
- MITCHUM, R.M., VAIL, P.R. and THOMPSON, S. III. 1977a. 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, Edited by C.E. Payton, Amer. Ass. Petrol. Geol. Memoir No 26, pp. 53-62.
- MITCHUM, R.M., VAIL, P.R. and SANGREE, J.B. 1977b. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 6: Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. In: Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration, Edited by C.E. Payton, Amer. Ass. Petrol. Geol. Memoir No 26, pp. 117-133.
- O'CONNOR, M.J. 1980. Development of a proposed model to account for the surficial geology of the southern Beaufort Sea. Unpublished report to Geological Survey of Canada by M.J. O'Connor and Ass. Ltd., 128 p.
- O'CONNOR, M.J. 1982. Shallow acoustic permafrost in the southern Beaufort Sea. Unpublished report to Geological Survey of Canada by M.J. O'Connor and Ass. Ltd., 114 p.
- O'CONNOR, M.J. 1984. Distribution and occurrence of frozen subseabottom sediments: a comparison of geotechnical and shallow seismic evidence from the Canadian Beaufort Sea. Unpublished report to Geological Survey of Canada by M.J. O'Connor and Ass. Ltd., 106 p.
- RAMPTON, V.N. 1982. Quaternary geology of the Yukon coastal plain. Geological Survey of Canada Bulletin 317, 49 p.

- RAMPTON, V.N. 1988. Quaternary geology of the Tuktoyaktuk lowlands. Geological Survey of Canada Memoir 423, 98 p.
- REIMNITZ, E., TOIMIL, L.J. and BARNES, P.W. 1978. Arctic continental shelf morphology related to sea-ice zonation, Beaufort Sea, Alaska. *Marine Geology*, **28**, pp. 179-210.
- SANGREE, J.B. and WIDMIER, J.M. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 9: Seismic interpretation of clastic depositional facies. In: *Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration*, Edited by C.E. Payton, Amer. Ass. Petrol. Geol. Memoir No 26, pp. 165-183.
- SWIFT, D.J.P. 1968. Coastal erosion and transgressive stratigraphy. *Journal of Geology*, **76**, pp. 444-456.
- SWIFT, D.J.P. 1974. Continental shelf sedimentation. In: *The Geology of Continental Margins*, Edited by C.A. Burk and C.L. Drake, Springer-Verlag, Berlin, pp. 117-135.
- SWIFT, D.J.P. 1975. Barrier island genesis: evidence from the Middle Atlantic Shelf of North America. *Sedimentary Geology*, **14**, pp. 1-43.
- VILKS, G., HALL, J.M. and PIPER, D.J.W. 1977. The natural remanent magnetization of sediment cores from the Beaufort Sea. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **14**, pp. 2007-2012.
- 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, 43 p.
- VINCENT, J.-S. and PREST, V.K. 1987. The early Wisconsinan history of the Laurentide ice sheet. *Géographie physique et Quaternaire*, **41**, pp. 199-213.

Figures

Fig. 1. Map of the Canadian Beaufort Shelf showing the study area, and the location of the high resolution seismic profiles and sample sites. The numbers along the seismic lines indicate the location of seismic profiles illustrated in later figures.

Fig. 2. Glacial limits in northwestern Canada (after Hughes *et al.*, 1981; Hughes, 1987; Rampton, 1988)

Fig. 3. Relative sea level curve for the Canadian Beaufort Shelf (from Hill *et al.*, 1985).

Fig. 4. Seismic section parallel to the coast, approximately 23 km north of Hutchison Bay, showing examples of hummocky acoustic permafrost (APF), and the bottom of a large depression (U/C 2) interpreted as a major late Wisconsinan valley. Water depth is ca 19 m. The ice-scours on the seabed are ca 1.5 m deep.

Fig. 5. Seismic section parallel to the coast, in approximately 12.5 m water depth, showing well-stratified Sequence I, parallel and subparallel reflectors within Sequence II, and the onlapping relationship to U/C 2. Sequence III is essentially reflector-free at this location.

Fig. 6. Seismic section showing the erosional nature of U/C 1, and the acoustic character of Sequence III: chaotic and discontinuous reflectors, and cut-and-fill structures. Water depth is ca 16.5 m.

Fig. 7. Map showing the depth to the shoreface erosion surface (U/C 1). Contours in ms below sea level.; contour interval: 2 ms.

Fig. 8. Map showing the depth to the pre-transgression surface (U/C 2). Contours in ms below sea level.; contour interval: 2 ms. The small enclosed basins are shown schematically as line-spacing is too broad to define their true shape.

Fig. 9. Line drawing of seismic record showing large scale cut-and-fill structures in Sequence III interpreted as late Wisconsinan glaciofluvial outwash sands. The section is located 10 km north of Toker Point in ca 9 m of water.

Fig. 10. Seismic sections showing the acoustic character of the basin-fill sequences (Sequence II): (a) Complex divergent fill with onlapping configuration patterns on the left, and prograded fill (?) in the smaller depression (possibly a breached lake infilled by a landward migrating barrier and subsequently partially eroded during the shoreface retreat induced by the Holocene transgression), c: possible sharp contact between modern marine fine-grained sediments and underlying coarser-grained transgressive sediments. Note the reflector-free or chaotic character of Sequence III, probably due to the presence of permafrost, water depth is ca 16.5 m; (b) onlap-fill in Sequence II, r: isolated reflectors within Sequence III, water depth is ca 14 m; (c) reflector-free seismic facies at the base of Sequence II in larger basin, water depth is ca 14.5 m.

Fig. 11. Core samples collected on the inner Beaufort shelf through the upper Sequence I, off Tuktoyaktuk Peninsula. (a) Massive medium to coarse sand with gravel beds and occasional pebbles, water depth is 3.7 m; (b) Massive to poorly stratified fine to coarse sand overlain by a thin veneer of marine muds, note the interlaminated silts and sands from 40 to 50 cm and deeper than 60 cm; water depth is 5.2 m.

Fig. 12. Block diagram showing an idealized facies model of the postglacial deposits on the inner shelf of the eastern Beaufort Sea.

Fig. 13. North-south schematic cross-section of the inner shelf of the eastern Beaufort Sea based on seismic facies interpretation.

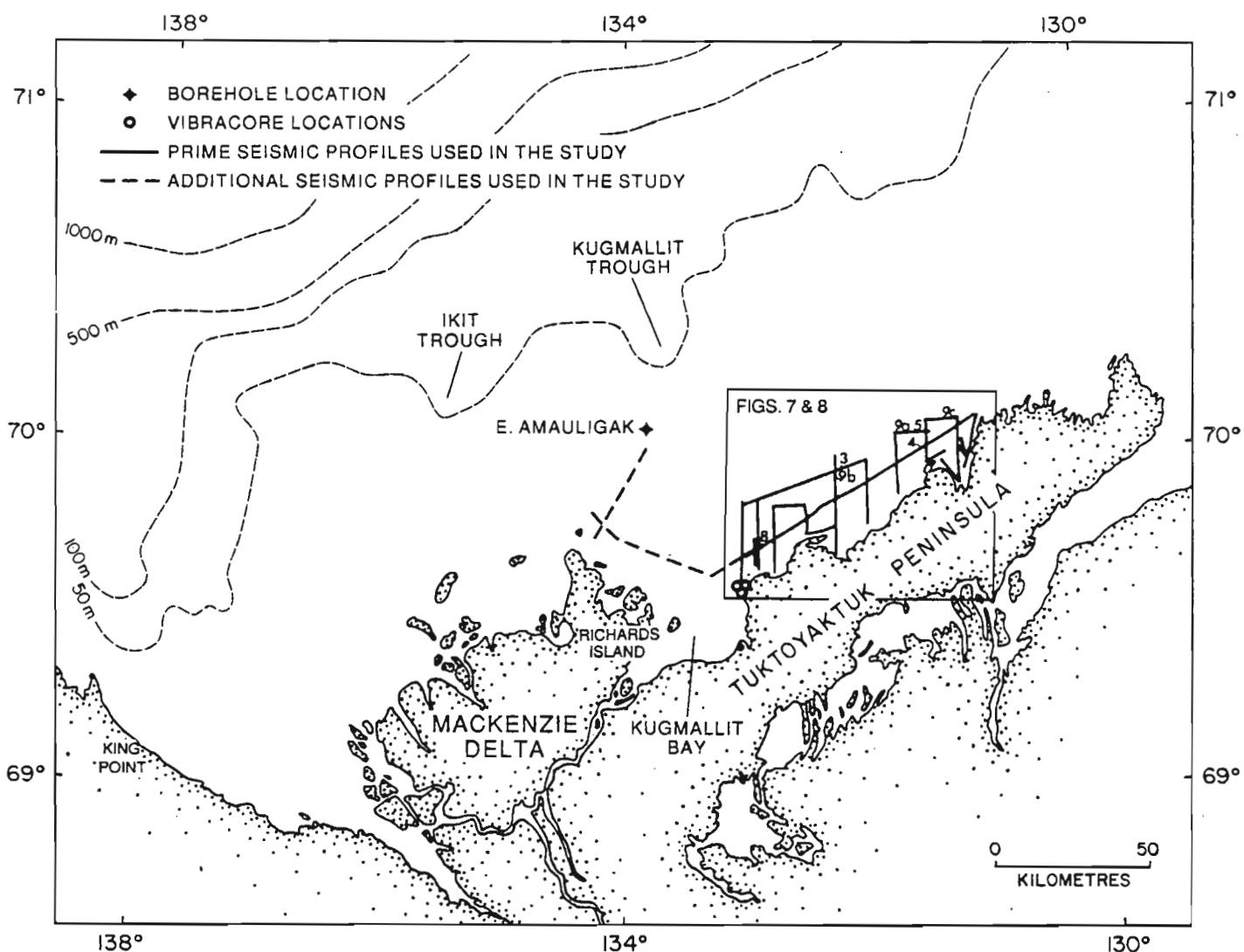


Fig. 1

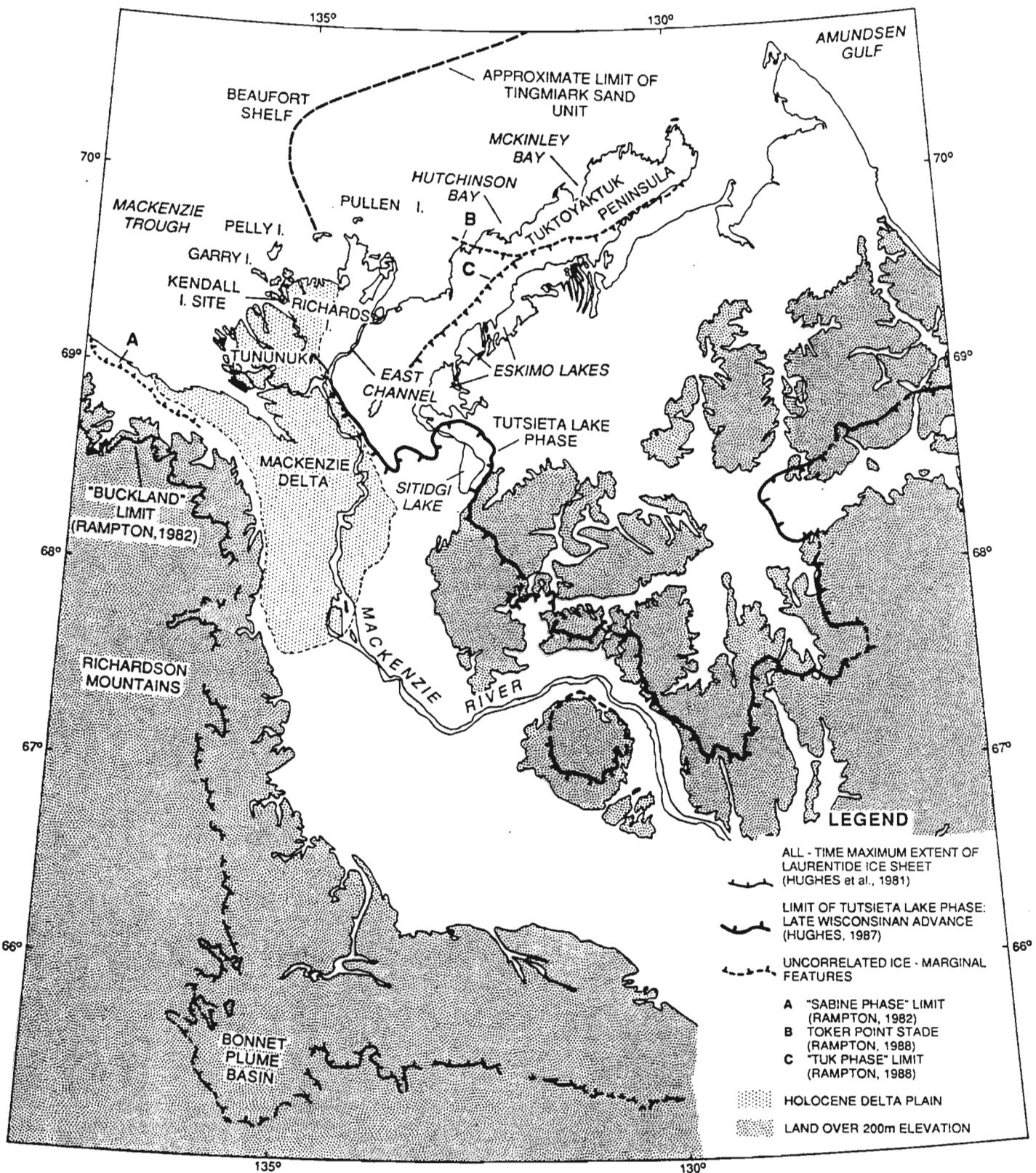


Fig. 2

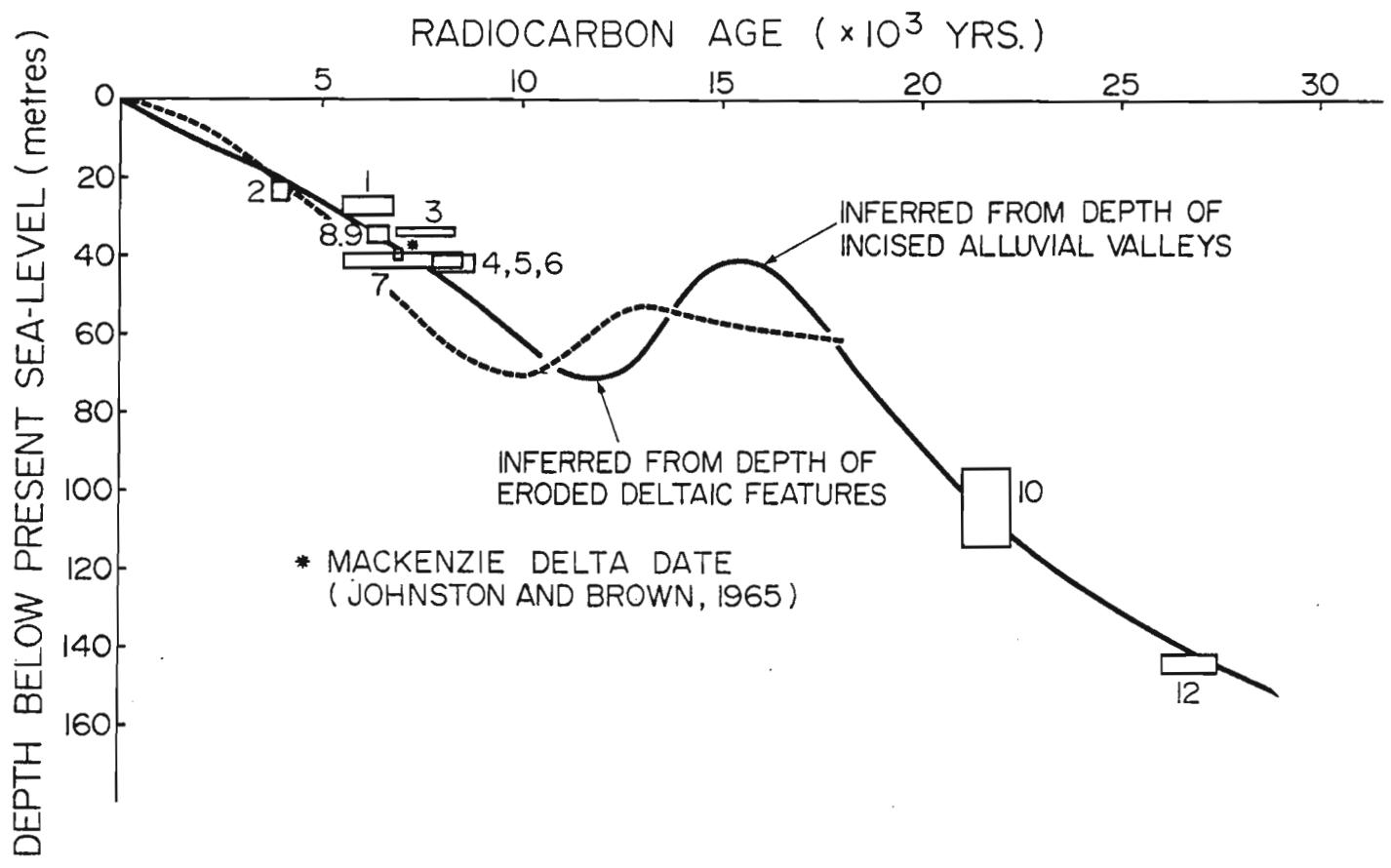


Fig. 3

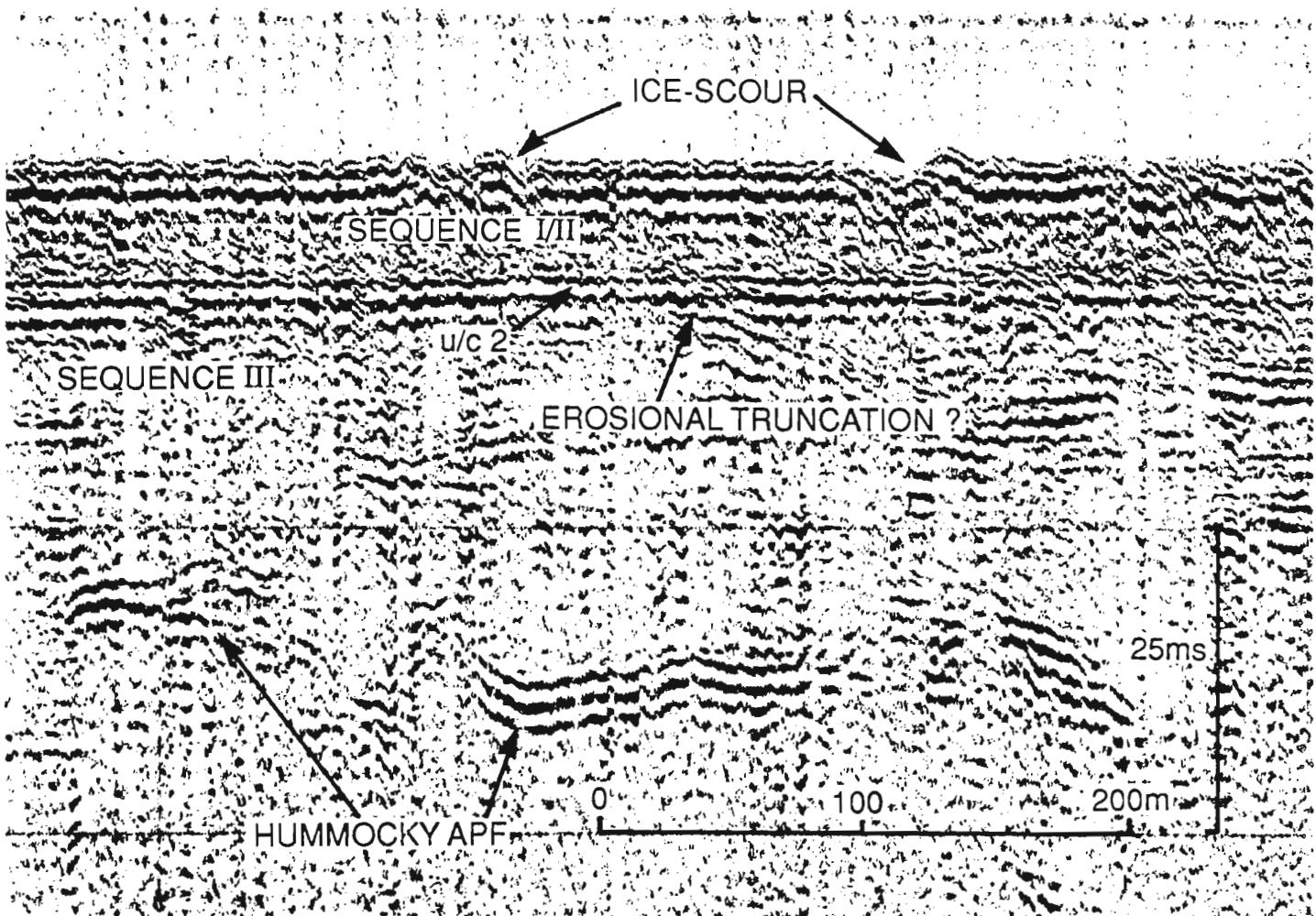


Fig. 4

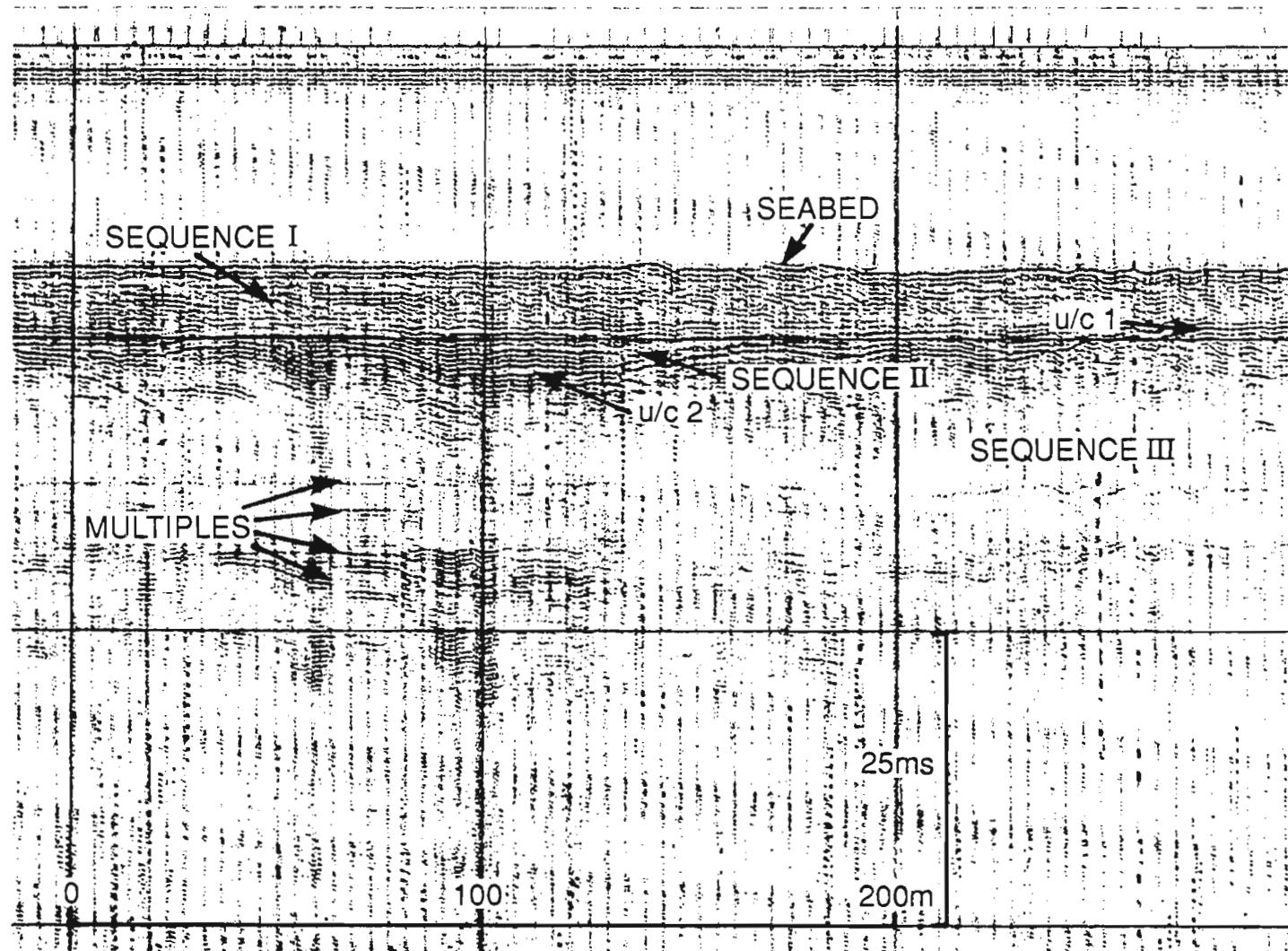


Fig. 5

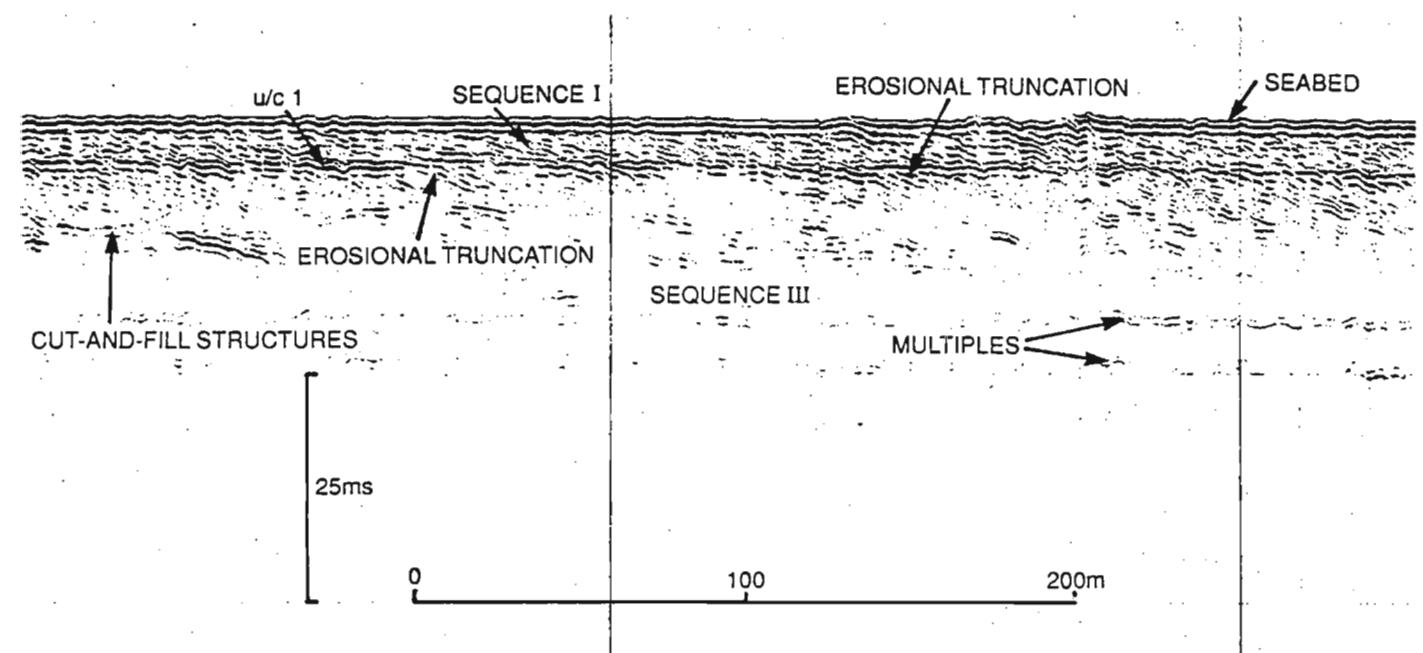


Fig. 6

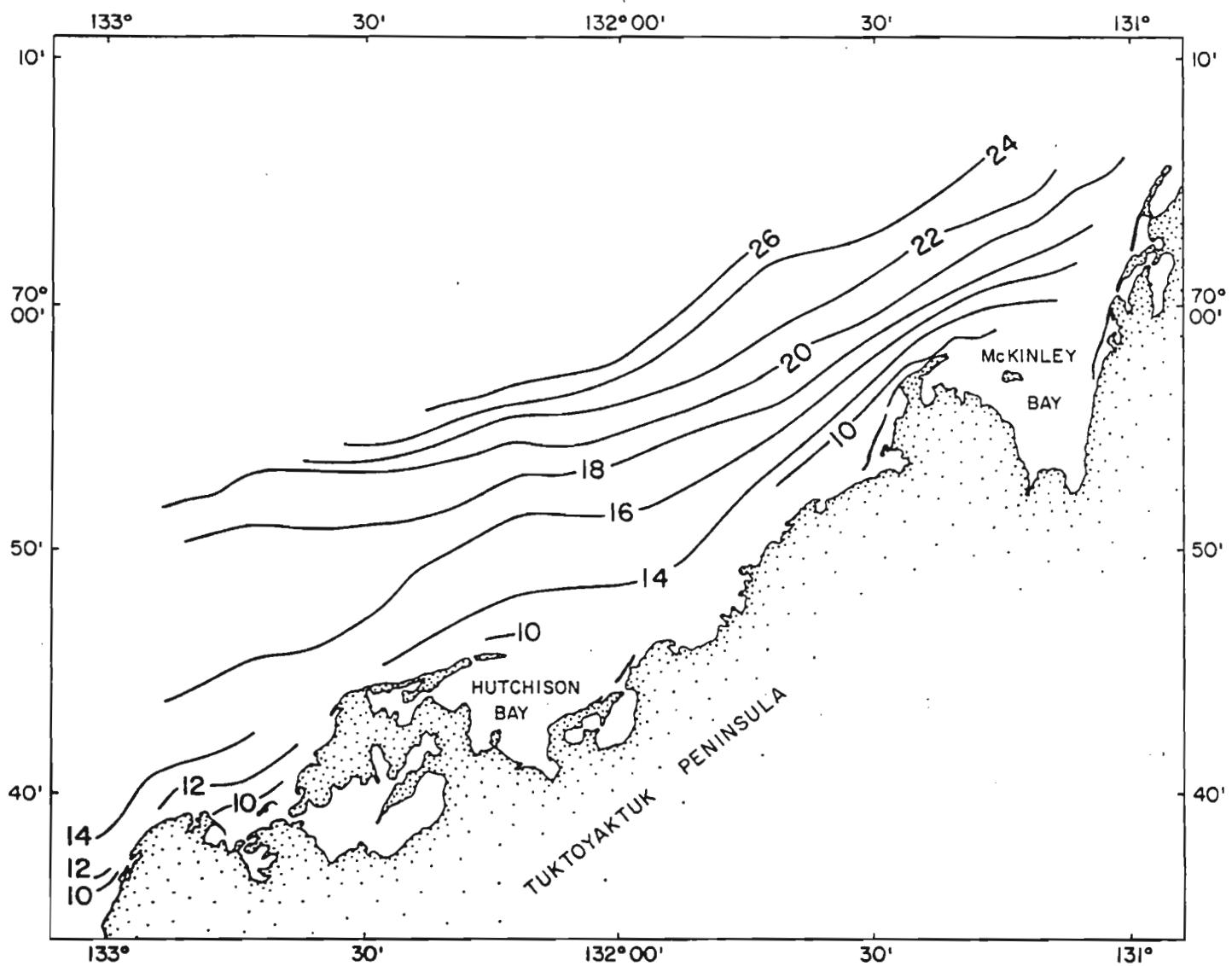


Fig. 7

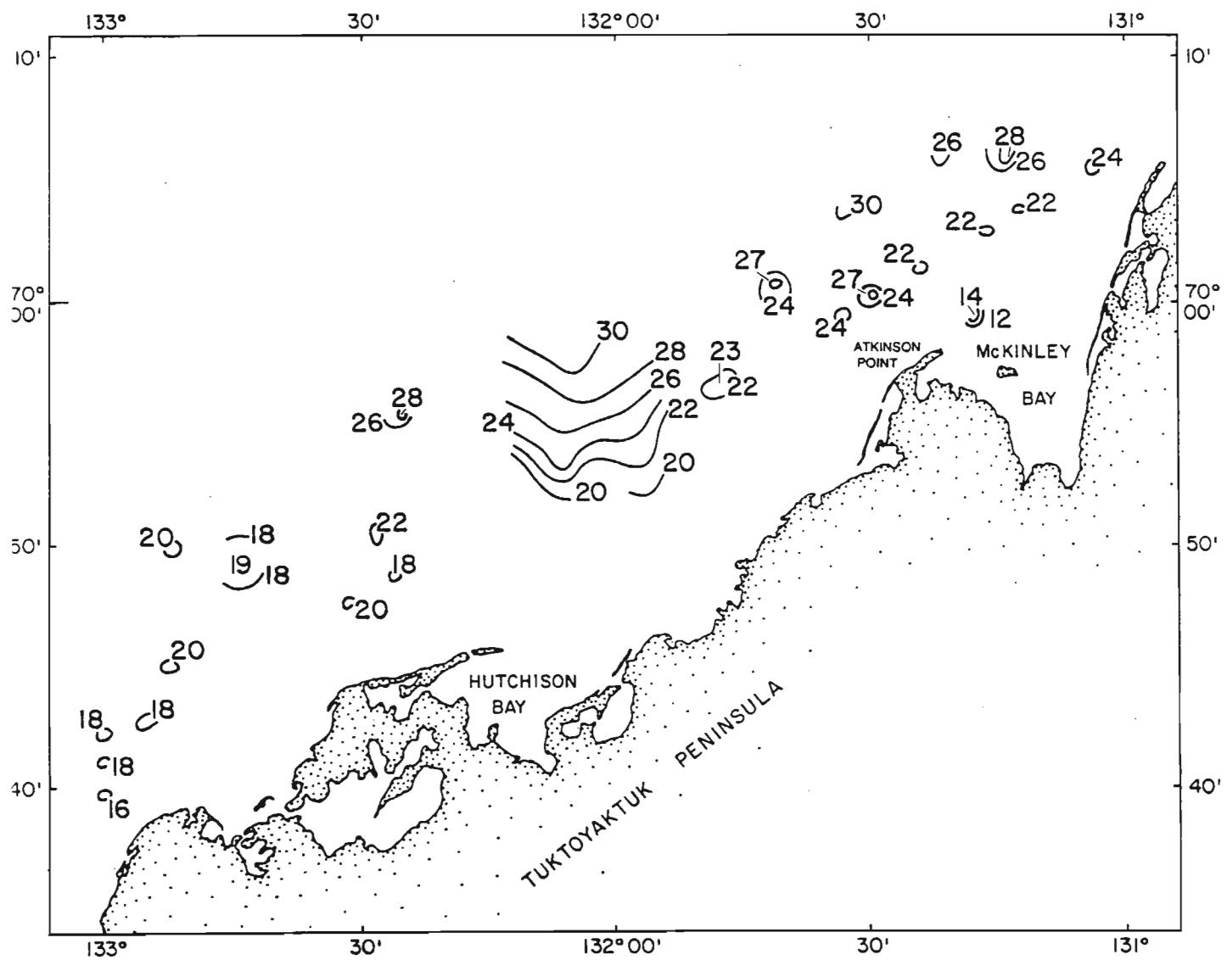


Fig. 8

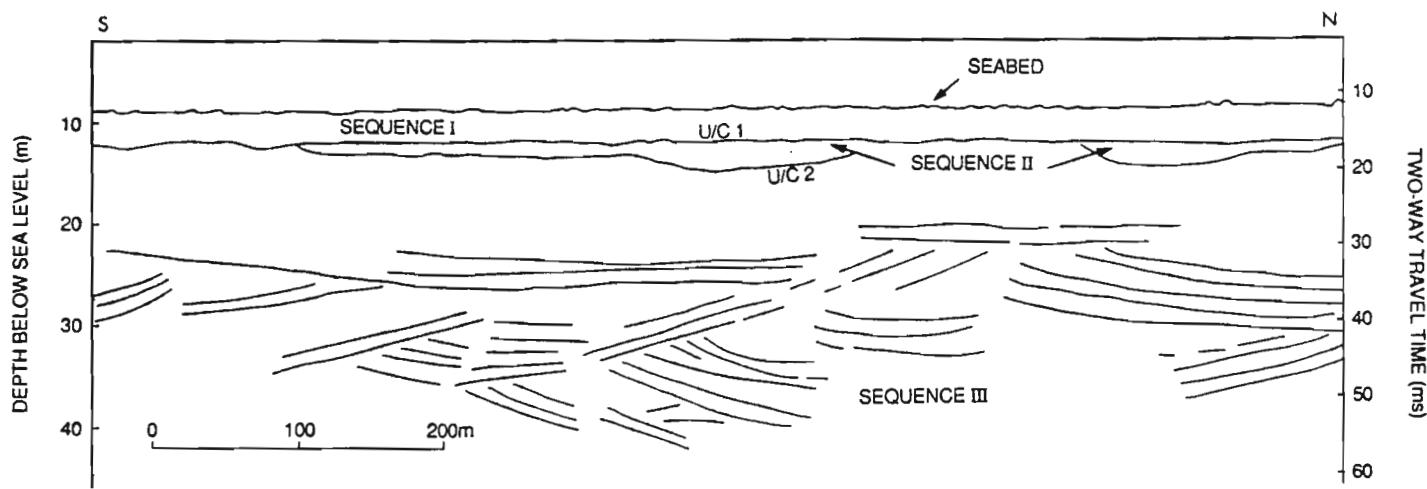
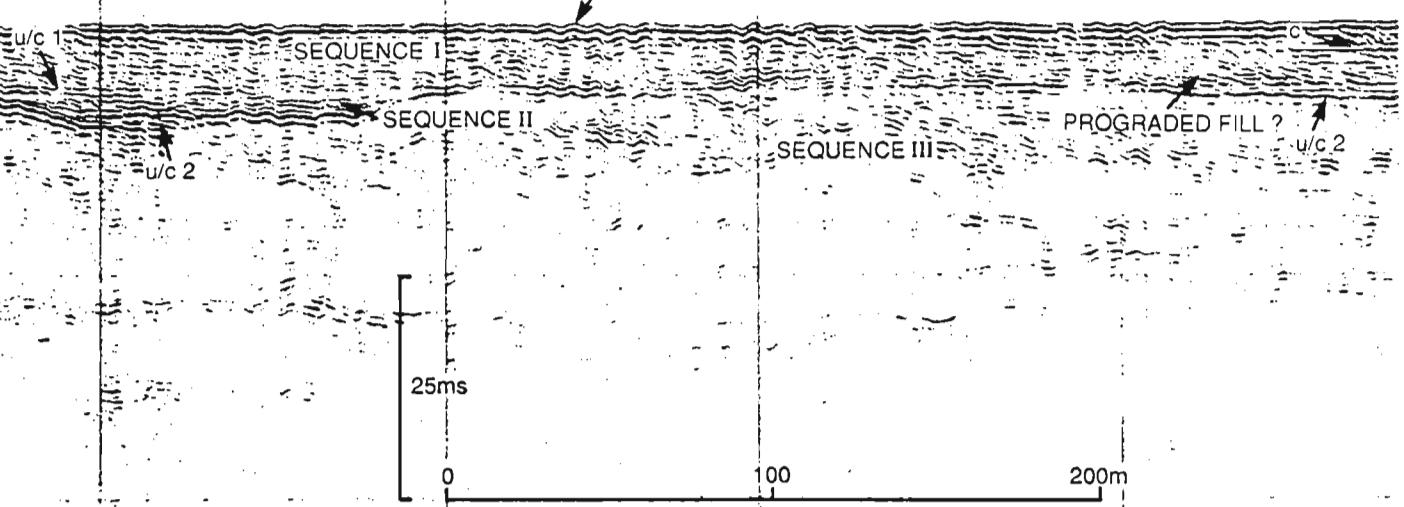


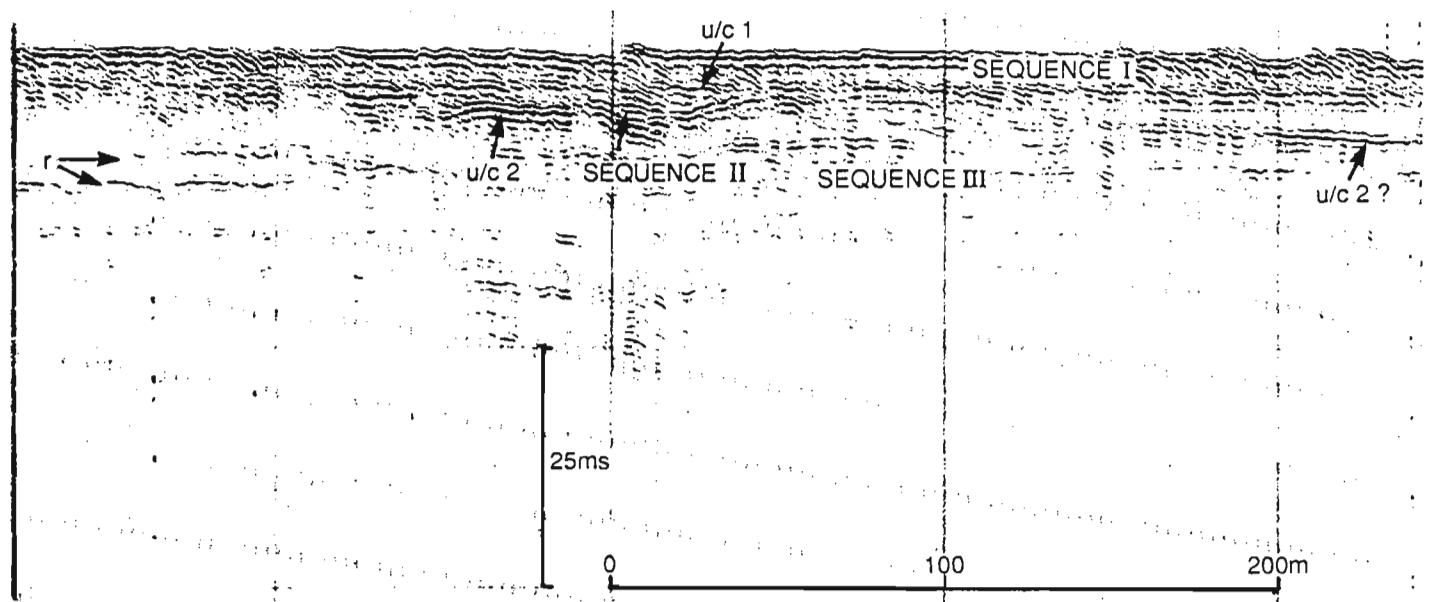
Fig. 9

SHOREWARD →

(a)



(b)



(c)

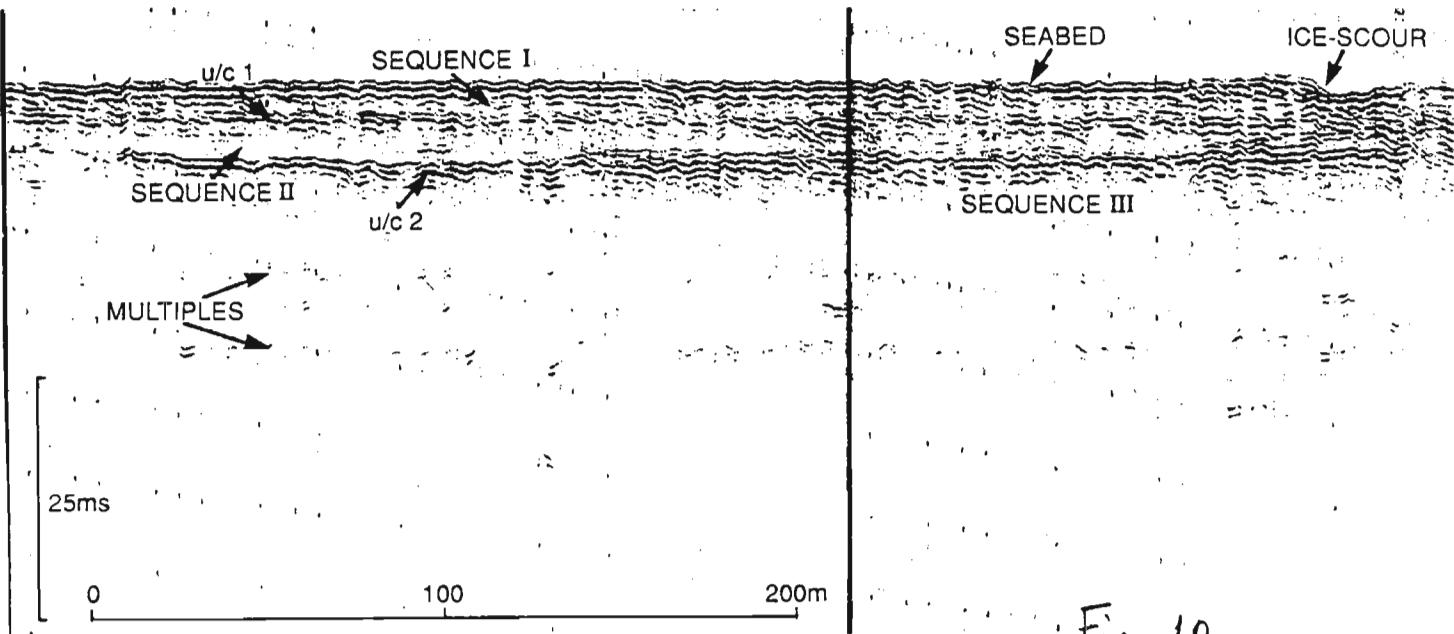


Fig. 10

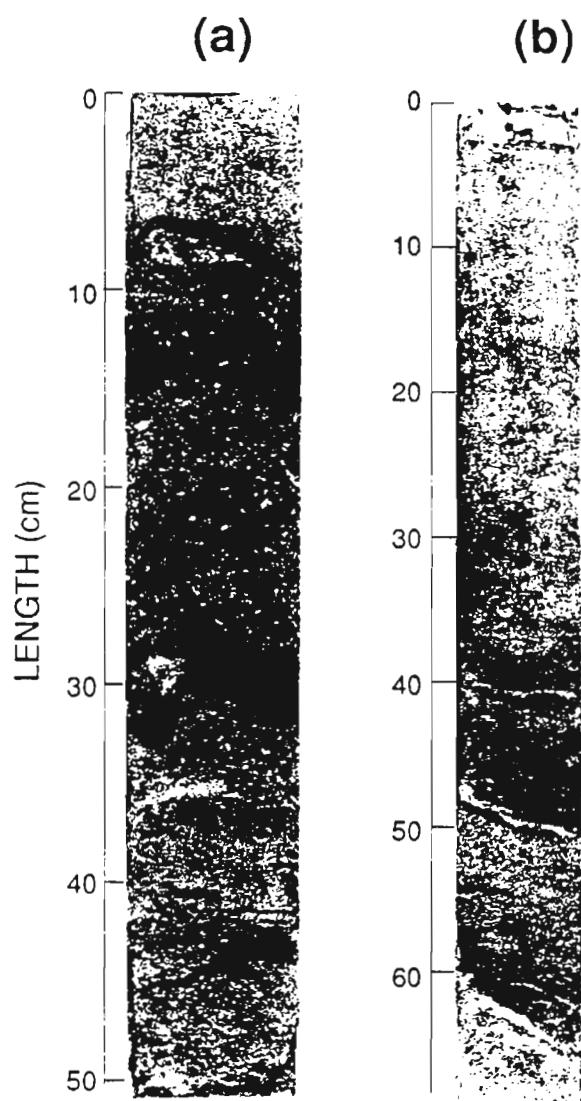


Fig. 11

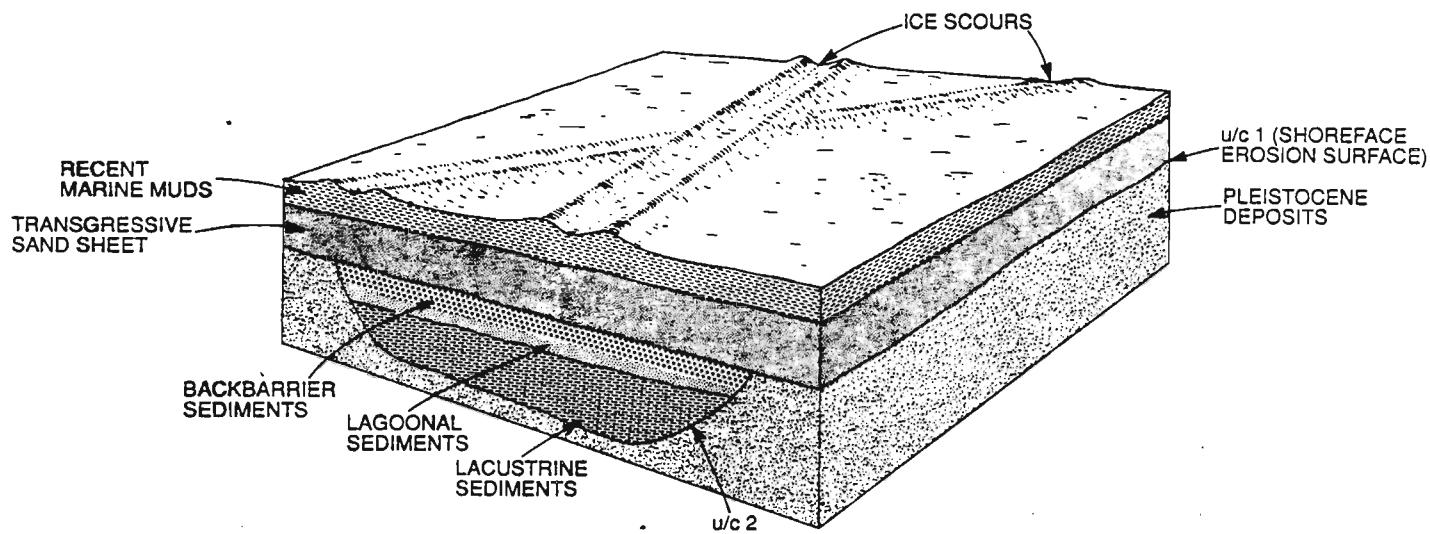


Fig. 12

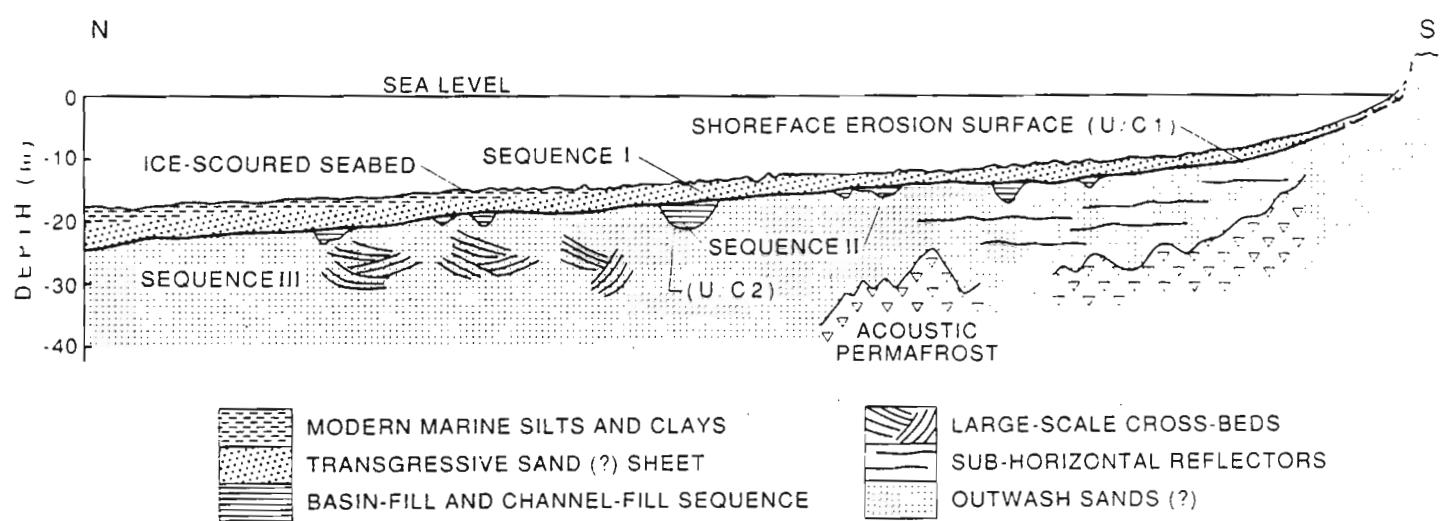


Fig. 13

**Coastal retreat and shoreface profile
variations in the Canadian Beaufort Sea**

Arnaud Héquette¹ and Peter W. Barnes²

¹Geological Survey of Canada
Bedford Institute of Oceanography
P.O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia
B2Y 4A2 Canada

² U.S. Geological Survey
345 Middlefield Road
Menlo Park, CA 94025
U.S.A.

ABSTRACT

The coastline of the southern Canadian Beaufort Sea consists primarily of unconsolidated bluffs. Although the sea is ice-free during only three months a year and wave energy is restricted by pack ice, the coast is undergoing regional retreat with erosion rates as high as 10 m a^{-1} in some locations. Simple and multiple regression analyses were carried out to determine the degree of correlation between the mean retreat rate measured at various locations and the different parameters that may control shoreline recession. Sediment texture, ground ice content, cliff height, wave energy and shoreface gradient revealed medium to poor correlation with erosion rates, showing that the recessive evolution of the coastline can not be explained solely by wave-induced and subaerial processes. The comparison of 1987 nearshore echo-sounding records with bathymetry from 1971 showed a substantial erosion (up to 1 m) of the submarine profile between 12 and 15 m of water. There is strong evidence that this erosion has been caused by sea ice gouging on the seafloor. From 5 to 9 m water depths, accretion has taken place possibly induced by ice-push processes, and inshore of the 5 m isobath wave and current erosion of the shoreface occurred. These results suggest that the erosion of the inner shelf by ice gouging drives the erosion observed inshore on the coastal bluffs and nearshore zone as the shoreface profile strives for a state of dynamic equilibrium.

INTRODUCTION

During the last fifteen years, several studies concerning geomorphic and sedimentological processes have been conducted along the southern Canadian Beaufort Sea coast (McDonald and Lewis, 1973; Lewis, 1975; Lewis and Forbes, 1975; Forbes, 1981; Harper and Penland, 1982; Forbes and Frobel, 1985; Harper *et al.*, 1985; Mackay, 1986). Results from these studies lead to the conclusion that the coast is undergoing regional retreat. Harper *et al.* (1985) considered that over 80% of the coast is erosional and that the mean coastline recession rate is higher than 1 m a^{-1} , with maximum retreat rates in excess of 10 m a^{-1} at some locations. The Beaufort Sea coast is ice-free three months a year and even during the ice-free season, wave energy is restricted by the pack ice offshore. Therefore, these retreat rates are very high compared to mid-latitude coasts where the erosive action of waves can occur all year long and they are consequently difficult to explain in classical hydrodynamical terms as solely a function of wave-foreshore interaction. It is therefore necessary to look for mechanisms other than wave impact, pressure fluctuations and wave-generated shear stresses as agents in the shoreline recession.

Mackay (1960, 1963, 1966, 1971, 1972) was the first to emphasize the importance of permafrost, and particularly of mass-wasting processes induced by the presence of ground-ice in the surficial sediments, for understanding the rapid coastal recession in the region. Reimnitz and Barnes (1987) evaluated rapid coastal erosion in the Alaskan Beaufort Sea, 500 km to the west. These authors considered a number of hydraulic and ice related coastal processes. Using regional studies, they concluded that thermal subsidence, and waves and currents were insufficient to account for the observed erosion and implicated ice gouging as a possible agent of coastal erosion. No attempt, however, has so far been made to define the respective significance of the different parameters which could explain the extremely high rates of erosion in the area.

In this report we assess the respective importance of terrestrial, wave-induced, and sea ice processes in the coastal retreat. The first part of this paper attempts to quantify, with the help of statistical analyses, the site-specific importance of grain size, cliff height, ground-ice content, wave height, wave power and shoreface slope relative to linear and volumetric erosion rates measured along the Canadian Beaufort Sea coast. In the second part, we analyse shoreface profile variations, offshore processes, and their relation to coastal retreat.

The term coastal erosion can have several meanings. Studies comparing coastal maps (Reimnitz *et al.*, 1988; Hill, in preparation) arrive at a linear value for coastline advance or retreat. Photographic comparisons (McDonald and Lewis, 1973; Lewellen, 1977; Harper, 1978a; Harper *et al.*, 1985) often report linear rates of bluff retreat, which could coincide with advance of the shoreline where bluff debris accumulates. Usually, however, both bluff and shoreline retreat at similar although uneven rates. In this paper, we use the term coastal erosion to infer removal of a volume of material. We distinguish between shoreline and bluff retreat or recession (linear measurement) and between shoreface and bluff erosion (implying volume).

REGIONAL SETTING

The Canadian Beaufort Sea coast consists of approximately 2000 km of low-relief unconsolidated Quaternary deposits often composed of silt and clay rich sediments (Rampton, 1982; Hill *et al.*, 1986). The coastal plain west of the Mackenzie Delta (Fig. 1) is covered by Wisconsinan and older glacial and marine deposits overlain in places by Holocene sediments. Here coastal cliffs, up to 50 m in height, often show sections with a high proportion of fine-grained sediment. The coastline of the Mackenzie Delta is extremely low (often less than 1 m) with delta channels, tidal flats and coastal wetlands. The Tuktoyaktuk Peninsula, east of the Delta, is principally composed of Pleistocene sands overlain by a discontinuous and variable thickness of till and glacial outwash sediments of Wisconsinan age (Rampton, 1988). The coast consists of sandy bluffs (<10 m) and of low lying spits and barrier islands.

Cold climatic conditions during the Pleistocene have led to the formation of permafrost throughout the region. Onshore, ground ice exists to a depth of several hundred metres (Mackay, 1971) as a result of permafrost aggradation. Interstitial ice may be found at various depths but massive ice occurs primarily in the uppermost surficial sediments (Sellman *et al.*, 1975). Ground ice is more common in the western part of the study area, while it occurs in variable proportion along the Tuktoyaktuk Peninsula coast. Permafrost and ice bearing sediments also occur offshore where relict onshore permafrost has survived the postglacial transgression (Mackay, 1972; Mackay *et al.*, 1972). However, these sediments contain little massive ice (O'Connor, 1984; Reimnitz *et al.*, 1988).

The Canadian Beaufort Shelf extends offshore to 70 m water depth and is characterized by a very gentle gradient. Muds dominate the central and outer shelf while inshore of the 10 m isobath sand is generally abundant (Vilks *et al.*, 1979). The Mackenzie River supplies approximately 150×10^6 tonnes a^{-1} of mainly silt and clay sediment (Davies, 1975), and is thought to be the principal source of fine-grained material supplied to the shelf since the beginning of the postglacial transgression, ca 15,000 years B.P. (Forbes, 1980; Hill *et al.*, 1985). The shelf bathymetry influences coastal dynamics through the attenuation of wave energy by bottom friction across the usually wide, shallow, inner shelf zone.

The winter sea ice canopy also effectively limits wave energy in this region for nine months of an average year. During the open water season, winds mainly originate from the east, southeast and northwest quadrants, but storm winds (>40 km/h) are most common from the northwest (Harper and Penland, 1982). The coastline of the Beaufort Sea is subject to positive storm surges, up to 2.4 m, when these strong northwesterlies occur (Harper *et al.*, 1988). Sea level changes caused by storm surges are more significant along the microtidal Beaufort Sea coast than tide-induced water level variations (mean tidal range: 0.3 m).

The coastal ice regime in the Mackenzie Delta area is marked by four "seasons": open water, freeze-up, winter and breakup. The open water season occurs from June to early October, although the presence of drift ice is common. Coastal ice forms and becomes intermittently stationary during the freeze-up season. Nearshore and coastal pile-ups may occur at this time (Dickins, 1987). Sea ice in the coastal zone remains stable and "fast" to the coast through 6 to 9 months of the year. The fast ice zone is composed of undeformed and deformed first year ice (Cooper, 1974) which is commonly grounded (Kovacs and Mellor, 1974) along the shoreface and along its seaward margin where major pressure ridges form anchor points (Wadhams, 1975; Reimnitz *et al.*, 1978). From October to mid-January, the entire fast ice zone may repeatedly move offshore to be replaced by an influx of new floes and in situ ice growth. The winter season, extending from mid-January through May, is characterized by stable fast ice. The breakup season from June to Mid-July is associated with deterioration of the fast ice. Onshore ice-push events during breakup may result in movement of the fast ice upslope and onto the beach (Shapiro *et al.*, 1984).

Only limited studies of ice interaction with the seabed exist for the nearshore part of the study

area. Gilbert and Pedersen (1987) review the existing data base and indicate ubiquitous gouging seaward of 10 m. The nearshore ice-gouging regime off Alaska is better known and shows a decreasing intensity toward the coast (Barnes *et al.*, 1984). Gouging entirely reworks the nearshore surface sediments to average depths of about 20 cm in periods less than 200 years (Barnes and Rearic, 1985). Ice gouging bulldozes sediment upslope and aids in resuspending sediment. Grounded ice blocks surge in the nearshore wave regime creating ice wallow relief (Reimnitz and Kempema, 1982). During freeze-up, anchor and frazil ice formation often incorporate large volumes of sediments into the ice canopy, which are then rafted varying distances (Barnes *et al.*, 1982; Reimnitz *et al.*, 1987). Thus, sea ice is a major factor interacting with coastal sediment dynamics.

METHODOLOGY

This study concerns bluff recession only. Retreat rates of bluffs can not be compared with retreat rates of barriers, inundated tundra or other coastal features. At the outer edge of the Mackenzie Delta, for example, recession rates are often in excess of 10 m a^{-1} with a maximum rate of 29 m a^{-1} documented in the Shallow Bay area (Harper *et al.*, 1985). These exceptionally high rates are attributed to a combination of factors such as the very low relief of the coast (so that little volume of sediment is eroded despite rapid retreat), the fine grained texture of sediments, and the high proportion of organic detritus (Harper, in press), and hence they are not comparable with erosion rates measured in bluffs.

The coastal retreat rates (R) were obtained by comparing the position of the bluff edge in different years. Coastal retreat measurements made in the field from implanted stakes are few and scattered along the Canadian Beaufort Sea coast. Thirteen measurements were used from the islands located near the Mackenzie Delta (Forbes and Frobel, 1985), but only four sites were available for the Yukon coast and the Tuktoyaktuk Peninsula (Fig. 1). Where no field measurements exist, comparisons of air photographs by McDonald and Lewis (1973) and by Harper *et al* (1985) provide the data. These are less accurate than the measurements made in the field, but a comparison of retreat rates where both types of measurements were available showed fairly good agreement between the two techniques. When several air photograph measurements were available, a median value was selected for the site while extreme values were neglected. Sixteen sites were thus selected along the Beaufort coast (Fig. 1). Volume of material eroded

(V) were also calculated for each site. The volumetric changes (in m^3 per metre length of coastline) were obtained simply by multiplying the retreat rate by the cliff height.

The variable timespan considered in the available data for this study makes intercomparisons difficult. Retreat rates at a site can vary greatly for different periods of time, mainly because variation from the mean annual retreat may be large. A coastal site can be stable for some years and then retreat rapidly during a single storm. For example, in September 1970, a bluff at Tuktoyaktuk retreated over 13 m during a particularly severe storm (Rampton and Bouchard, 1975). Thus, to compare rates of bluff retreat at different sites for the same time interval, two sets of data were separated in this study: air photograph measurements (AP) and field measurements (FM). The air photograph measurements were obtained by comparing early 1950's and early 1970's photographs at scale varying from 1 : 50 000 to 1 : 60 000, whereas most of the measurements in the field were carried out from 1971 to 1984. In some cases bench marks used to measure erosion were not recovered during field measurements so it was assumed that the bluff retreated at least to the marker position and a minimum retreat value has been calculated.

Simple and multiple linear regression analyses using the least squares technique were carried out to determine the degree of correlation between the mean retreat rate (R) and the volume of erosion (V) in each data set (AP and FM) measured at various locations and the different parameters that may control shoreline recession.

The ground-ice content percentages used in this study are proportions of massive ice in the cliffs (% of the vertical surface). They come from direct measurements in the field of coastal sections (McDonald and Lewis, 1973; Rampton and Bouchard, 1975; Mackay, 1986) or from visual estimates from low-altitude oblique airborne video imagery (Forbes and Frobel, 1986). The proportion of ground-ice in a cliff is difficult to evaluate from video images for several reasons. Ground-ice may occur as massive ice beds (Fig.2) and ice wedges or as pore-ice in ice-bonded sediments, the latter being very difficult to see at distance. The toe of a bluff may be covered by slumps or debris flow talus and sometimes a large part of the slope is covered by colluvium. However, near many sites good sections were visible and a mean percentage of massive ice was estimated for the area. This approach was calibrated by comparing visual estimates with direct measurements in the field at several coastal sites

(McDonald and Lewis, 1973; Rampton and Bouchard, 1975; Mackay, 1986), and is thought to be accurate to within $\pm 10\%$.

The grain size data of the cliff-composing material come from stratigraphic descriptions (McDonald and Lewis, 1973; Lewis, 1975; Mackay, 1971, 1986; Rampton, 1988), and in some cases from estimates from Forbes and Frobel (1986) video coverage, or from personal observations in the field. The error of the visual estimates of the sediment texture has been evaluated to $\pm 1.0 \text{ Ø}$ after comparison with grain size distributions obtained at several sites by standard sieve/pipette technique (McDonald and Lewis, 1973).

The wave data are derived from a wave hindcast model (Pinchin *et al.*, 1985). The wave hindcasts are based on hourly wind speed records at Tuktoyaktuk from 1970 to 1983, this timespan almost duplicating the field measurements of erosion (1971 to 1984). Hindcasts were performed for seven offshore and nearshore sites extending from Herschel Island to Atkinson Point (Fig.1). The hindcast procedure included wind speed, wind duration and fetch length as input data and produced estimates of effective significant wave height (H_0), peak period and direction of propagation. Because wave generating fetches in the Beaufort Sea are limited by the extent of the sea ice, weekly ice charts were used to define fetch lengths. A calibration of the procedure was performed by comparing wave hindcasts with measured wave data at two recording stations in the Beaufort Sea for limited periods. When the wave data were transferred inshore using a wave refraction analysis, poor agreement was found between measured wave data at one coastal site (King Point) and the predicted refracted wave data at the same site (Pinchin and Nairn, 1987). Because the error introduced by the refraction analysis can not be quantified and to avoid supplementary complications due to the prediction of refracted waves, only deep-water wave data were used in this study.

The magnitude and frequency of incident waves was analyzed for each site. Incoming deep-water waves greater than 1 m from a 60° sector centered normal to the coast were considered. Results are given in relative frequency percentage of occurrence for the total 14 years hindcast period (ice free period only). Incoming deep-water wave energy (E) and power (P) have also been computed for every site for the 60° sector facing the coastline. The energy per metre width of wave crest per wave is found by:

$$E = \rho g H_o^2 L / 8 \quad (1)$$

where ρ is the density of water, g is the acceleration of gravity, H_o is the significant wave height in deep-water and L is the peak period wave length. Then, the mean power is calculated as:

$$P = \frac{C E}{L} \quad (2)$$

where C is the phase velocity and P is expressed in Watts per metre length of wave crest.

Bathymetric data, side-scan sonar records and seafloor sediment samples were collected on the inner shelf, off the Tuktoyaktuk Peninsula, in September 1987 (Fig.1). A precision range-range navigation system was used, providing accurate positioning to about 10 m. Side-scan sonar records were obtained using a 500 kHz sound source capable of resolving features of less than 10 cm relief. Bathymetry was obtained with a 200 kHz echosounder with 10 cm precision. Acoustic soundings were calibrated with lead line measurements between 2 and 7 metres water depths. To compare our 1987 soundings to 1971 bathymetry from the Canadian Hydrographic Service field sheets, we adjusted the water depths recorded in our surveys to the marine chart datum. Sounding data on line 35 (Fig.1) were corrected for the tidal difference between Tuktoyaktuk and Atkinson Point (Fig.1), then for the tide level at Tuktoyaktuk relative to the datum. On line 40, the sounding data were adjusted to a Canadian Hydrographic Service sounding bench mark onshore by measuring the water level at the time of the survey. We believe that the comparisons of the 1971 and 1987 sounding data are accurate to within 20 cm.

BLUFF RETREAT ANALYSES

Several studies have shown that the strength of bluff materials and the magnitude of the incident wave energy are major controls on the rate of horizontal cliff retreat (Sunamura, 1977; Quigley and Zeman, 1980; Davidson-Arnott, 1986) and are included in our analyses. Unconsolidated cliffs normally respond in large part to subaerial erosional processes like ground water level fluctuations within the cliff, runoff, weathering or softening of the cliff material (Quigley *et al.*, 1977; Kamphuis, 1986). On the

Arctic coast, soil stability is strongly influenced by permafrost. The presence of ground-ice in the coastal bluffs leads to slumping when massive ice or ice-rich sediments have been exposed to mass wasting or erosion. These slumps represent a particular erosional landform, unique to permafrost environments (Mackay, 1966, 1971; French, 1974) and have been defined genetically as retrogressive thaw flow slides (McRoberts and Morgenstern, 1974) and the process as retrogressive thaw failure. Retrogressive thaw failures often show a cyclic pattern of activity, with periods of rapid development and/or reactivation, separated by intervals of stabilization (Rampton and Bouchard, 1975; Harry, 1985; Mackay, 1986). This is in part due to the downslope accumulation of water saturated debris at the base of the cliff, which protects it from direct wave attack and retards the rate of thaw of the ground-ice in the cliff. Thaw and slumping is renewed when debris at the base of the cliff are eroded. Several authors have stressed the importance of this thermal-induced process in arctic coastal (Mackay, 1960, 1966, 1986; McDonald and Lewis, 1973; Forbes and Frobel, 1985; Harry, 1985; Harper, 1978b) and therefore the proportion of massive ice within the bluffs was analyzed. In addition, we consider bluff height, grain size of bluff material, wave energy, and shoreface slope in our bluff retreat analysis.

Simple regression analyses

Ground-ice

The analysis of the erosion rates measured in the field versus the percentages of visible ground-ice revealed a weak relationship with a correlation coefficient ($r = 0.30$), but surprisingly the air photo measurements showed a totally insignificant correlation ($r = -0.11$) (Fig.3). If we include in the FM data two sites west of Tuktoyaktuk, where the entire cliff face is formed of massive ice overlain by a gravel-clay diamictite (Mackay, 1986), then a fairly good relationship with a positive correlation coefficient is found ($r = 0.62$). However, since the exposed cliff faces are in this case composed of pure ice, they are virtually melting away. Consequently, these rates can not be compared with the erosion rates of cliffs composed of sediments (even ice-rich sediments) and these sites have been left out of consideration.

Using bluff erosion volumes (V), the massive ice content showed a stronger correlation: $r = 0.95$

for the air photo data and $r = 0.48$ for the field measurements (Fig.3) (Table 1), those coefficients being statistically significant at the 99.9 % and the 95 % confidence level respectively. The ground-ice content appears more important in terms of volume eroded rather than in terms of retreat distance, because the rate of erosion is apparently controlled by the volume of sediment that can be removed from the base of the cliffs. The cyclic pattern of activity of the retrogressive thaw failure can result in bluff retreat of several metres during a single season or bluff stability for several years following failure. In the case of a high elevated cliff with a high ice content, a single phase of activity of failure during the surveyed period will still produce a high V on an annual basis in comparison to a moderate R.

Sediment texture

The rate of bluff erosion is in part a function of its composition, but this aspect is difficult to quantify since cliffs are often composed of mixed types of sediment deposited one upon another. Assuming that wave action at the base of a cliff is an important mechanism which leads to a direct backcutting of the cliff, or at least to the steepening of the cliff face, only the sediment texture of the lower part of the cliff needs to be considered when vertical variations occur.

Regression analyses usually show very poor correlation between retreat rates and the grain size of the bluff sediments (Table 1) (Fig.4). Hence, it appears that the textural composition itself is not a major control of the coastal retreat, probably because bluff erosional processes are more a function of the geotechnical properties of the sediment. These include characteristics such as plasticity, porosity, consolidation pressure, water content and ice content in addition to grain size.

Cliff height

High cliffs show statistically insignificant correlation with low R ($r = 0.29$ and 0.17, Table 1). The highest cliffs (>20 m) nevertheless are retreating a little more slowly than cliffs with elevations less than 10 m as expected, because a larger quantity of debris needs to be removed before additional retreat can occur. These results tend to confirm previous studies showing little or no relationship between recession rate and cliff height (Dick and Zeman, 1983; Sunamura, 1983).

Wave height and wave power

The relative frequency of occurrence of high amplitude incoming waves ($H_o > 1$ m) seems to have a moderate influence on the retreat of the coastline. The correlation coefficient (r) is 0.60 for the field measurement sites and 0.44 for the air photo sites (Fig.5). Although the highest retreat rates ($R > 4$ m a^{-1}) are associated with frequencies of high amplitude waves greater than 45%, some sites exposed to equivalent wave conditions (in terms of wave height) have much lower retreat rates, in the order of 1 m a^{-1} .

Increased wave power also correlates with higher retreat rates ($r = 0.54$ and 0.57). This is not surprising because the wave energy (and consequently the wave power) is proportional to the square of the wave height (equation 1). These coefficients are lower than values obtained on mid-latitude coasts by Quigley and Zeman (1980) and by Kamphuis (1986) where correlation coefficients for wave power vs retreat rate range from 0.78 to 0.90. Although our correlation coefficients reveal generally moderate values, high recession rates occur, in all cases, at sites exposed to high deep-water wave energy (Fig.5).

Comparing erosion volumes to wave height and wave power reveals insignificant correlations (Table 1). This means that the erosion of the highest bluffs can not be fully explained in terms of wave energy expended on the coast or in other words that wave-induced processes alone are insufficient to erode large volumes of material. These analyses also tend to confirm that the presence of massive ice in the bluffs sediments and hence thermal processes have an important role on the recession of the highest bluffs as the massive ice shows stronger correlation with eroded volumes than with retreat rates (Table 1).

Shoreface gradient

To determine if the dissipation of the wave energy on the shelf contributes significantly to the stability of the shoreline, the mean shoreface slope (β) has been measured for each site out to 10 m water depth, using marine charts. Regression analyses showed poor correlation between the shoreface slope versus coastal retreat rates and erosion rates (Table 1). In an attempt to relate deep-water wave power to the dissipation of energy when the waves are refracted inshore, a ratio $P\beta$ has been calculated which decreases with decreasing shoreface gradients. Low ratios would be associated with low erosion rates.

This revealed a stronger but still moderate relationship (Table 1), suggesting that the shoreface slope can be a factor influencing coastal stability when combined with incident wave energy.

Multiple regression analyses

Besides the error inherent to the data and the limitation of the statistical analyses due to the low number of samples, the statistical variance of the observed retreat rates may also be partly explained by the diversity in local erosional processes (e.g. retrogressive thaw failure, but also rotational block failure, block slumping, mudflows, undercutting,...). We can however conclude from our simple linear correlation analyses, that some factors such as sediment texture, cliff height and shoreface gradient seem to have minor effects on bluff retreat and that wave induced processes and ground-ice content have a moderate but positive influence on coastal retreat.

Multiple regression analyses were performed on the more significant parameters to determine if together they can explain the erosion of the Beaufort coast. The results are given in Table 2 and do not significantly improve the simple correlations except when ice content and wave power are combined and the correlation coefficient reaches 0.74 for the AP data. Given the still moderate values of correlation from the multiple regression analyses, it appears that the shoreline recession is not completely explained by subaerial processes nor by combined wave induced and subaerial processes. Therefore, it is necessary to look for other mechanisms to understand the coastal dynamics.

SHOREFACE PROFILE VARIATIONS

The influence of sea-ice

In September 1987, two bathymetric transects (35 and 40) were surveyed perpendicular to the coast of the Tuktoyaktuk Peninsula off Atkinson Point (Fig.1), a spit linked to a sandy headland which retreated over 55 m between 1950 and 1971 (Harper *et al.*, 1985). Transect 35, extending offshore for a distance of 15 km, indicates both erosion and accretion when compared with 1971 bathymetry (Fig.6). Between 12 and 15 m of water, about 1 m of the silty-sand substrate was eroded while in water depths of 5 to 10 m, accretion of up to 80 cm has taken place. Transect 40, extending 2 km northwest of

Atkinson Point, also shows accretion in 5-9 m of water and erosion inshore of 5 m (Fig.7).

The erosion of the seabed in 12-15 m of water is difficult to explain solely by wave energy especially when seabed accretion occurs inshore. Off La Jolla beach in California for example, the sandy shoreface is affected all year long by an energetic wave regime, and shows minor changes due to waves. Precise measurements over a period of three years revealed total bathymetric variations in the range of only 9 cm and 5 cm at depths of 9.14 m and 15.8 m respectively (Inman and Rusnak, 1956). Therefore, agents other than waves must be important for erosion of the lower shoreface off Atkinson Point.

Ice gouging may be responsible for eroding the seafloor in water depths of 12 to 15 m. Echosounding and side-scan sonar records show a high concentration of sea-ice related ridges and trenches, called ice gouges, seaward of the 12 m isobath (Fig.8), but gouges are virtually absent or reworked in shallower water (Fig.9). Gouges deeper than 2 m with flanking ridges of 1.6 m were recorded (Fig.8). The sonar records shows that 50 to 75 % of the seafloor between 12 and 15 m water depth is disturbed by ice gouging.

The process of ice gouging by dragging ice keels results in sediment mixing and remobilization. On the Alaskan Beaufort shelf, ice keels are shown to be an effective agent of sediment erosion and transport (Barnes and Reimnitz, 1974; Barnes *et al.*, 1984, 1987; Reimnitz and Barnes, 1974, 1987). Most ice gouges are thought to form in winter when atmospheric and oceanic energy is absorbed by the ice canopy and transmitted to the seabed by grounded pressure ice ridges. Based on repetitive surveys off Alaska, the average volume of sediment excavated and remobilized by ice keels in water depths between 7 and 18 m is between $3,000$ and $6,000 \text{ m}^3 \text{ km}^{-2} \text{ a}^{-1}$ (Rearic, 1986). In addition to the mechanical energy transmitted to the seabottom, grounded ice intensifies the hydraulic flow around the ice keels, leading to winnowing and transport of the fine-grained sediments. According to numerical model calculations by Kobayashi *et al.* (1981), even coarse sand at 15 m water depth could be eroded by such intensified currents. The jagged ice gouge relief itself may intensify bottom water turbulence and re-suspension of sediments during storms. The high rates of obliteration of the ice gouged trenches (Barnes and Reimnitz, 1979) strongly suggest that sediment is more mobile on such an irregular seafloor than on a smoothly rippled shelf surface. Although we are still unable to quantify the net effect of these sea-ice related processes on the mobilization and transport of sediment, we believe the reworking of the

seabed results in an increased sediment concentration in the water column and therefore aids sediment transport alongshore and offshore.

The aggradation, at depths of 5-10 m (line 35, Fig.6), may also be related to sea-ice processes. This zone of accretion can be seen in detail on the nearshore transect 40 (Fig.7), west of the line 35. A substantial aggradation occurred in 8-9 m water depths on transect 40 while erosion took place inshore of 5 m. The volume of erosion and accretion between 1971 and 1987 on transect 40 has been estimated from the cross-sectional area assuming a 1 m wide corridor. The volume of sediment removed from the submarine slope is ca 255 m^3 per metre width while the volume of accretion is ca 290 m^3 per metre. The volume of sediment eroded from the 2 m high bluffs inferred from the coastal retreat rate (2.62 m a^{-1}) is approximately 85 m^3 per metre of coastline for the 16 years period. A total of 340 m^3 of sediment is then estimated to have been eroded from the bluffs and upper shoreface. The relationship between this erosion and the volume of aggradation on the submarine slope is complicated because of longshore sediment transport.

Generally, littoral sediments on a retreating shoreface are thought to be transferred seaward during storms by bottom return flows on the adjacent shelf floor, (Swift *et al.* 1971; Elliott, 1986), but at Atkinson Point much of the costal sediment may be transported alongshore rather than seaward because of a strong component of littoral drift. The longshore sediment transport potential at Atkinson Point has been calculated by Pinchin *et al.* (1985) from twelve different transport models and is estimated to be approximately $1.0 \times 10^5 \text{ m}^3 \text{ a}^{-1}$ toward the northeast. The potential sediment transport rates obtained from the different models range from $4.3 \times 10^4 \text{ m}^3 \text{ a}^{-1}$ to $1.9 \times 10^5 \text{ m}^3 \text{ a}^{-1}$ and are at least one order of magnitude higher than the volume of sediments eroded from the adjacent headland ($2.6 \times 10^3 \text{ m}^3 \text{ a}^{-1}$), the only obvious source of littoral sediments. According to these numerical model calculations, most of the sediment from the bluffs and upper shoreface is expected to be transported along Atkinson spit in a northeast direction. Consequently, the volume of accretion on the submarine slope appears large when compared to the possible sediment supply from the upper shoreface. Even though in areas with strong longshore sediment transport some apparent onshore-offshore changes on a profile may reflect longshore movement, these results nevertheless suggest that an offshore source of sediment is needed to supply the shoreface aggradation seaward of the 5 m isobath and that another

process in addition to wave-related transport is necessary.

Although relatively rare, ice movements of hundreds of metres or more within the fast ice zone have been observed in the Beaufort Sea, leading to the development of pressure ridges, ice ride-ups and ice pile-ups at the coast (Kovacs and Sodhi, 1980; Spedding, 1983). These types of events occur less frequently than ice gouging, but their potential for sediment movement toward the coast is significantly greater (McLaren, 1982; Arctec, 1987; Reimnitz and Barnes, 1988). In June 1987, a major ice pile-up was observed off Atkinson Point at a water depth of about 6.6 m (Dickins, 1987). This feature, up to 12.5 m in elevation (Fig.10), probably began to form in November 1986 when drift ice moved onshore and formed a grounded rubble field. The highest part of the pile-up consisted of pulverized dirty ice (Fig.11), suggesting that, during construction of the pile, the advancing ice was forced down into the seabed, incorporating seafloor material. This single ice-push event is probably not responsible for the entire volume of sediment accumulated on the shoreface between 5 and 9 m of water (Fig.7 & 8), but may have contributed offshore sediment to the aggradation site.

The degradation of subseabed permafrost

Subseabed permafrost underlies most of the Beaufort Shelf (Hunter *et al.*, 1976). It is relict from the late Pleistocene when the seabed was exposed to subaerial arctic conditions during periods of lower sea level. Offshore permafrost is presently in thermal disequilibrium as a result of marine transgression. The resulting degradation may cause thermokarst subsidence if the frozen ground contains excess ice. Excess ice occurs when the volume of ice exceeds the volume of the original voids in the sediment (37.5% of the frozen sediment volume according to Reimnitz *et al.* (1988).

Several authors have suggested that the degradation of subseabed permafrost, by lowering the submerged profile, may accelerate coastal retreat (Mackay, 1971; Rampton and Mackay, 1971; Dallimore *et al.*, 1988). But, geotechnical investigations in the Canadian Beaufort Sea have revealed that almost 85% of the permafrost-affected material encountered in offshore boreholes contains less than 5% ice by volume (O'Connor, 1984). As excess ice is rarely present in the frozen sediments, generally little or no settlement is likely to result from the degradation of offshore permafrost.

According to Dallimore *et al.* (1988), subsea thermokarst conditions may occur in the nearshore

zone with substantial settlement where high proportion of excess ice occurs in the sediment on the adjacent mainland as massive ice beds, ice wedges or ice lenses. But even in the nearshore zone, Lewellen (1973) and Reimnitz and Kempema (1987) showed that thaw settlement is usually insignificant (less than 10 cm), because excess ice is most abundant in the upper few metres of the coastal plain sediments (Sellman *et al.*, 1975) which is eroded as the bluffs retreat. Once this upper few metres is removed by coastal erosion, very little excess ice is left to allow the submerged nearshore profile to settle. At Atkinson Point, because of a low proportion of ice (< 15%) in the form of interstitial ice in the surficial sediments onshore, subseabed thaw subsidence is not likely to be significant and therefore the deepening of the shoreface can not be explained by thaw settlement.

DISCUSSION

Coastal erosion is often explained by a landward and upward translation of the subaqueous profile as a result of relative sea level rise. The upper shoreface undergoes erosional retreat while offshore, the adjacent seafloor is aggrading with the material eroded from the shoreface and the foreshore (Bruun, 1962). In this transgressive scenario, the aggradation of the seafloor seaward of the erosional shoreface zone results in the maintenance of the same depth of water at the same distance from the new coastline. In the Canadian Beaufort Sea, a 70 m rise of relative sea level occurred during the Holocene (Hill *et al.*, 1985), but the rate of sea level rise at present has not been clearly established (Forbes, 1980; Hill *et al.*, 1986). The possible sea level change for the timespan of this study remains extremely low (ca 1 cm) and the sea level must then be considered as stable. Therefore, relative changes in sea level can not explain the observed coastal erosion.

During a period of stable sea level, the recession of the coastline must be accompanied by a correlative shoreface erosion and retreat. Otherwise, as the shoreline retreats, the nearshore water depths decrease resulting in constantly decreasing wave energy on the foreshore and thus in lower erosion rates and eventually in the cessation of coastal retreat. Thus, the shoreface profile must shift landward concurrently with or prior to coastal retreat. This can be explained in terms of dynamic equilibrium of the shoreface.

The evolution of the shoreface profile at Atkinson Point from the coast out to 5 m water depth

(Fig.7) indicates erosion. Seaward of 5 m, accretion has taken place (Figs.6 & 7), possibly induced by ice-push. Further seaward, between 12 and 15 m water depths, ice gouging may be responsible for up to 1 m of seafloor erosion. Thaw settlement caused by the degradation of subseabed permafrost has been ruled out as a major contributor at Atkinson Point. A shoreface profile is at all times tending toward a state of dynamic equilibrium, in which "changes in the process variable allow continuous and compensating adjustment of the profile" (Swift, 1976, p.277). Therefore, we suggest that the important erosion between 12 and 15 m of water is compensated by further erosion of the upper shoreface inside the 5 m isobath to maintain an equilibrium profile. The sea-ice induced erosion of the lower shoreface, in increasing the water depths seaward of 12 m, contributes to the erosion of the profile inshore of 5 m as wave energy is expended further up the submarine slope. Rapid coastal retreat without erosion of the lower shoreface would lead, on the contrary, to decreasing wave energy inshore as the shoreface slope becomes flatter and would ultimately result in decreasing erosion at the coast and nearshore. Hence, we suggest that the upper shoreface erosion is a continuous adjustment of an equilibrium subaqueous profile related to sea-ice erosion at water depths greater than 12 m. The accumulation between 5 and 9 m is seen here as a localized phenomenon, and the sediment is believed to be stored temporarily during the shoreface translation.

Given the problems imposed by the environment, the data presented in this paper have some limitations. However, from the preceding observations and analyses, four different zones in terms of geomorphic processes can be distinguished (Fig.12). Thermal and wave erosion are important at the bluff and foreshore while the nearshore zone out to 6 m water depth is dominated by waves and currents. Further offshore, from 6 to 9 m, ice pile-up and ice-push processes enhance accretion. Furthest seaward (>12 m deep), ice gouging appears to be the major mechanism influencing the shelf floor dynamics and is driving the coastal erosion by affecting the whole submarine profile. The next zone inshore is a response to inshore erosion, ice push and onshore gouging and may be a temporary depocentre for sediments from both offshore and from the coast. Along the shallow shoreface inshore of 5 m, wave and current processes dominate carrying material alongshore and offshore, especially during storms.

CONCLUSION

The pervasive erosion along the Canadian Beaufort Sea coast is partially driven by retrogressive thaw failure and concurrent wave and current transport at the coast. Rates of bluff retreat are weakly correlated to the amount of massive ice in the coastal bluffs and to the amount of wave energy. Increased quantities of massive ice and higher wave energies correlate with higher coastal retreat rates but the moderate to weak positive correlations suggest additional causes for the rapid coastal recession (Table 1 & 2). Bluff erosion is complex as it is influenced by the wave energy expended on the foreshore, by the presence of ground-ice in the cliff sediment, and also by the action of sea ice on the seafloor of the inner shelf. Ice processes including ice gouging, ice pile-up, and ice enhanced current scour are eroding the shoreface and nearshore area and are significant contributors to rapid coastal erosion and to maintaining an equilibrium shoreface profile. Resurvey of offshore profiles along the Tuktoyaktuk Peninsula indicates significant erosion of the shoreface to depths of about 5 m which is related to waves and currents while seaward, to about 10 m, accretion on the order of 50 cm over 16 years may be partly related to ice pile-up and ice-gouge bulldozing from offshore. Ice gouging is eroding the inner shelf at rates up to 6 cm per year between 12 and 14 m depths, and this may be driving the erosion observed inshore on the coastal bluffs and nearshore zone as the shoreface profile strives for equilibrium.

This unique combination of thermal erosion, wave and current reworking, and sea ice induced processes is one of the most distinctive aspects of the coastal environment around the perimeter of the Arctic basin in Canada, Alaska and the Soviet Union.

Acknowledgements

This study was funded in part by the Northern Oil and Gas Action Program. Logistic support was provided by the Polar Continental Shelf Project. Thanks are due to Borden Chapman, Ed Kempema and Archie McLean for their help aboard the R/V Karluk. Bathymetry Field Sheets and tide data were provided by D. Dobson and D. English of the Canadian Hydrographic Service. We thank D.L. Forbes, P.R. Hill and E. Reimnitz for their helpful comments on an earlier version of the manuscript. The final version of this paper benefited from the critical reviews of R.G.D. Davidson-Arnott and P. McLaren. The study was completed while the senior author was in receipt of a Canadian Government Laboratory Visiting Fellowship from the Natural Science and Engineering Research Council (NSERC).

REFERENCES

- Arctec, 1987. Effect of sea ice on Beaufort Sea coastal processes. Report by Arctec Newfoundland Ltd, St John's, Newfoundland for Bedford Institute of Oceanography, Dartmouth, N.S., 104 pp.
- Barnes, P.W. and Reimnitz, E. 1974. Sedimentary processes on arctic shelves off the northern coast of Alaska. In: J.C. Reed and J.E. Sater (Editors.), *The Coast and Shelf of the Beaufort Sea*, Arctic Institute of North America, Arlington, Virginia, pp.439-476.
- Barnes, P.W. and Reimnitz, E. 1979. Ice gouge obliteration and sediment redistribution event - 1977-1978, Beaufort Sea, Alaska. U.S. Geological Survey Open-File, Report 79-848, 22 pp.
- Barnes, P.W. and Rearic, D.M. 1985. Rates of sediment disruption as determined from characteristics of dated ice gouges created since 1975 on the inner shelf of the Beaufort Sea, Alaska. U.S. Geological Survey Open File, Report 85-463, 35 pp.
- Barnes, P.W., Reimnitz, E. and Fox, D. 1982. Ice rafting of fine grained sediment, a sorting and transport mechanism, Beaufort Sea Alaska. *J. Sediment. Petrol.*, 52:493-502.
- Barnes, P.W., Rearic, D.M. and Reimnitz, E. 1984. Ice gouging characteristics and processes. In: P.W. Barnes, D.M. Schell and E. Reimnitz (Editors), *The Alaskan Beaufort Sea: Ecosystems and Environments*, Academic Press, Orlando, pp.185-212.
- Barnes, P.W., Asbury, J.L., Rearic, D.M. and Ross, C.R. 1987. Ice erosion of a sea-floor knickpoint at the inner edge of the stamukhi zone, Beaufort Sea, Alaska. *Mar. Geol.*, 76:207-222.
- Bruun, P. 1962. Sea-level rise as a cause of shore erosion. *Journal of Waterways and Harbors Division., Proc. Am. Soc. Civ. Eng.*, 88:117-130.
- Cooper, P.F. 1974. Landfast ice in the southeastern part of the Beaufort Sea. In: J.C. Reeds and J.E. Sater (Editors), *The Coast and Shelf of the Beaufort Sea*, Arctic Institute of North America, Arlington, Virginia, pp.235-242.
- Dallimore, S.R., Kurfurst, P.J. and Hunter, J.A.M. 1988 (in press). Geotechnical and geothermal conditions of near-shore sediments, southern Beaufort Sea, Northwest Territories, Canada. 5th International Conference on Permafrost, Trondheim, Norway.
- Davidson-Arnott, R.G.D. 1986. Erosion of the nearshore profile in till: rates, controls and implications

- for shoreline protection. Proceedings Symposium on Cohesive Shores, National Research Council of Canada, Ottawa, pp.137-149.
- Davies, K.F. 1975. Mackenzie River input to the Beaufort Sea, Institute of Ocean Sciences, Sidney, B.C., Beaufort Sea Project, Tech. Rpt. 15, 72 pp.
- Dick, T.M. and Zeman, A. 1983. Coastal processes on soft shores. Proceedings Canadian Coastal Conference, National Research Council of Canada, Ottawa, pp.19-35.
- Dickins, D.F. 1987. Aerial reconnaissance survey of ice break-up processes in the Canadian Beaufort Sea coastal zone. Report by D.F. Dickins Ass. Ltd, Vancouver, B.C. for Bedford Institute of Oceanography, Dartmouth, N.S., 16pp. + appendices.
- Elliott, T. 1986. Siliciclastic shorelines. In: H.G. Reading (Editor), Sedimentary Environments and Facies, Blackwell Scientific Publications Ltd, Oxford, pp.155-188.
- Forbes, D.L. 1980. Late-Quaternary sea levels in the southern Beaufort Sea. Geological Survey of Canada, Current Research, Paper 80-1B, pp.75-87.
- Forbes, D.L. 1981. Babbage River delta and lagoon: hydrology and sedimentology of an arctic estuarine system. Unpublished Ph.D. dissertation, University of British Columbia, Vancouver, 554 pp.
- Forbes, D.L. and Frobel, D. 1985. Coastal erosion and sedimentation in the Canadian Beaufort Sea. Geological Survey of Canada, Current Research, Paper 85-1B, pp.69-80.
- Forbes, D.L. and Frobel, D. 1986. Coastal video survey: Canadian Beaufort Sea coast. Geological Survey of Canada, Open File 1256.
- French, H.M. 1974. Active thermokarst processes, eastern Banks Island, Western Canadian Arctic. Can. J. Earth Sci., 11:785-794.
- Gilbert, G. and Pedersen, K. 1987. Ice scour data base for the Beaufort Sea. Environmental Studies Revolving Funds Report 055, Ottawa, 99 pp.
- Harper, J.R. 1978a. Coastal erosion rates along the Chukchi Sea Coast near Barrow, Alaska. Arctic, 31:428-433.
- Harper, J.R. 1978b. Physical processes affecting the stability of a tundra cliff coast, Peard Bay, Alaska. Unpublished Ph.D. dissertation, Louisiana State University, Baton Rouge, 212 pp.
- Harper, J.R. in press. Canadian Beaufort Sea coast: morphology and processes. Mar. Geol.

- Harper, J.R. and Penland, S. 1982. Beaufort Sea sediment dynamics. Unpublished report by Woodward-Clyde Consultants, Victoria, B.C. for Geological Survey of Canada, 125 pp.
- Harper, J.R., Reimer, P.D., and Collins, A.D. 1985. Canadian Beaufort Sea physical shore-zone analysis. Report by Dobrocky Seatech Ltd, Victoria, B.C. for Indian and Northern Affairs Canada and Geological Survey of Canada, 105 pp.
- Harper, J.R., Henry, R.F. and Stewart, G.G. 1988. Maximum storm surges elevations in the Tuktoyaktuk region of the Canadian Beaufort Sea. Arctic, 41:48-52.
- Harry, D.G. 1985. Ground ice slumps, Beaufort Sea coast, Yukon Territory. 14th Arctic Workshop, Arctic Land-Sea Interaction, Abstracts, Bedford Institute of Oceanography, Dartmouth, pp.115-117.
- Hill, P.R. in preparation. Coastal geology of the King Point area, Yukon Territory, Canada.
- Hill, P.R., Mudie, P.J., Moran, K., and Blasco, S.M. 1985. A sea-level curve for the Canadian Beaufort Shelf. Can. J. Earth Sci., 22:1383-1393.
- Hill, P.R., Forbes, D.L., Dallimore, S.R., and Morgan, P. 1986. Shoreface development in the Canadian Beaufort Sea. Proceedings Symposium on Cohesive Shores, National Research Council of Canada, Ottawa , pp.428-448.
- Hunter, J.A., Judge, A.S., Macaulay, H.A., Good, R.L., Gagne, R.M. and Burns, R.A. 1976. The occurrence of permafrost and frozen sub-seabottom materials in the southern Beaufort Sea. Beaufort Sea Project, Tech. Rep. 22,
- Inman, D.L. and Rusnack, G.A. 1956. Changes in sand level on the beach and shelf at La Jolla, California. Beach Erosion Board, U.S. Army Corps Eng., Tech. Memo 82, pp.1-30.
- Kamphuis, J.W. 1986. Erosion of cohesive bluffs, a model and a formula. Proceedings Symposium on Cohesive Shores, National Research Council of Canada, Ottawa, pp.226-245.
- Kobayashi, N., Vivatrat, V., Madsen, O.S. and Boaz, I.B. 1981. Erosion prediction for exploration and production structures in the Arctic. 13th Annual Offshore Technology Conference, Houston, OTC Paper No 4114, pp.459-472.
- Kovacs, A. and Mellor, M. 1974. Sea ice morphology and ice as a geological agent in the southern Beaufort Sea. In: J.C. Reed and J.E. Sater (Editors), The Coast and Shelf of the Beaufort Sea,

- Arctic Institute of North America, Arlington, Virginia, pp.132-161.
- Kovacs, A. and Sodhi, D.S. 1980. Shore ice pile-up and ride-up: field observations, models, theoretical analysis. *Cold Regions Science and Technology*, 2:209-288.
- Lewellen, R.I. 1973. The occurrence and characteristics of nearshore permafrost, northern Alaska. 2nd International Conference on permafrost, Yakutsk, U.S.S.R., pp.131-136.
- Lewellen, R.I. 1977. A study of Beaufort Sea coastal erosion, northern Alaska. U.S. Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, Annual Report, 14:491-528.
- Lewis, C.P. 1975. Sediments and sedimentary processes, Yukon-Beaufort Sea coast. Geological Survey of Canada, Current Research, Paper 75-1B, pp.165-170.
- Lewis, C.P. and Forbes, D.L. 1975. Coastal sedimentary processes and sediments, southern Canadian Beaufort Sea. Environment Canada, Beaufort Sea Project, Tech. Rept. 24, 68 pp.
- Mackay, J.R. 1960. Notes on small boat harbours of the Yukon coast. *Geogr. Bull.*, No 15, pp.19-30.
- Mackay, J.R. 1963. Notes on the shoreline recession along the coast of the Yukon Territory. *Arctic*, 16:195-197.
- Mackay, J.R. 1966. Segregated epigenic ice and slumps in permafrost, Mackenzie Delta area, Northwest Territories. *Geographical Bulletin*, 8:59-80.
- Mackay, J.R. 1971. The origin of massive icy beds in permafrost, western Arctic coast, Canada. *Can. J. Earth Sci.*, 8:397-422.
- Mackay, J.R. 1972. Offshore permafrost and ground ice, southern Beaufort Sea, Canada. *Can. J. Earth Sci.*, 9: 1550-1561.
- Mackay, J.R. 1986. Fifty years (1935 to 1985) of coastal retreat west of Tuktoyaktuk, District of Mackenzie. Geological Survey of Canada, Current Research, Paper 86-1A, pp.727-735.
- Mackay, J.R., Rampton, V.N., and Fyles, J.G. (1972). Relict Pleistocene permafrost, western Arctic, Canada. *Science*, 176: 1321-1323.
- McDonald, B.C. and Lewis, C.P. 1973. Geomorphic and sedimentological processes of rivers and coast, Yukon coastal plain. Canada Environmental Social Committee, Northern Pipelines, Task Force on Northern Oil Development, Report 73-39, 245 pp.
- McLaren, P. 1982. The coastal morphology, sedimentology and processes of eastern Melville and

- western Byam Martin Islands, Canadian Arctic Archipelago. Geological Survey of Canada, Bulletin 333, 39 pp.
- McRoberts, E.C. and Morgenstern, N.R. 1974. The stability of thawing slopes. Can. Geotech. Journ., 11:447-469.
- O'Connor, M.J. 1984. Distribution and occurrence of frozen subseabottom sediments: A comparison of geotechnical and shallow seismic evidence from the Canadian Beaufort Sea. Unpublished report by M.J. O'Connor and Ass. Ltd., for Geological Survey of Canada, 103 pp. + appendices.
- Pinchin, B.M., Nairn, R.B., and Philpott, K.L. 1985. Beaufort Sea Coastal Sediment Study: Numerical estimation of sediment transport and nearshore profile adjustment at coastal sites in the Canadian Beaufort Sea. Report by Keith Philpott Consulting Ltd, Thornhill, Ont., Geological Survey of Canada, Open File 1259, 712 pp.
- Pinchin, B.M. and Nairn, R.B. 1987. Beaufort Sea Coastal Sediment Study: Evaluation of inshore wave climate and coastal sediment transport prediction techniques at King Point, Yukon. Report by Keith Philpott Consulting Ltd, Thornhill, Ont., Geological Survey of Canada, Open File 1770, 158 pp.
- Quigley, R.M., Gelinas, P.J., Bau, W.T., and Packer, R.W. 1977. Cyclic erosion-instability relationship: Lake Erie north shore bluffs. Can. Geotech. Journal, 14:310-323.
- Quigley, R.M. and Zeman, A.J. 1980. Strategy for hydraulic, geologic and geotechnical assessment of Great Lakes shoreline bluffs. In: S.B. McCann (Editor), The Coastline of Canada, Geological Survey of Canada, Paper 80-10, pp.397-406.
- Rampton, V.N. 1982. Quaternary geology of the Yukon Coastal Plain. Geological Survey of Canada, Bulletin 317, 49 pp.
- Rampton, V.N. 1988. Quaternary Geology of the Tuktoyaktuk Coastlands, Northwest Territories. Geological Survey of Canada Memoir 423, 98 pp.
- Rampton, V.N. and Mackay, J.R. 1971. Massive ice and icy sediments throughout the Tuktoyaktuk Peninsula, Richards Island, and nearby areas, District of Mackenzie. Geological Survey of Canada, Paper 71-21, 16 pp.
- Rampton, V.N. and Bouchard, M. 1975. Surficial geology of Tuktoyaktuk, District of Mackenzie.

- Geological Survey of Canada, Paper 74-53, 17 pp.
- Rearic, D.M. 1986. Temporal and spatial character of newly formed ice gouges in eastern Harrison Bay, Alaska, 1977-1982. U.S. Geological Survey Open File Report 86-391, 52 pp.
- Reimnitz, E. and Barnes, P.W. 1974. Sea ice as a geologic agent on the Beaufort Sea shelf of Alaska. In: J.C. Reed and J.E. Sater (Editors), *The Coast and Shelf of the Beaufort Sea, Arctic Institute of North America*, Arlington, Virginia, pp.301-353.
- Reimnitz, E. and Barnes, P.W. 1987. Sea-ice influence on arctic coastal retreat. In: N.C. Kraus (Editor), *Coastal Sediments 87*, New Orleans, LA, vol. II, pp.1578-1591.
- Reimnitz, E. and Barnes, P.W. 1988. Evidence for sea-ice impact on Icy Reef. In: J.P. Galloway and T.D. Hamilton (Editors), *Geologic studies in Alaska by the U.S. Geological Survey during 1987*. U.S. Geological Survey Circular 1016, pp.190-192.
- Reimnitz, E. and Kempema, E.W. 1982. Dynamic ice-wallow relief in northern Alaska's nearshore. *J. Sediment. Petrol.*, 52:451-462.
- Reimnitz, E. and Kempema, E.W. 1987. Thirty-four year shoreface evolution at a rapidly retreating arctic coastal site. In: T.D. Hamilton and J.P. Galloway (Editors), *Geologic studies in Alaska by the U.S. Geological Survey during 1986*. U.S. Geological Survey Circular 99, pp.161-164.
- Reimnitz, E., Graves, S.M. and Barnes, P.W. 1988. Beaufort Sea coastal erosion, shoreline evolution and sediment flux. U.S. Geological Survey I-Map 1182-G.
- Reimnitz, E., Kempema, E.W. and Barnes, P.W. 1987. Anchor ice, seabed freezing, and sediment dynamics in shallow Arctic Seas. *J. Geophys. Res.*, 92:14671-14678.
- Reimnitz, E., Toimil, L.J. and Barnes, P.W. 1978. Arctic continental shelf morphology related to sea-ice zonation, Beaufort Sea, Alaska. *Mar. Geol.*, 28:179-210.
- Sellman, P.V., Brown, J., Lewellen, R.I., McKim, H., and Merry, C. 1975. The classification and geomorphic implications of thaw lakes on the Arctic coastal plain, Alaska. U.S. Army Corps of Eng., Cold Reg. Res. Eng. Lab., Hanover, NH, 22 pp.
- Shapiro, L.H., Metzner, R.C., Hanson, A. and Johnson, J.B. 1984. Fast ice sheet deformation during ice-push and shore ride-up. In: P.W. Barnes, D.M. Schell and E. Reimnitz (Editors), *The Alaskan Beaufort Sea: Ecosystems and Environments*, Academic Press, Orlando, pp.137-157.

- Spedding, L.G. 1983. A large landfast ice movement. Proceedings of the 7th International Conference on Port and Ocean Engineering Under Arctic Conditions, Helsinki, vol. 3, pp.203-213.
- Sunamura, T. 1977. A relationship between wave-induced cliff erosion and erosion forces of waves. *Journal of Geology*, 85: 613-618.
- Sunamura, T. 1983. Processes of sea cliff and platform erosion. In: P.D. Komar (Editor), *Handbook of Coastal Processes*, CRC Press, Florida, pp.233-265.
- Swift, D.J.P., Sanford, R.B., Dill, C.E. and Avignone, N.F. 1971. Textural differentiation on the shoreface during erosional retreat of an unconsolidated coast, Cape Henry to Cape Hatteras, North Carolina. *Sedimentology*, 16:221-250.
- Swift, D.J.P. 1976. Coastal Sedimentation. In: D.J. Stanley and D.J.P. Swift (Editors), *Marine Sediment Transport and Environmental Management*, Wiley, New York, pp.255-310.
- 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, 43 pp.
- Wadhams, P. 1975. Sea ice morphology in the Beaufort Sea. *Beaufort Sea Technical Report* 36, Department of the Environment, Victoria, B.C., 66 pp.

	Grain size	Ground ice	Cliff height	Wave height > 1 m	Wave power (P)	Shoreface gradient (β)	Pβ
R (FM)	0.08	0.30	0.29	0.60*	0.54*	0.14	0.41
R (AP)	-0.10	-0.11	0.17	0.44	0.57*	-0.30	0.41
V (FM)	0.19	0.48*	--	0.00	0.04	0.41	0.17
V (AP)	0.87*	0.95*	--	-0.43	-0.49*	0.52*	0.61*

Table 1: Simple linear regression correlation coefficients (r) of coastal retreat rates (R) and erosion volumes (V) versus local geomorphic parameters. FM: Field measurement sites; AP: Air photograph sites.

(*): Significant at the 95% confidence level.

	Ground ice & wave power	Ground ice & grain size	Ground ice & wave power & grain size
R (FM)	0.55	0.31	0.55
R (AP)	0.74	0.31	0.76
V (FM)	0.40	0.48	0.49
V (AP)	0.95	0.94	0.96

Table 2: Multiple regression correlation coefficients (r') of coastal retreat rates (R) and erosion volumes (V) versus local geomorphic parameters. FM: Field measurement sites; AP: Air photograph sites.

FIGURES

Fig.1. Location map showing the bluff retreat sites studied and the bathymetric transect locations.

Fig.2. Massive ice bed covered by medium grained sand in coastal bluff near Warren Point, Tuktoyaktuk Peninsula.

Fig.3. Coastal retreat and erosion as a function of visible ground-ice in the bluffs. FM: Field measurement sites; AP: Aerial photograph sites; the open triangles are minimum values of retreat rate.

Fig.4. Coastal retreat as a function of grain size of the bluff sediments. FM: Field measurement sites; AP: Aerial photograph sites; the open triangles are minimum values of retreat rate.

Fig.5. Coastal retreat as a function of the frequency of incoming deep-water waves higher than 1 m and as a function of exposure to deep-water wave power. FM: Field measurement sites; AP: Aerial photograph sites; the open triangles are minimum values of retreat rate.

Fig.6. Comparison of 1987 and 1971 bathymetry along transect 35.

Fig.7. Comparison of 1987 and 1971 bathymetry along transect 40.

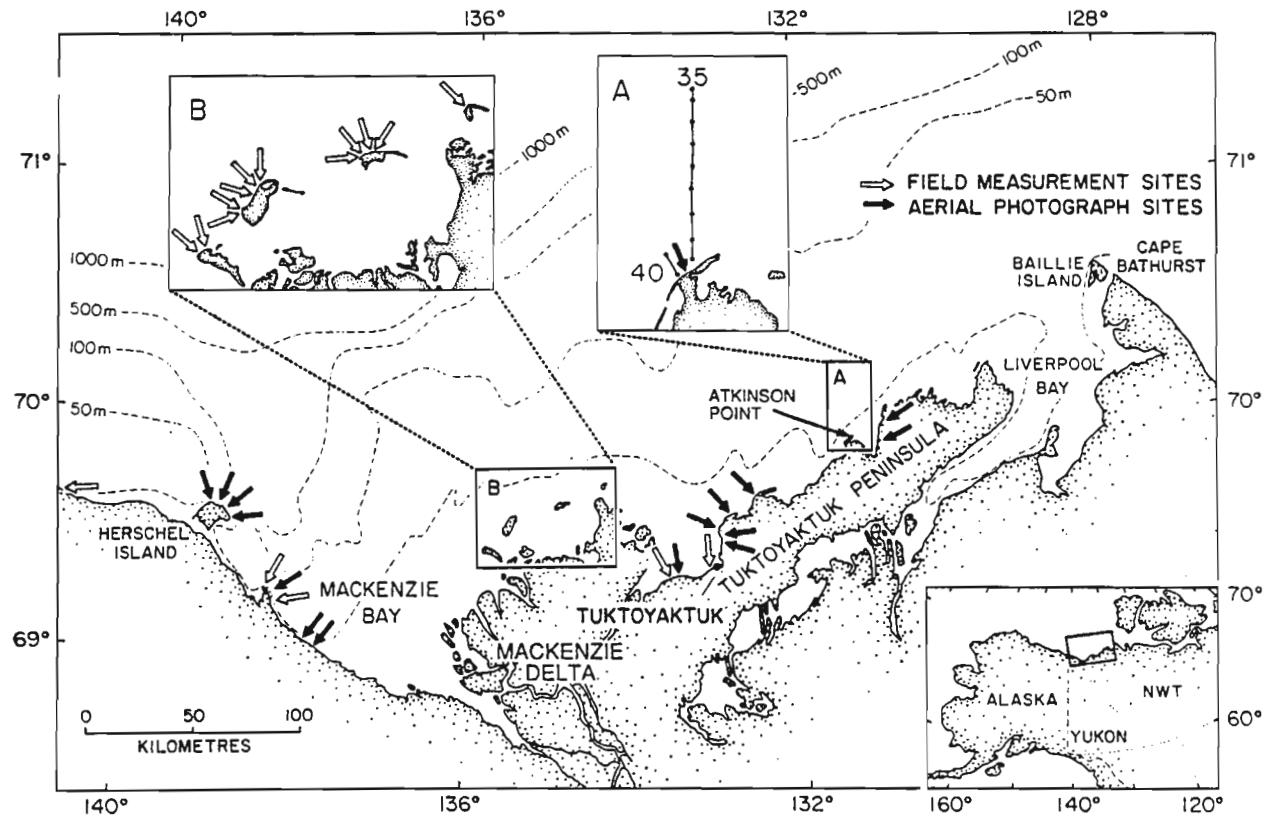
Fig.8. Echosounder and side-scan sonar records showing ice gouges in 13.5 m of water (transect 35). At that depth, 75 to 80 % of the seafloor is reworked by ice gouges. See Fig. 6 for location.

Fig.9. Side-scan sonar record showing ice gouges reworked by waves and currents in 12 m of water (transect 35). 20 to 30 % of the seafloor is gouged. See Fig. 6 for location.

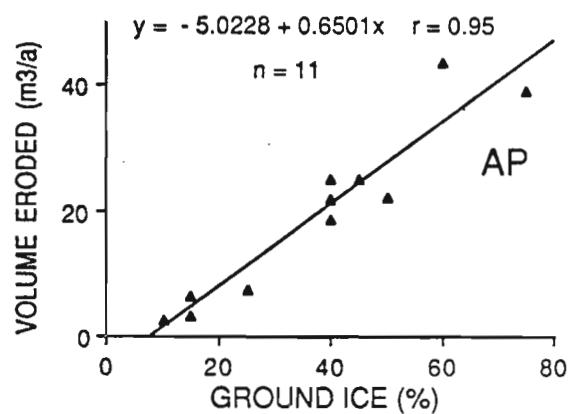
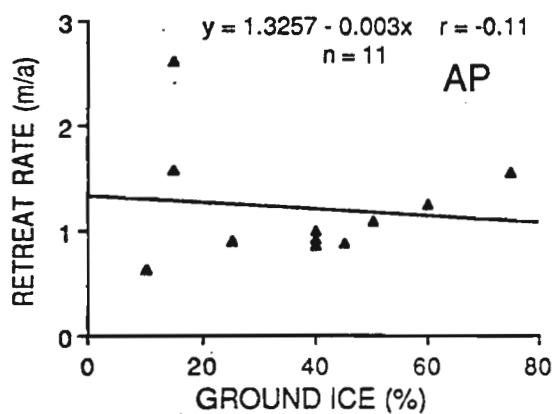
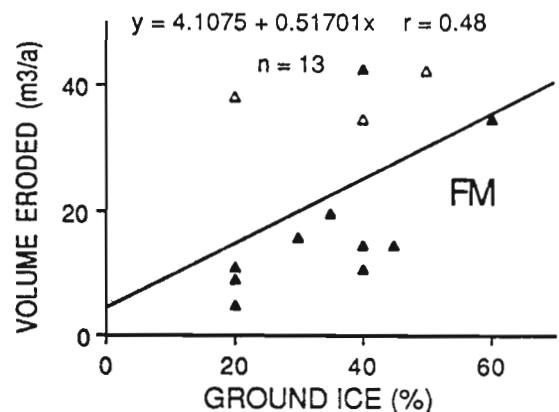
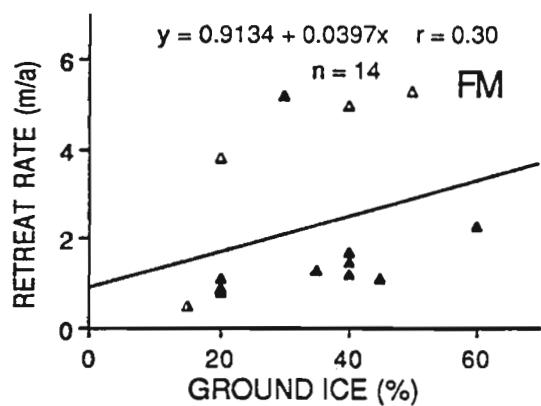
Fig.10. 12.5 m high ice pile-up off Atkinson Point (by courtesy of D.F. Dickins Ass. Ltd). See Fig. 7 for location of pile-up.

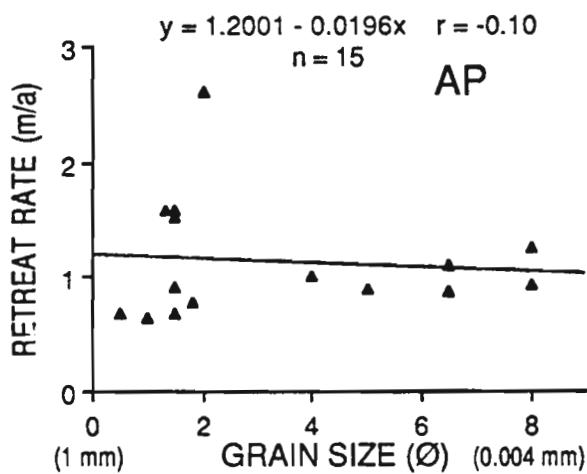
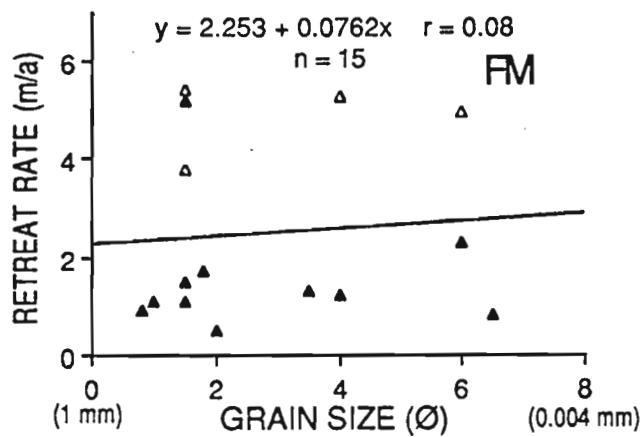
Fig.11. Shore side of the pile-up ridge off Atkinson Point; note the sediments with the pulverized ice (by courtesy of D.F. Dickins Ass. Ltd).

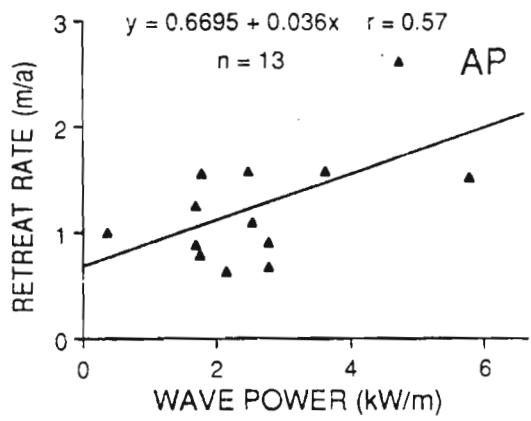
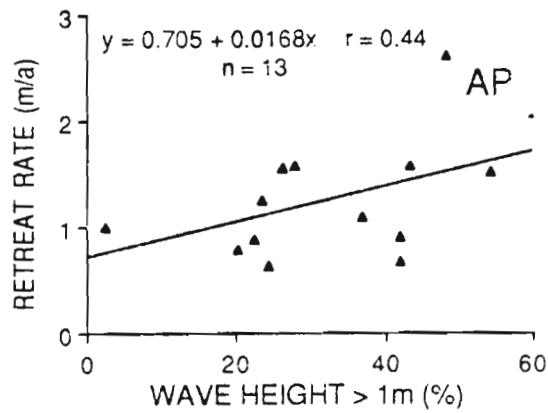
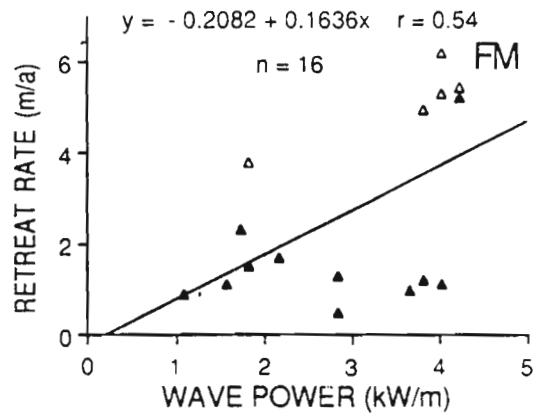
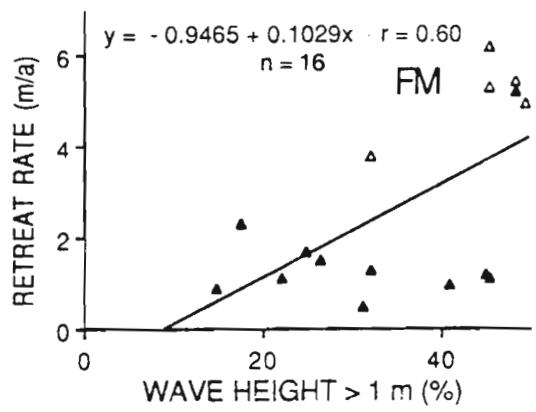
Fig.12. Conceptual model for coastal erosion along the Canadian Beaufort Sea coast. Each physical process especially affects a particular zone but can also occur in another one.

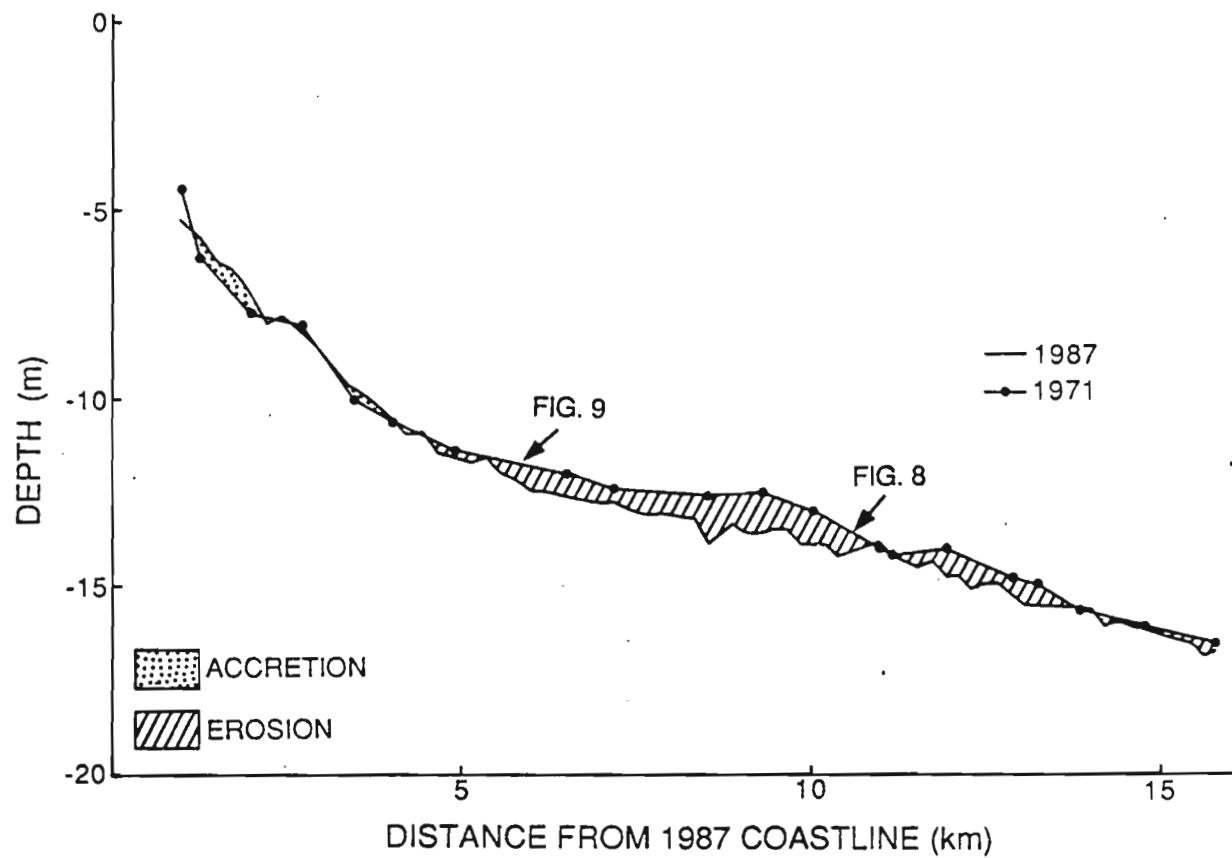


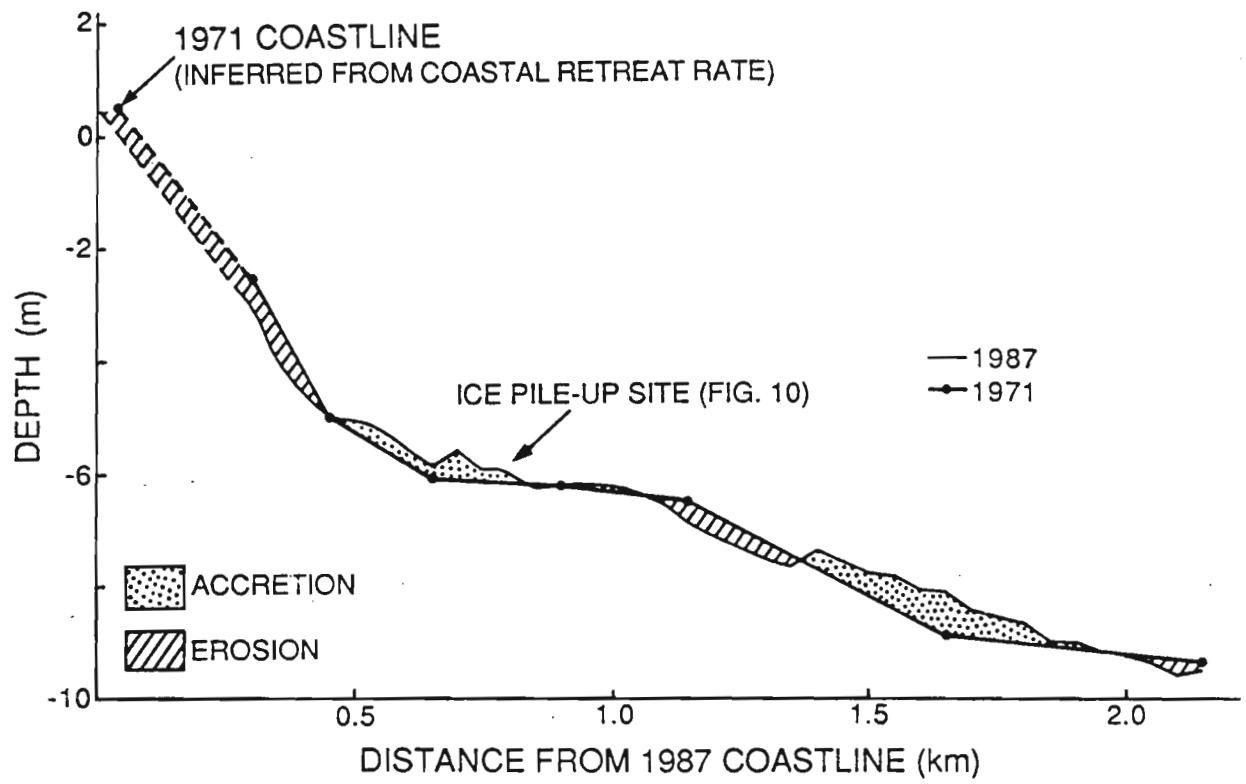


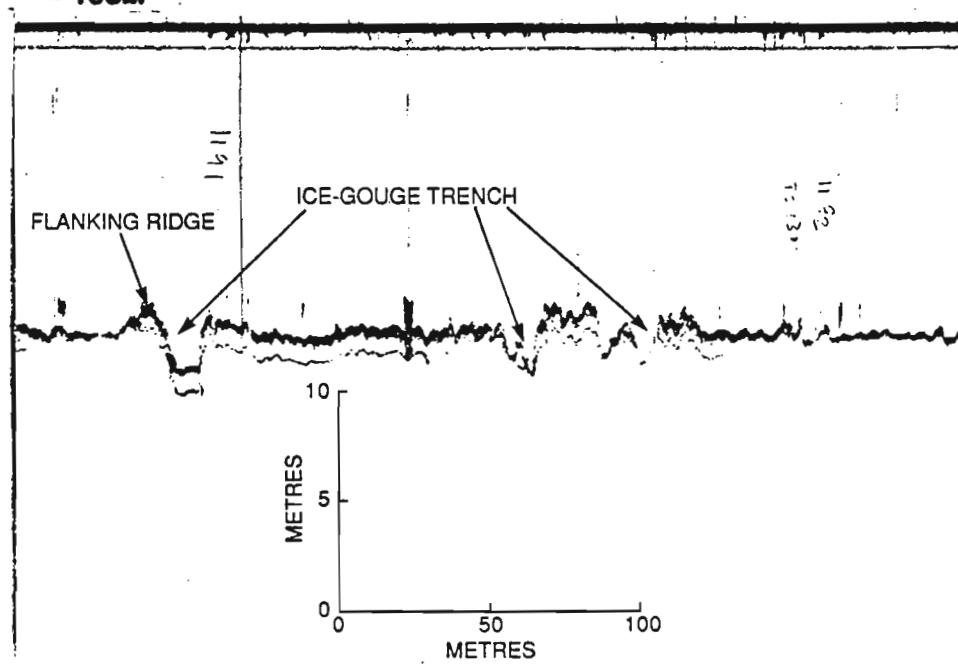
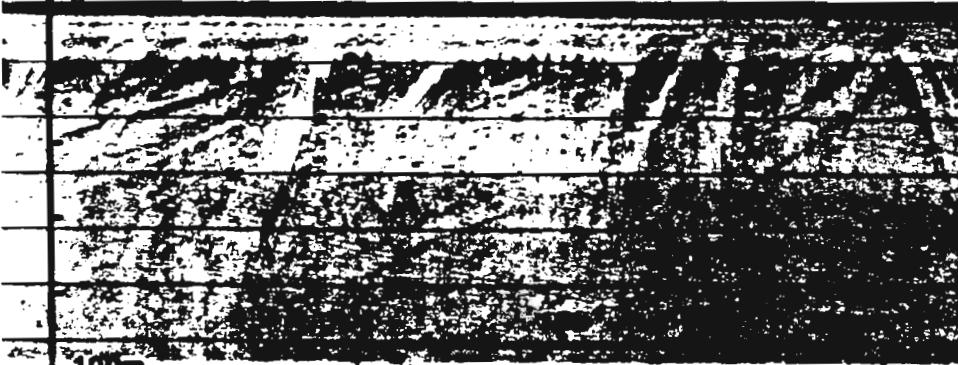


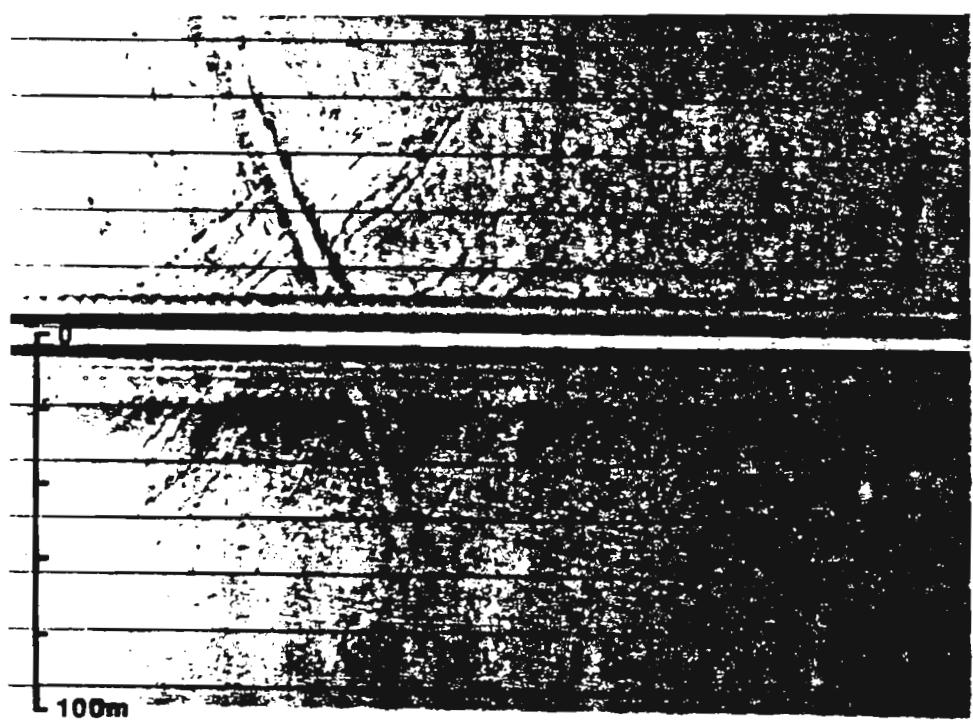


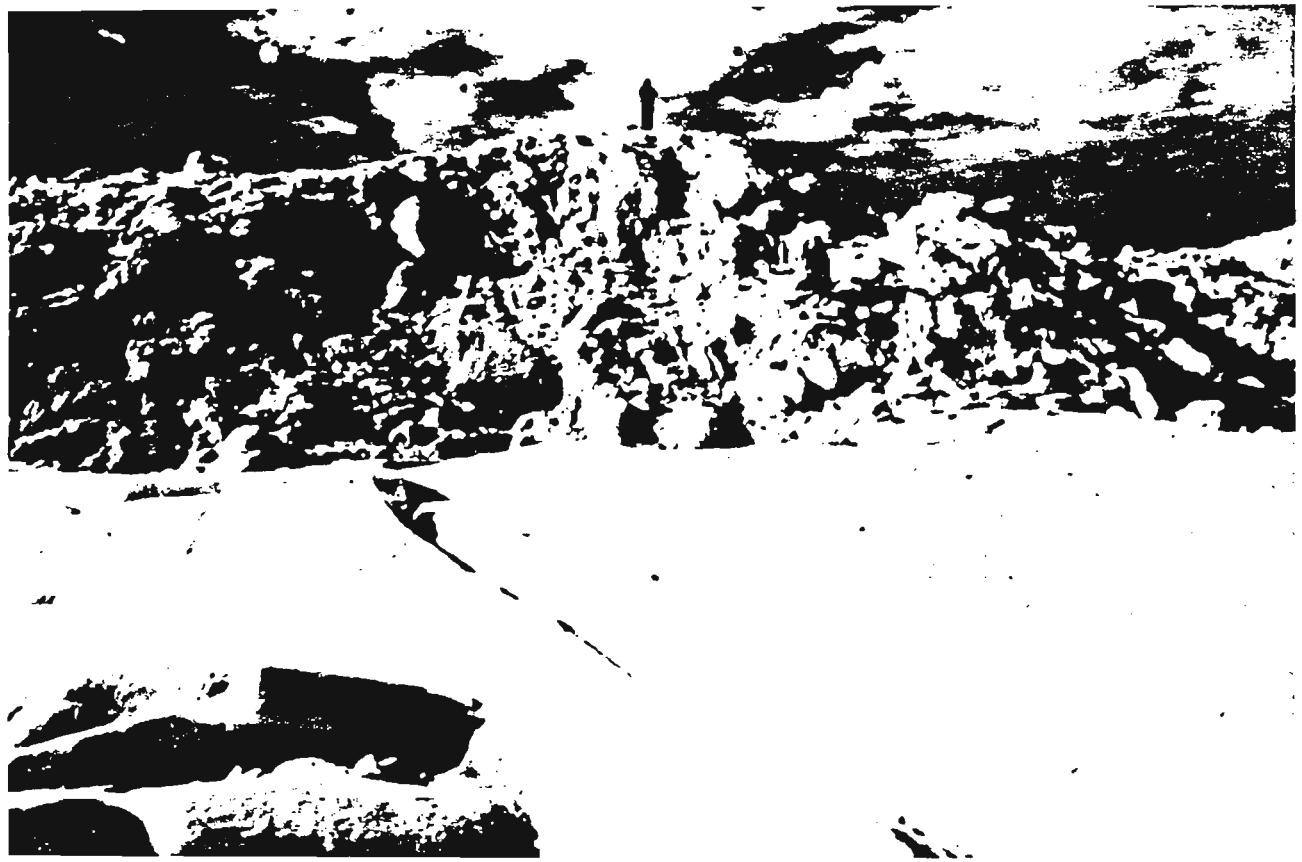




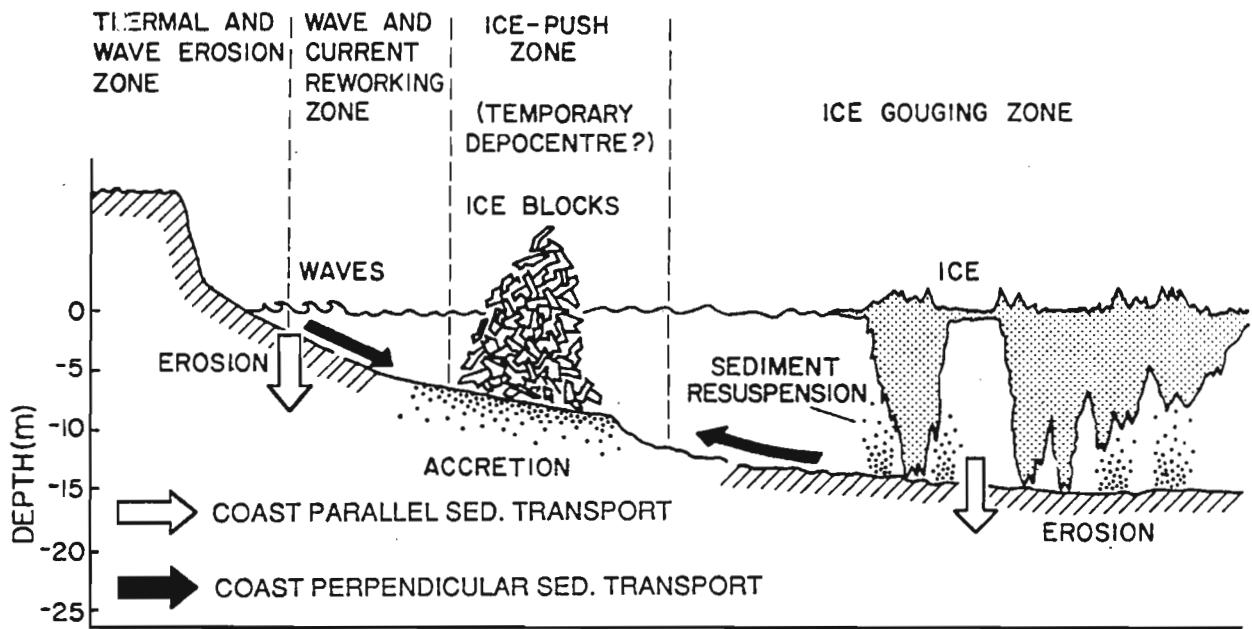












**L'INFLUENCE DE LA GLACE DE MER SUR L'ÉROSION
LITTORALE EN MER DE BEAUFORT CANADIENNE**

par Arnaud Héquette

Commission géologique du Canada
Institut océanographique de Bedford
C.P. 1006, Dartmouth, Nouvelle-Ecosse
B2Y 4A2, Canada
et
UA 904 du CNRS
Département de géographie
Université de Bretagne Occidentale
B.P. 814, 29285 Brest Cedex

Contribution No 49888 de la Commission géologique du Canada

Résumé: La côte de la Mer de Beaufort canadienne est principalement constituée de falaises meubles pouvant contenir de la glace de ségrégation en proportions variables. Ces falaises connaissent des taux de recul très élevés (parfois plus de 10 m/a) bien que la mer soit libre de glace pendant à peine trois mois par an. L'érosion littorale ne peut être expliquée uniquement par l'énergie des vagues à la côte et par des processus de thermo-érosion, mais aussi par l'action des glaces flottantes. L'étude des variations bathymétriques à l'avant-côte, en un site de la côte sud-est de la Mer de Beaufort, a révélé une érosion importante (jusqu'à 1 m par endroits) entre 12 et 15 m de profondeur depuis 1971. Ce creusement du profil sous-marin est causé essentiellement par le raclage exercé par la glace de mer sur le fond comme en témoignent des enregistrements de sonar à balayage latéral. Le recul de la ligne de côte est en partie expliqué par l'érosion du profil sous-marin par les processus glaciels. Contrairement à une idée répandue, la glace de mer n'aurait donc pas qu'un rôle protecteur sur les littoraux des régions arctiques en limitant l'énergie des vagues, mais contribuerait également de façon significative à leur érosion.

Mots-clés: Arctique canadien. Géomorphologie littorale. Erosion côtière. Glace de mer.

Abstract: The influence of sea ice on coastal erosion in the Canadian Beaufort Sea.

The Canadian Beaufort Sea coast consists primarily of unconsolidated cliffs in which segregation ground ice may occur in variable proportions. Although the Beaufort Sea is ice-free during only three months of an average year, the coast is undergoing regional retreat with local erosion rates as high as 10 m/a or more. Coastal retreat can not be explained solely by wave-induced and subaerial processes, but also by sea-ice related processes. The study of the bathymetry changes since 1971 at a site along the southeastern Beaufort Sea coast has revealed significant erosion (up to 1 m) in 12 to 15 m water depths. This deepening of the submarine profile is essentially caused by sea-ice gouging of the seabed as shown by sidescan sonar records. The coastal retreat is partly explained by the erosion of the subaqueous profile by sea ice processes. In opposition to a generally received opinion, sea ice has not only a protective effect on Arctic coasts by restricting wave energy, but also contributes significantly to their erosion.

Key-words: Canadian Arctic. Coastal geomorphology. Coastal erosion. Sea-ice.

Introduction

Selon les plus récentes études menées en Mer de Beaufort canadienne, la majorité des littoraux reculent à un rythme très rapide (B.C. McDonald et C.P. Lewis, 1973; C.P. Lewis, 1975; C.P. Lewis et D.L. Forbes, 1975; D.L. Forbes, 1981; J.R. Harper et S. Penland, 1982; D.L. Forbes et D. Fobel, 1985; J.R. Harper *et al.*, 1985; J.R. Mackay, 1986). 80% du littoral subit un recul et la vitesse moyenne d'érosion est estimée à plus de 1 m/an (J.R. Harper *et al.*, 1985). En certains endroits, le taux de retrait est supérieur à 10 m/an, les maximums pouvant atteindre plus de 18 m/an en bordure du delta du Mackenzie (Fig. 1) où un taux de recul de la ligne de côte de 29 m/an a été mesuré en un site par J.R. Harper *et al.* (1985). Comme la Mer de Beaufort n'est libre de glace que pendant trois mois seulement en moyenne, et que l'énergie des vagues, même pendant cette période, est limitée par la proximité de la banquise au large, ces taux d'érosion apparaissent extrêmement élevés lorsqu'on les compare aux taux de recul des côtes des régions tempérées où l'action érosive des vagues peut s'exercer toute l'année. Aussi faut-il faire intervenir d'autres agents et processus d'érosion, en plus des processus érosifs engendrés par les vagues, pour expliquer la rapidité du recul de la côte de la Mer de Beaufort.

Dans cet article, les processus de thermo-érosion (liés à la fonte de matériel gelé) et d'érosion mécanique (induits par les vagues, les courants et la glace marine) des falaises meubles sont examinés. Les formes d'accumulation marine comme les plages, les flèches littorales, les îles-barrières où les marais intertidaux, quoique communes dans la région, n'ont pas été prises en considération car leur comportement géomorphologique face aux agents d'érosion diffère fondamentalement de celui des falaises; par conséquent, leur recul, qui s'effectue bien souvent à un tout autre rythme, ne peut être comparé à celui des falaises.

Les variations bathymétriques à l'avant-côte et les processus qui s'exercent sur les fonds sédimentaires peu profonds (<15 m) sont également examinés dans cet article. Les données bathymétriques, de sonar à balayage latéral et les sédiments prélevés sur la plateforme continentale ont

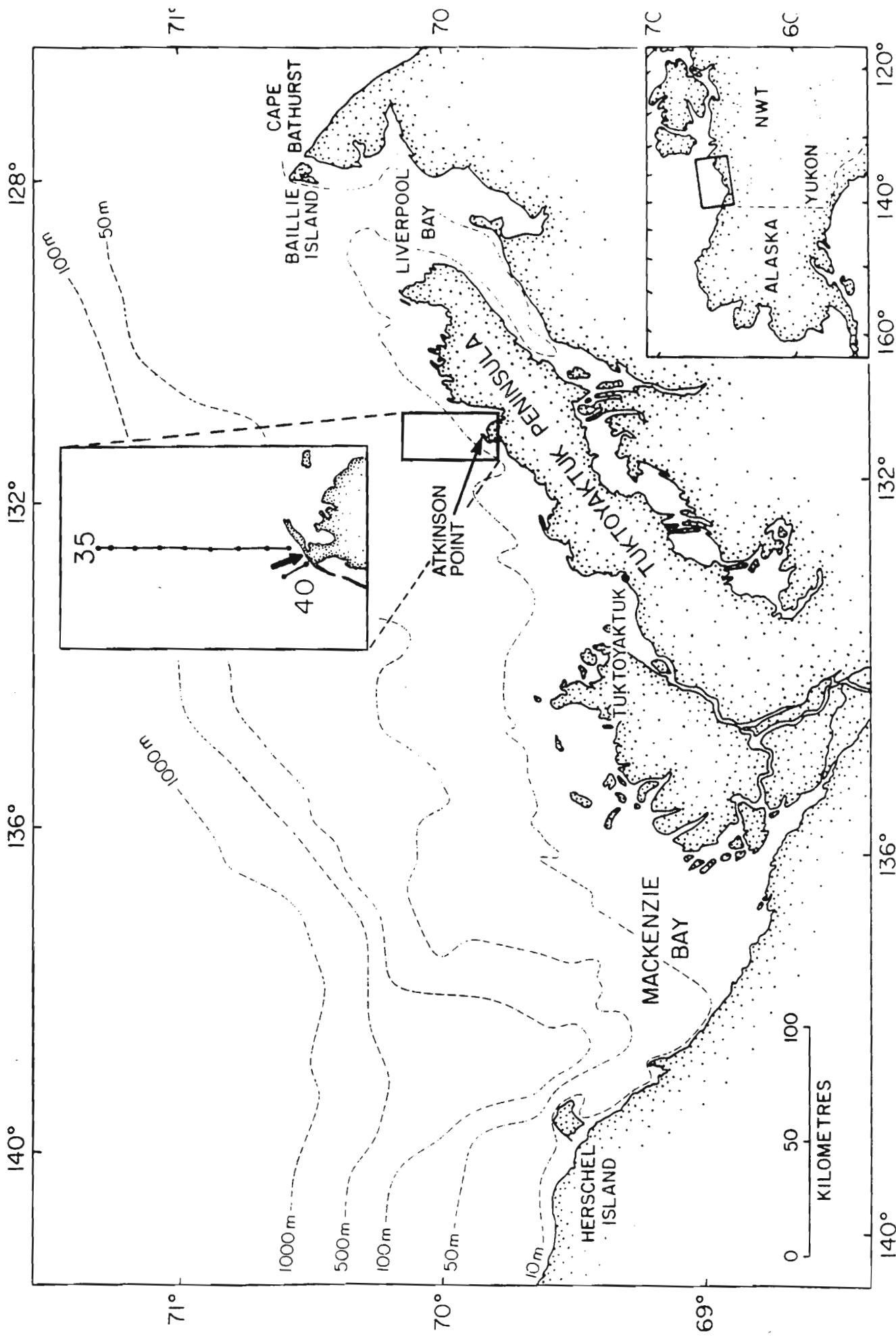


Fig. 1.

étaient recueillis lors d'une mission océanographique réalisée en septembre 1987 à bord du Karluk, navire du U.S. Geological Survey. La précision du système de navigation goniométrique utilisé était d'environ 10 m. Les données de sonar latéral ont été obtenues en utilisant une source sonore d'une fréquence de 500 kHz capable d'enregistrer des formes de moins de 10 cm de relief. Un écho-sondeur d'une fréquence de 200 kHz a été utilisé pour recueillir des relevés bathymétriques qui ont été comparés aux cartes bathymétriques levées 16 ans auparavant par le Service Hydrographique du Canada.

PRESENTATION DU SECTEUR D'INVESTIGATION

1) Géologie des formations superficielles et géomorphologie littorale

Plus de la moitié des 2000 km de côte de la Mer de Beaufort canadienne est constituée de falaises entaillées dans des dépôts meubles quaternaires. La plaine côtière à l'ouest du Delta du Mackenzie (Fig. 1) est composée de dépôts glaciaires et marins à grains fins du Wisconsinien, recouverts par endroits de sédiments holocènes (V.N. Rampton, 1982). Les falaises, quoique généralement peu élevées, peuvent y atteindre 50 m de commandement vertical. La côte du Delta du Mackenzie, par contre, avec ses marais et ses slikkes, est extrêmement basse et ne dépasse pas, bien souvent, 1 m au-dessus du niveau moyen de la mer. L'Île Richard (Fig. 1), à l'est du Delta du Mackenzie, est constituée de dépôts morainiques et fluvioglaciaires qui, selon V. N. Rampton (1988), dateraient du Wisconsinien inférieur. Ces dépôts surmontent une épaisse séquence de sédiments sableux pré-wisconsiniens, dont le faciès indiquerait une origine éolienne (J.-S. Vincent, communication personnelle, 1988), recouvrant à leur tour des sables et argiles marins. La côte est dominée par des formes d'érosion quoique de vastes slikkes et quelques flèches littorales soient aussi présentes. La Péninsule de Tuktoyaktuk (Fig. 1) est essentiellement constituée de sables pléistocènes recouverts d'une épaisseur variable de sédiments glaciogéniques d'âge wisconsinien. La partie sud-ouest de la péninsule est principalement formée de moraines, ou de colluvions dérivées de moraines, recouverts par endroits de sédiments lacustres holocènes, alors que la partie nord-est comprend des sables fluvioglaciaires en partie enfouis sous des sédiments lacustres ou éoliens. La côte

est caractérisée par de nombreuses baies résultant de la submersion de lacs de thermokarst (M.-H. Ruz et al., en préparation). Une grande variété de formes d'accumulation littorale se sont développées à partir de falaises dont la hauteur ne dépasse généralement pas 10 m.

Comme toutes les côtes soumises à un climat froid, le littoral de la Mer de Beaufort est immobilisé pendant l'hiver par un pied de glace fixe, séparé de la glace de mer proprement dite par une crevasse de marée. Le pied de glace possède avant tout un rôle protecteur en protégeant le rivage de l'action des vagues et en empêchant tout mouvement de sédiments pendant plusieurs mois de l'année (E.H. Owens et S.B. McCann, 1972).

2) Le pergélisol

Des conditions climatiques froides pendant le Pléistocène ont conduit à la formation de pergélisol dans toute la région. L'aggradation du pergélisol a provoqué la formation de glace de ségrégation dans le sol, parfois présente jusqu'à des dizaines de mètres de profondeur (J.R. Mackay, 1971). De la glace interstitielle (cristaux remplissant les vides dans le sédiment) peut se retrouver à des profondeurs diverses, mais la glace massive (masse de glace plus ou moins pure d'au moins 10 cm d'épaisseur; R.J.E. Brown et W.O. Kupsch, 1974) se rencontre principalement dans les mètres supérieurs des terrains pergélisolés (P.V. Sellman et al., 1975) (Photo. 1). Il existe aussi du pergélisol sous-marin en Mer de Beaufort. Il s'agit d'un pergélisol continental qui a été submergé par la transgression postglaciaire (J.R. Mackay, 1972). Un sédiment contenant une faible proportion de glace y est généralement associé (M.J. O'Connor, 1984; E. Reimnitz et al., 1988).

3) La plateforme continentale

La plateforme continentale de la Mer de Beaufort canadienne s'abaisse très doucement vers le large jusqu'à une profondeur de 70 m. Des boues marines recouvrent la partie centrale et externe de la plateforme alors qu'en deçà de l'isobathe de 10 m, les sables peuvent être abondants (G. Vilks et al., 1979). Le fleuve Mackenzie fournit approximativement 150×10^6 tonnes de sédiments terrigènes par

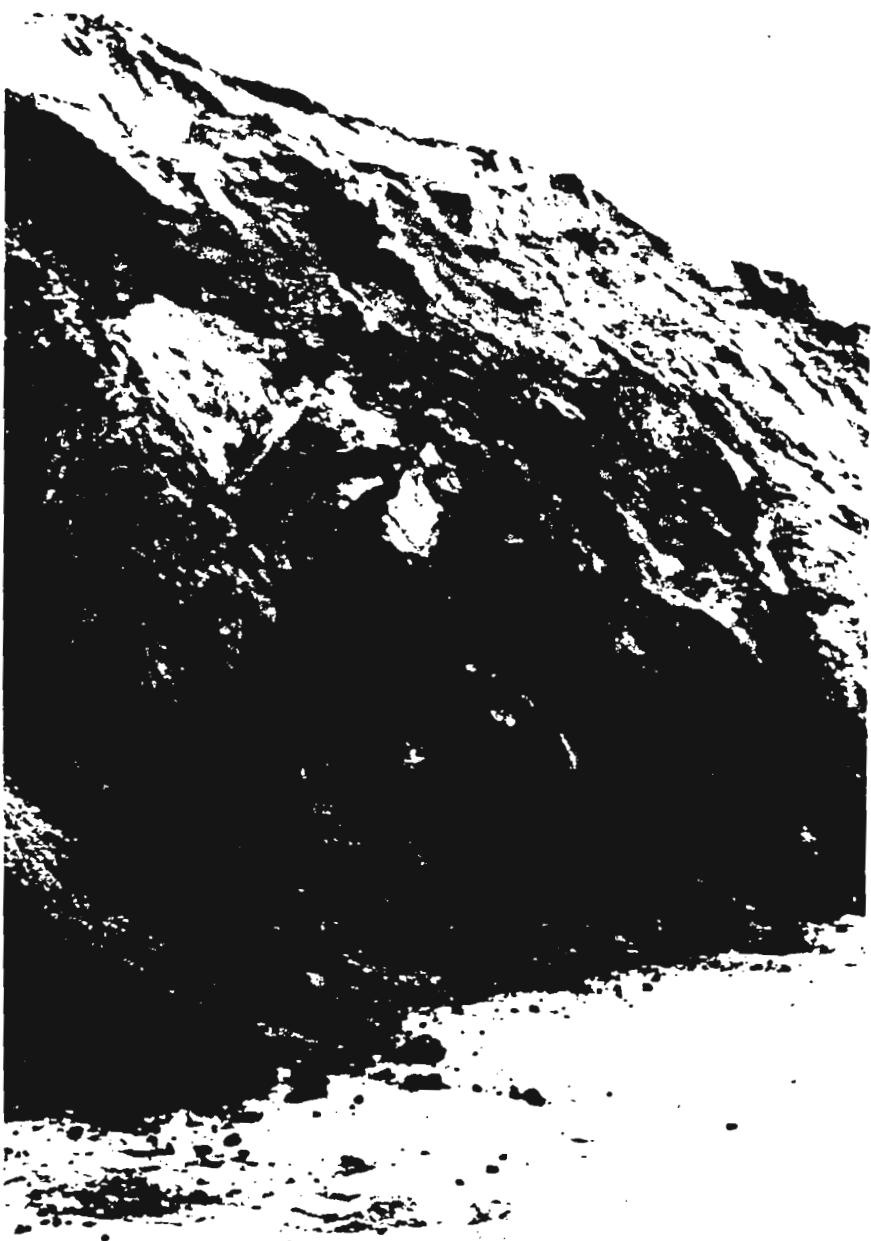


Photo 1.

an, principalement des limons et des argiles, et serait la source majeure de sédiments fins déposés sur la plateforme depuis le début de la transgression postglaciaire, vers 15 000 ans B.P. (P.R. Hill *et al.*, 1985). Une épaisseur variable de sédiments marins holocènes recouvre en discordance des sables fluvioglaciaires d'âge wisconsinien (A. Héquette et P.R. Hill, sous presse). Le très faible gradient de la plateforme continentale (= 1: 2000) a pour effet de ralentir la course des vagues par réfraction sur le fond et de dissiper leur énergie.

4) Océanographie côtière

Pendant la période d'eau libre, qui dure en moyenne de juillet à octobre, l'énergie des vagues est limitée par la proximité de la banquise au large. Ainsi, les enregistrements de houles en eau profonde révèlent que près de 80% des vagues ont une hauteur significative ($H_{1/3}$) inférieure à 1 m (J.R. Harper et S. Penland, 1982). Les vagues de tempête ($H_{1/3} > 2$ m) proviennent principalement du nord-ouest et ne représentent que 2% des observations. L'amplitude de la marée en Mer de Beaufort est faible (marnage moyen: 0,3 m). Bien plus importantes sont les fluctuations du niveau moyen de la mer engendrées par les crues de tempête (storm surge) qui peuvent éléver le niveau de l'eau de plus de 2 m sur les côtes, lorsque soufflent les tempêtes du nord-ouest (J.R. Harper *et al.*, 1988).

Pendant près de neuf mois de l'année, la banquise limite entièrement l'énergie des vagues à la côte. La banquise côtière (fast-ice) commence à se former en octobre et ne s'immobilise que progressivement pendant la période d'engel. C'est à cette époque de l'année que les poussées glacielles qui se traduisent par des empilements de glace dans la zone côtière (ice pile-up; A. Kovaks et D.S. Sodhi, 1980) se produisent (A. Héquette, sous presse). Par la suite, la banquise côtière devient stable et est habituellement immobile pendant 6 à 9 mois, tout dépendant des années. La banquise côtière est constituée de glace de l'année, déformée ou non, souvent en contact avec le fond (A. Kovaks et M. Mellor, 1974). Vers le large, sa limite externe est composée d'imposantes crêtes de pression glacielle dont les quilles forment des points d'ancrages à des profondeurs comprises entre 10 et 25 m (E. Reimnitz *et al.*, 1978). De telles crêtes de glace en contact avec le fond peuvent toutefois être présentes

jusqu'à une cinquantaine de mètres de profondeur (P.W. Barnes *et al.*, 1984). La débâcle se produit de juin à la mi-juillet avec la détérioration de la banquise côtière. Les vents, les vagues et les courants, peuvent alors induire des mouvements de glace brisée vers le rivage, parfois responsables d'accumulation importante de sédiments sur les plages (L.H. Shapiro *et al.*, 1984; P.W. Barnes et E. Reimnitz, 1988).

L'action des vagues sur les blocs de glace échoués à l'avant-plage crée des dépressions (ice-wallow relief; E. Reimnitz et E.W. Kempema, 1982) dont les dimensions peuvent atteindre 3 m de profondeur et 50 m de diamètre dans les cas extrêmes. Lors de l'engel des côtes, de la glace de fond (anchor ice) et de la glace en cristaux (frazil ice) peuvent incorporer d'importantes quantités de sédiments dans le couvert de glace qui sont ensuite transportés sur des distances variables (P.W. Barnes *et al.*, 1982; E. Reimnitz *et al.*, 1987). La dynamique morpho-sédimentologique de la zone pré-littorale est donc fortement influencée, dans cette région, par les processus morphogéniques liés à la glace marine.

L'ÉROSION LITTORALE EN MER DE BEAUFORT

Dans un environnement arctique tel que la côte de la Mer de Beaufort, le pergélisol joue un rôle important sur la stabilité du rivage. J.R. Mackay (1963, 1966, 1971, 1972) fut le premier auteur à souligner l'importance des processus morphogéniques liés au pergélisol, et particulièrement à la présence de glace dans le sol, sur l'érosion littorale dans la région.

Le recul des falaises peut revêtir différentes formes selon la texture du matériel, la proportion et le type de glace contenus dans le sédiment. Là où la base du versant est formé de glace massive, une encoche de thermo-érosion peut se développer au niveau de la mer si la falaise est vive (Photo. 2). L'action mécanique des vagues et la dissolution par l'eau de mer pourra alors entraîner un sapement à la base de la falaise qui reculera ensuite sous l'effet de détachements et de chutes de blocs (Photo. 2). Dans ces falaises, des taux d'érosion de plus de 4 m/an ne sont pas rares. Lorsque des terrains de



Photo 2.

polygones à coins de glace sont dégagés par la mer, les coins de glace exposés au sein de la falaise fondent lentement et les polygones finissent par se détacher et tomber sur l'estran.

Un autre type de forme d'érosion de falaise est la coulée régressive de dégel (retrogressive thaw flow slides de E.C. McRoberts et N.R. Morgenstern, 1974) (Photo. 3) qui se rencontre ordinairement dans les matériaux fins comportant une forte proportion de glace interstitielle ou de glace massive. Ces coulées possèdent fréquemment, en amont de la zone fluante, une forme de cirque avec cicatrice d'arrachement. Un versant d'érosion, généralement de forte pente (30-35°), domine un bassin de réception doucement incliné (5-10°) caractérisé par des processus de transport et de dépôt de matériel (D.G. Harry, 1985). En certains cas, la coalescence de plusieurs de ces bassins peut conduire à la formation d'un escarpement linéaire, parallèle à la ligne de côte. La fonte de la glace mise à nue sur le versant érodé conduit à la saturation en eau du matériel de la falaise et provoque cette forme particulière de solifluxion. L'imbibation des sédiments superficiels est ici favorisée par la proximité, sous la surface du sol, de la couche imperméable que constitue le sommet du pergélisol. Les coulées régressives de dégel sont affectées d'une dynamique cyclique, caractérisée par des phases d'activité, de stabilisation, puis de réactivation (J.R. Mackay, 1966, 1971; H.M. French, 1974; D.L. Forbes et D. Frobel, 1985). Ceci est dû en grande partie à l'accumulation des débris à la base de la falaise, ce qui la protège d'une attaque directe par les vagues, isole la glace dans la falaise et retarde sa fonte. La reprise des processus liés à la fonte, au transport du matériel et au recul du versant, ne se reproduit ensuite que lorsque les débris à la base ont été dégagés. La grande variabilité inter-annuelle des taux de retrait observés sur les sites côtiers affectés par des coulées régressives de dégel (V.N. Rampton et J.R. Mackay, 1971; V.N. Rampton et M. Bouchard, 1975; D.L. Forbes et D. Frobel, 1985; D.G. Harry, 1985) s'explique par cette irrégularité dans le mécanisme de recul. Ces sites peuvent connaître une érosion de plusieurs mètres en une seule saison (V.N. Rampton et M. Bouchard (1975) font état d'un site ayant reculé de plus de 13 m en une seule tempête), puis être stables pendant plusieurs années.

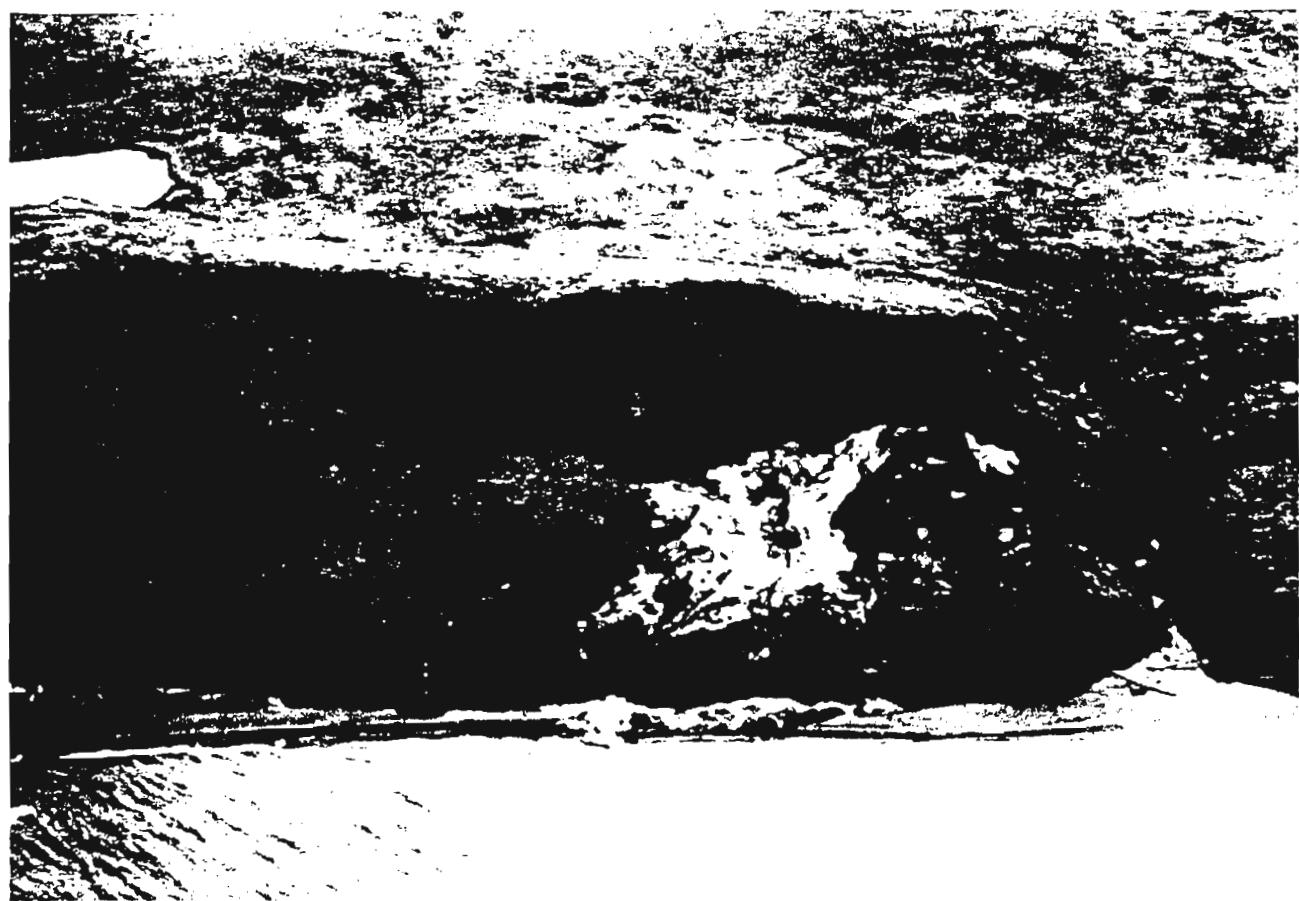


Photo 3.

Tous ces processus et mécanismes de recul des falaises peuvent provoquer, en un premier temps, un mouvement de la ligne de côte vers le large si un important volume de sédiment est livré à la zone intertidale. Dans ce cas, la falaise est protégée de l'érosion marine jusqu'à la dispersion subséquente des débris par les vagues et les courants littoraux. Même si les plus forts taux de retrait sont habituellement observés dans des terrains à forte proportion de glace, le recul des falaises ne s'explique pas uniquement par les processus subaériens. Un agent d'érosion ou au moins de transport des matériaux est indispensable pour dégager les débris à la base afin de réactiver le versant et les processus liés à la gravité. En l'absence d'un tel agent de transport, ou si la compétence de cet agent est insuffisante pour exporter le sédiment, il se produit une stabilisation du versant et un arrêt du recul de la falaise.

E. Reimnitz et P.W. Barnes (1987) et E. Reimnitz et al (1988) se sont penchés sur les problèmes d'érosion rapide de la côte nord de l'Alaska (environ 500 km à l'ouest de notre secteur d'investigation), en examinant un certain nombre de processus hydrauliques et mécaniques affectant ce littoral. Ces auteurs ont conclu que la récession de la ligne de côte ne pouvait s'expliquer uniquement par les vagues, les courants et l'érosion thermique, et ont suggéré que la glace de mer constituait un agent contribuant à l'érosion du rivage. A. Héquette et P.W. Barnes (sous presse) ont évalué l'importance respective des différents facteurs pouvant expliquer les différences locales de vitesse d'érosion des falaises le long de la Mer de Beaufort canadienne (proportion de glace dans le sol, granulométrie du sédiment, hauteur de la falaise, exposition de la côte aux vagues de tempêtes, énergie des vagues à la côte, pente de l'avant-côte) et ont aussi conclu que d'autres facteurs étaient nécessaires pour comprendre les taux d'érosion mesurés le long de cette côte. A la suite de E. Reimnitz et P.W. Barnes (1987) et de E. Reimnitz et al (1988), ils ont également envisagé que la glace de mer participe à l'érosion du littoral en érodant le profil sous-marin. Dans cet article, nous examinerons maintenant un exemple de l'influence de la glace de mer sur les fonds sédimentaires peu profonds (<15 m) de la plateforme continentale de la Mer de Beaufort canadienne, et son rôle sur le recul de la ligne de côte.

LES VARIATIONS DU PROFIL SOUS-MARIN A L'AVANT-CÔTE

En septembre 1987, deux profils bathymétriques (35 et 40) ont été levés perpendiculairement au rivage de la Péninsule de Tuktoyaktuk, à proximité de la Pointe Atkinson (Fig. 1). La Pointe Atkinson est une flèche littorale s'enracinant à un promontoire sableux ayant reculé à un rythme de plus de 2,6 m/an entre 1950 et 1971 (J.R. Harper *et al.*, 1985). Afin de pouvoir comparer nos données bathymétriques à celles recueillies en 1971 par le Service Hydrographique du Canada, nous avons ajusté nos enregistrements au zéro des cartes marines. Les profondeurs du profil 35 ont été corrigées selon les enregistrements de marée au port de Tuktoyaktuk par rapport au zéro des cartes, en tenant compte de la différence de marée entre le port de Tuktoyaktuk et la Pointe Atkinson. Dans le cas du profil 40, nos enregistrements ont été directement reliés sur terre à la borne hydrographique utilisée par le Service Hydrographique en 1971, en mesurant la différence d'élévation entre la borne et le niveau de la mer au moment de nos levées bathymétriques. La précision des comparaisons entre nos enregistrements et les données bathymétriques de 1971 a été estimée à 20 cm.

1) Le creusement du fond par la glace de mer

Le profil 35 s'étend vers le large sur une quinzaine de kilomètres. La comparaison de ce profil avec la bathymétrie de 1971 révèle une érosion du substrat dans sa partie inférieure et une accumulation dans sa partie moyenne (Fig. 2). Entre 12 et 15 m de profondeur, près de 1 m du substrat sablo-vaseux a été érodé alors qu'entre 5 et 10 m, s'est produit une accumulation de matériel pouvant atteindre 80 cm. Le profil 40, situé légèrement plus à l'ouest (Fig. 1), montre également une accumulation entre 5 et 9 m, et une érosion du profil entre 5 m de profondeur et la côte (Fig. 3).

L'érosion des fonds entre -12 et -15 m peut difficilement s'expliquer uniquement par l'énergie des vagues, surtout lorsque se produit une accumulation de sédiments à des profondeurs moindres. Au large de la plage de La Jolla en Californie, par exemple, l'érosion des fonds sableux pré-littoraux est réduite bien que la plateforme puisse être soumise à des vagues de moyenne ou de forte énergie tout au long de l'année. Des mesures précises, pendant une période de trois ans, ont révélé des variations

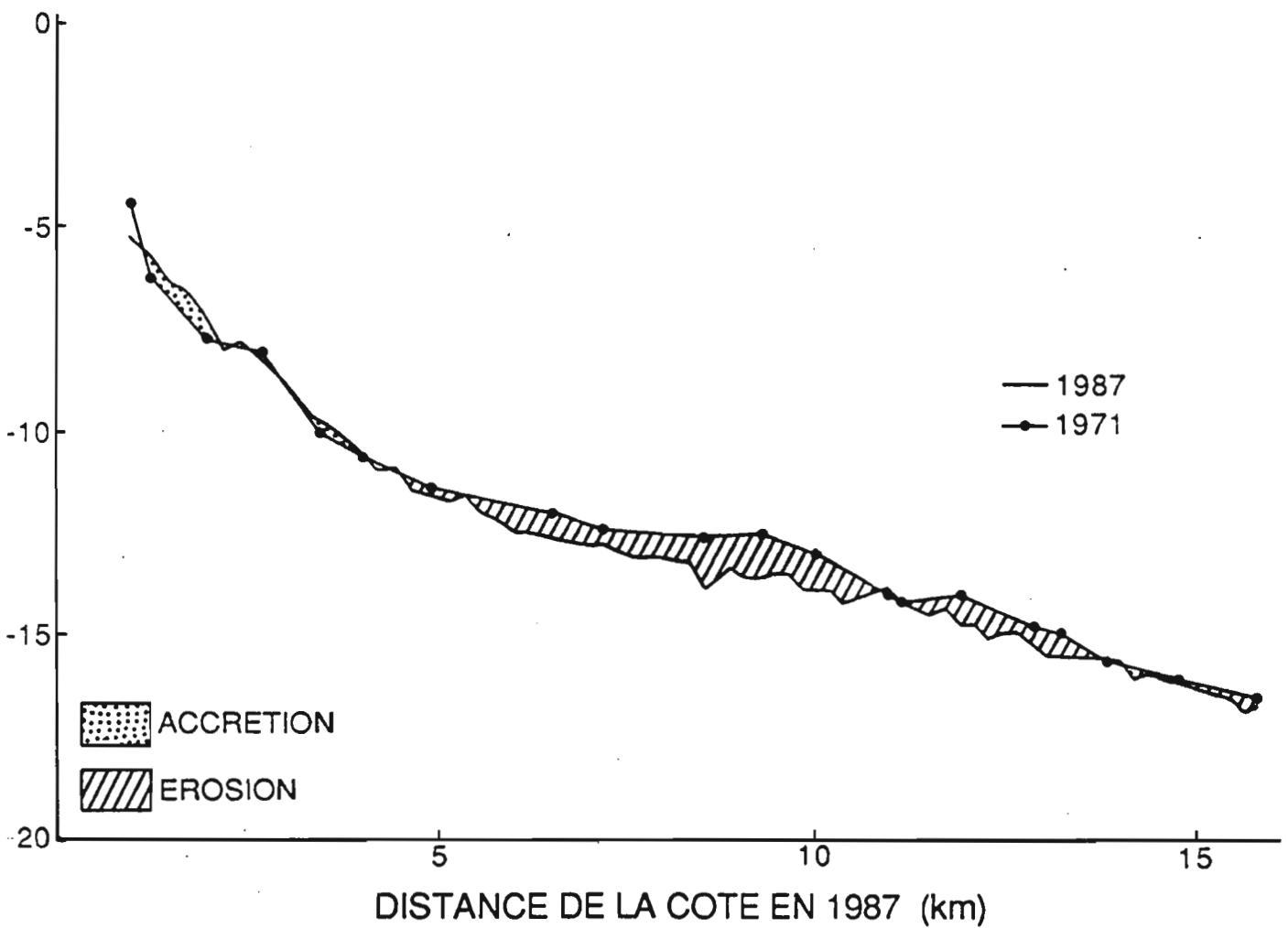


Fig. 2.

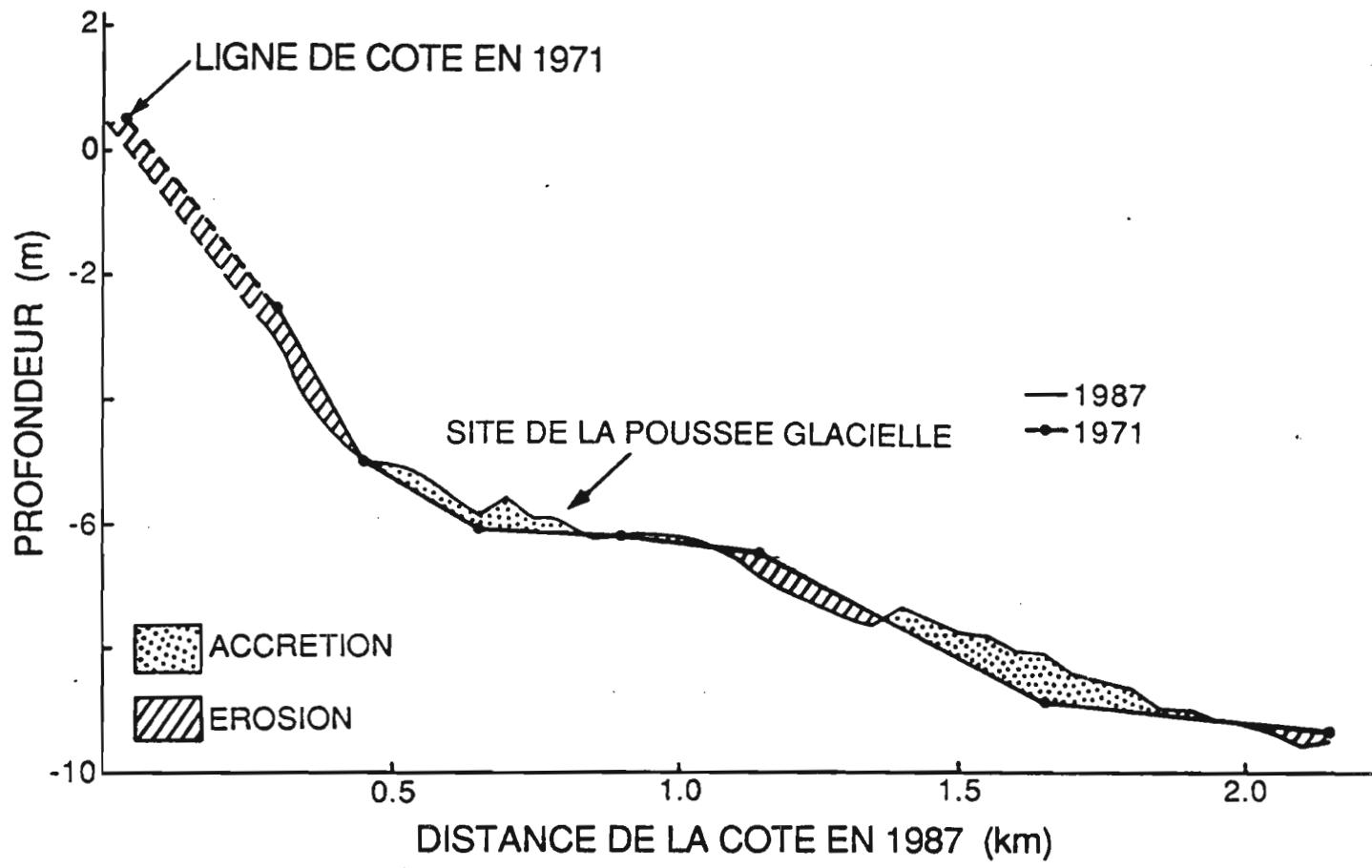


Fig. 3.

bathymétriques de l'ordre de 9 et 5 cm seulement à 9 et 16 m de profondeur respectivement (D.L. Inman et G.A. Rusnack, 1956). Par conséquent, au large de la Pointe Atkinson, des processus autres que ceux engendrés par les vagues doivent être invoqués pour expliquer l'importante érosion de la pente sous-marine.

Certains auteurs suggèrent que la dégradation du pergélisol sous-marin dans la zone infralittorale, en abaissant le profil subaquatique à l'avant-côte, accélère le rythme de retrait de la ligne de rivage (J.R. Mackay, 1971, 1986; V.N. V.N. Rampton et J.R. Mackay, 1971; S.R. Dallimore et al., 1988). Selon S.R. Dallimore et al. (1988), des processus thermokarstiques peuvent provoquer un important abaissement du profil sous-marin pré littoral lorsque la côte est constituée de sédiments contenant une forte proportion de glace de sol sous la forme de glace massive, de lentilles de glace, ou de coins de glace. Toutefois, à la Pointe Atkinson, les sédiments superficiels formant le promontoire où s'enracine la flèche contiennent une faible proportion de glace de sol (<15%) sous la forme de glace interstitielle. Il est par conséquent improbable que la dégradation du pergélisol sous-marin ait pu provoquer ici une subsidence thermokarstique importante et l'abaissement du profil sous-marin ne peut donc pas s'expliquer par un tel phénomène.

Le creusement des fonds meubles par les glaces est ici largement responsable de l'érosion entre 12 et 15 m de profondeur. Les enregistrements d'écho-sondeur et de sonar à balayage latéral montrent, à plus de 12 m de profondeur, une forte concentration de tranchées à la surface de la plateforme, produites par des quilles de glace affouillant les fonds sédimentaires, ainsi que des crêtes latérales de sédiments excavés (Fig. 4). La glace marine agit sur les fonds meubles en creusant des tranchées (parfois de plusieurs mètres) et en entraînant le matériel (Fig. 5). Dans ce secteur, les tranchées peuvent mesurer plus de 2 m de profondeur et les crêtes atteignent parfois 1,6 m de hauteur. A moindre profondeur, ces formes glaciaires sont plus rares et généralement de plus petites dimensions. La diminution des profondeurs vers la côte a pour effet de ralentir, puis de stopper, la progression des glaces. Par la suite, les vagues et les courants remanient les sédiments de surface et effacent ces formes

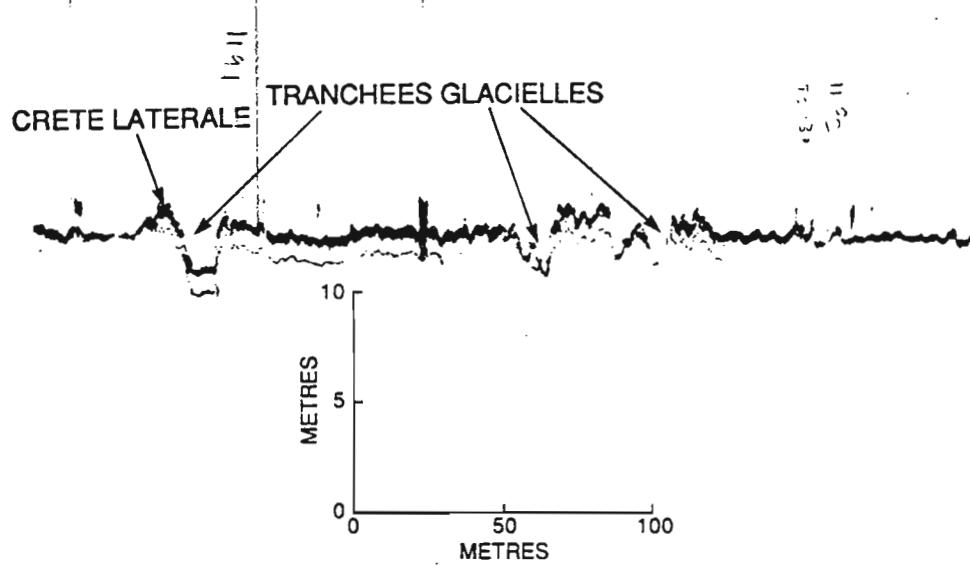
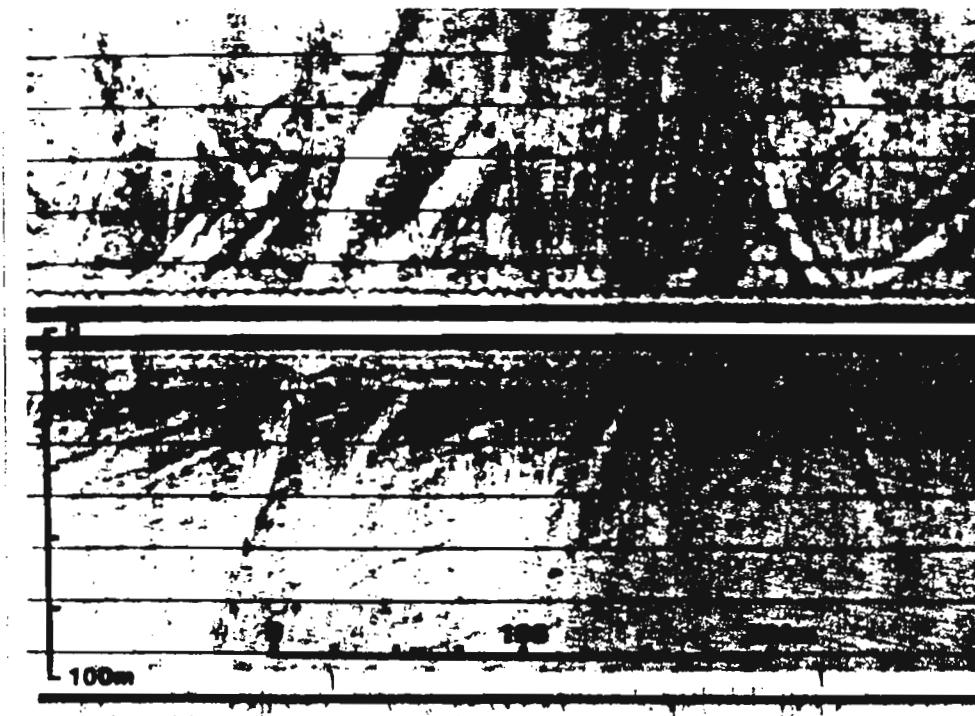


Fig 4.

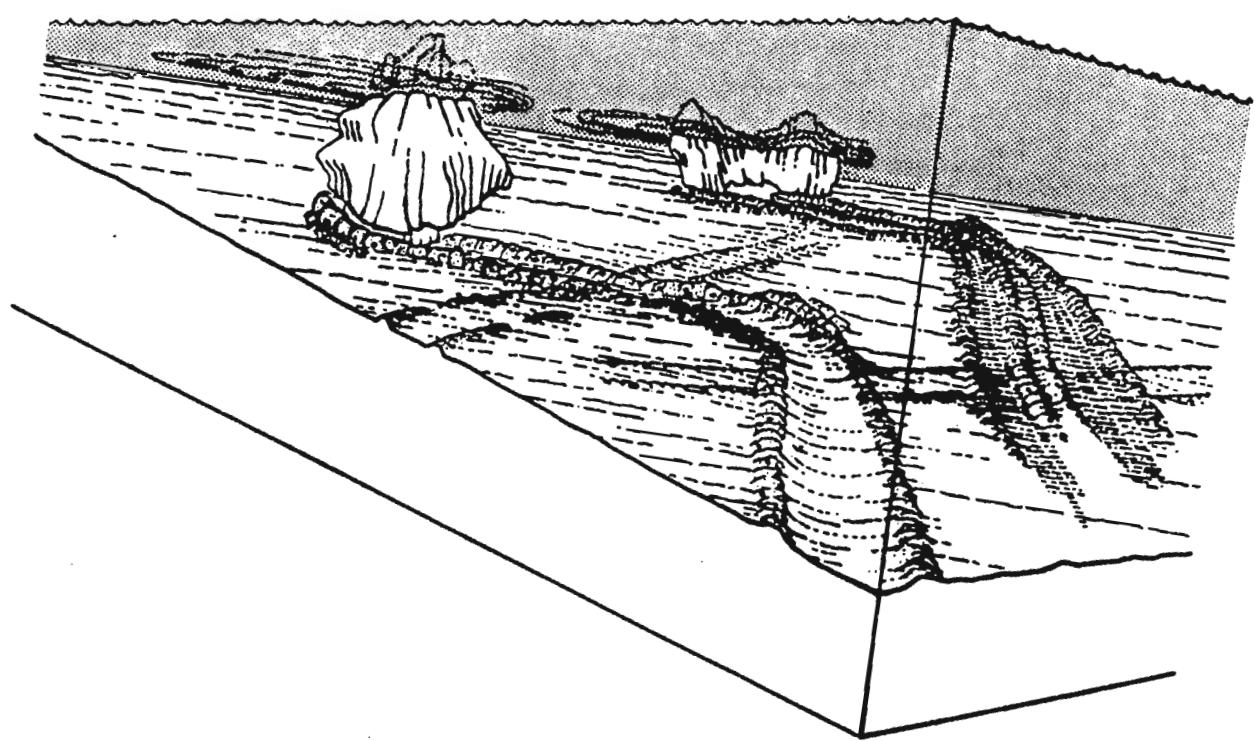


Fig. 5

(Photo. 4).

Le processus de creusement par la glace de mer provoque une remobilisation des sédiments de surface. Au large de l'Alaska, plusieurs études ont montré que les quilles des crêtes de pression glaciaires constituent un agent d'érosion et de transport efficace des sédiments superficiels de la plateforme continentale (R.W. Rex, 1955; P.W. Barnes et E. Reimnitz, 1974; A. Kovacs et M. Mellor, 1974; P.W. Barnes et al., 1984, 1987; E. Reimnitz et P.W. Barnes, 1974, 1987; D.M. Rearic et al., sous presse). Le creusement du fond marin par la glace, entre 10 et 40 m de profondeur, y remanierait entièrement les sédiments superficiels sur 20 cm d'épaisseur en moins de 200 ans (P.W. Barnes et D.M. Rearic, 1985). Les glaces, en creusant les fonds meubles, entraînent avec elles des sédiments de toutes tailles et remettent en suspension les sédiments fins. Ce creusement des fonds sédimentaires se produit principalement en hiver alors que l'énergie atmosphérique et océanique est absorbée par la couverture de glace de mer qui transmet cette énergie sur le fond par le biais de crêtes de pression. Ce processus agit généralement avec un maximum d'efficacité à des profondeurs comprises entre 15 et 25 m (E. Reimnitz et al., 1978; D.M. Rearic, 1986).

Les mesures effectuées par D.M. Rearic et al. (sous presse) en Mer de Beaufort au large de l'Alaska, indiquent que le volume de sédiments remanié chaque année par les glaces sur la plateforme continentale serait d'environ 6000 m^3 par km^2 entre 7 et 18 m de profondeur. En plus de l'énergie mécanique transmise par les glaces sur le fond, une intensification des courants se produit à proximité des quilles affouillant la surface de la plateforme. Ceci provoque une remobilisation des sédiments fins qui peuvent ensuite être transportés en suspension sur des distances parfois considérables. Selon les modélisations numériques de N. Kobayashi et al. (1981), une telle intensification des courants sur le fond pourrait provoquer l'érosion de particules aussi grossières que des graviers, même à 15 m de profondeur. L'inégalité du relief créé par le raclage des glaces contribuerait lui-même à intensifier les courants près du fond et à favoriser la resuspension des sédiments pendant les tempêtes. Le fait que les tranchées glaciaires se comblient extrêmement rapidement (P.W. Barnes et E. Reimnitz, 1979) suggère

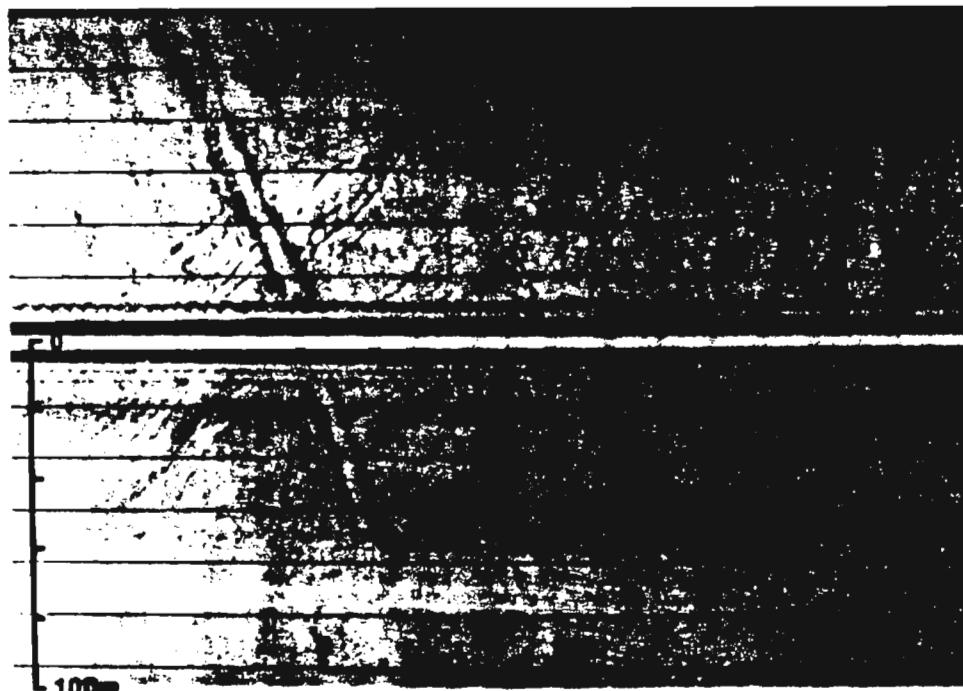


Photo 4.

que les sédiments sont plus mobiles sur des fonds aussi irréguliers qu'à la surface d'une plateforme continentale au relief adouci par des processus hydrauliques. Bien qu'il soit encore difficile de quantifier avec exactitude l'effet de ces processus induits par les glaces sur la mobilisation et le transport des sédiments, il est indéniable qu'ils jouent un rôle majeur sur la dynamique sédimentaire de la partie peu profonde de la plateforme continentale de la Mer de Beaufort. De manière générale, la remobilisation des matériaux fins provoque un accroissement de la concentration de sédiments dans la colonne d'eau, ce qui favorise le transport sédimentaire le long de la côte et vers le large. Dans notre secteur d'étude, les tranchées glaciaires sont principalement orientées parallèlement à la côte ou légèrement vers la côte. Ceci indique que les sédiments poussés par les glaces sont surtout transportés le long et vers le littoral et qu'ils aboutissent vraisemblablement dans les baies, qui sont d'importantes zones de dépôt, ou encore qu'ils contribuent à alimenter l'avant-côte.

2) L'influence des poussées glaciaires

Il semble que l'aggradation mesurée entre -5 et -10 m (Fig. 2) puisse aussi être liée à l'action de la glace de mer. Cette zone d'accrétion est visible avec plus de détail sur le profil 40, situé à l'ouest du profil 35 (Fig. 3). Les volumes d'érosion et d'accumulation entre 1971 et 1987 ont été calculés le long de ce profil, à partir de leur surface en coupe, en prenant en considération un couloir de 1 m de largeur. Le volume de sédiments érodés sur la pente sous-marine a été estimé à 255 m^3 par mètre de largeur, alors que le volume d'accrétion est de $290 \text{ m}^3/\text{m}$. Sur la côte, le promontoire auquel s'accroche la flèche est érodé en falaises de 2 m de hauteur ayant reculé de 2,62 m/an en moyenne (J.R. Harper *et al.*, 1985), ce qui donne une estimation de $85 \text{ m}^3/\text{m}$ pour les 16 ans pris en compte ici. En ajoutant ces $85 \text{ m}^3/\text{m}$ de sédiments issus de l'érosion des falaises, le volume total érodé se chiffre à $340 \text{ m}^3/\text{m}$. Généralement, le long d'une côte en cours de recul, les sédiments littoraux sont transférés vers le large lors des tempêtes et s'accumulent à l'avant-côte (P. Bruun, 1962; D.J.P. Swift, 1976). Toutefois, à la Pointe Atkinson, en raison d'une forte dérive littorale, la majeure partie de ces matériaux est probablement transportée le long de la côte plutôt que transférée vers le large. La capacité de transport sédimentaire côtier, le long de la Pointe Atkinson, a été calculée par B.M. Pinchin *et al.*

(1985), à partir de 12 différents modèles numériques de prédition de dérive littorale potentielle, et a été estimée à $1,0 \times 10^5 \text{ m}^3$ de sédiments par an vers le nord-est. Ce taux potentiel de transport littoral est considérablement plus élevé que le volume de matériel pouvant provenir de l'érosion du promontoire sableux à l'enracinement de la flèche ($2,6 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{an}$), seule source possible de sédiments littoraux. Selon ces estimations, on doit s'attendre à ce que la majeure sinon l'entièrre partie du matériel provenant de l'érosion des falaises et de l'avant-plage, transite vers le nord-est le long de la Pointe Atkinson, et non pas perpendiculairement au rivage. De ce fait, le volume accumulé entre -5 et -10 m paraît plus important que le volume de sédiments pouvant provenir de la côte et de l'avant-côte et, par conséquent, une autre source de sédiments doit être invoquée.

Quoique relativement rares, des mouvements de glace de plusieurs centaines de mètres d'amplitude au sein de la banquise côtière ont été observés en Mer de Beaufort (A. Kovacs et D.S. Sodhi, 1980; L.G. Spedding, 1983). Ces mouvements produisent des crêtes de pression et des empilements de glace dans la zone côtière et parfois sur les plages. Bien que se produisant plus rarement que les processus de creusement par les glaces, il est reconnu que les poussées glacielles peuvent transporter des volumes de sédiments beaucoup plus considérables vers la côte (P. McLaren, 1982; E. Reimnitz et P.W. Barnes, 1988). En juin 1987, une crête de poussée glacielle de grande ampleur a été observée, près de la Pointe Atkinson, immobilisée à environ 6 m de profondeur (Fig. 3). Cette crête, formée d'un empilement de blocs de glace, s'élevait à plus de 12 m au-dessus de la surface de la banquise adjacente (Photo. 5). Lors de la formation de la crête, la glace a raclé le fond et poussé devant elle le matériel pris en charge. Certains des blocs de glace ayant été en contact avec le fond et chargés en sédiments étaient visibles au sommet de l'empilement. Par conséquent, la poussée glacielle qui s'est produite à proximité de la Pointe Atkinson a vraisemblablement contribué de façon significative à l'apport de sédiments entre -5 et -10 m.

DISCUSSION

L'érosion des littoraux est souvent expliquée par une hausse du niveau marin (P. Bruun, 1962;

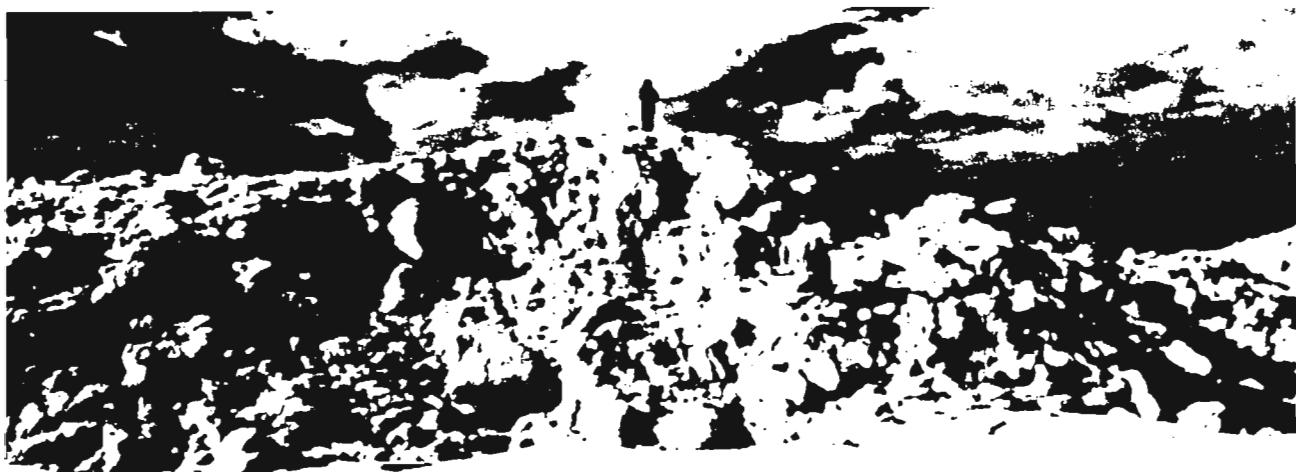


Photo 5.

M.L. Schwartz, 1967). Un tel phénomène déclenche une migration vers la terre du profil transversal de l'avant-côte qui se traduit par un recul de la ligne de rivage. Selon ce principe, connu sous le nom de "règle de Bruun", le matériel provenant de l'érosion cotière s'accumule sur la partie inférieure du profil pré littoral de telle sorte que l'épaisseur de la tranche d'eau littorale reste constante même si le niveau marin s'élève (Fig. 6A). En Mer de Beaufort canadienne, la hausse du niveau marin relatif a été d'environ 70 m pendant la transgression Holocène (P.R. Hill *et al.*, 1985). Le niveau de la mer s'est élevé rapidement pendant l'Holocène ancien, mais ce rythme a progressivement diminué pendant la seconde partie de l'Holocène pour ne plus représenter que 1 à 2 mm par an pendant les deux derniers millénaires (D.L. Forbes, 1980). Bien que les variations contemporaines du niveau marin relatif n'aient pas encore été définies avec précision, la hausse possible du niveau moyen de la mer pendant la période de temps correspondant à cette étude reste extrêmement faible (i.e., environ 1 cm). Par conséquent, les changements du niveau marin ne peuvent être invoqués pour expliquer l'importante érosion mesurée pendant cette période, autant sur le littoral qu'à l'avant-côte.

Pendant une période de stabilité du niveau marin, la recession de la ligne de côte doit être accompagnée par une érosion et un retrait du profil sous-marin, faute de quoi, au fur et à mesure que la côte recule, la pente du profil pré littoral et les profondeurs à l'avant-côte diminuent ce qui provoque une décroissance de l'énergie des vagues à la côte (Fig. 6B). Il a été montré que la pente de l'avant-côte et l'épaisseur de la tranche d'eau littorale et pré littorale sont des facteurs déterminants contrôlant la dissipation et la conservation de l'énergie des vagues (L.D. Wright *et al.*, 1979; A.D. Short et P.A. Hesp, 1982). Par conséquent, comme l'ont souligné R.G.D. Davidson-Arnott et R.W. Askin (1980), le profil sous-marin doit lui-aussi reculer (Fig. 6C), sinon l'énergie des vagues à la côte diminuera progressivement ce qui se traduira par un ralentissement puis finalement par un arrêt de l'érosion littorale. Ceci peut être expliqué en terme d'équilibre dynamique du profil pré littoral.

Le concept de profil d'équilibre a été maintes fois utilisé en géomorphologie littorale et sous-marine, mais a été le sujet d'interprétations diverses. Pour certains chercheurs, à la suite de D.

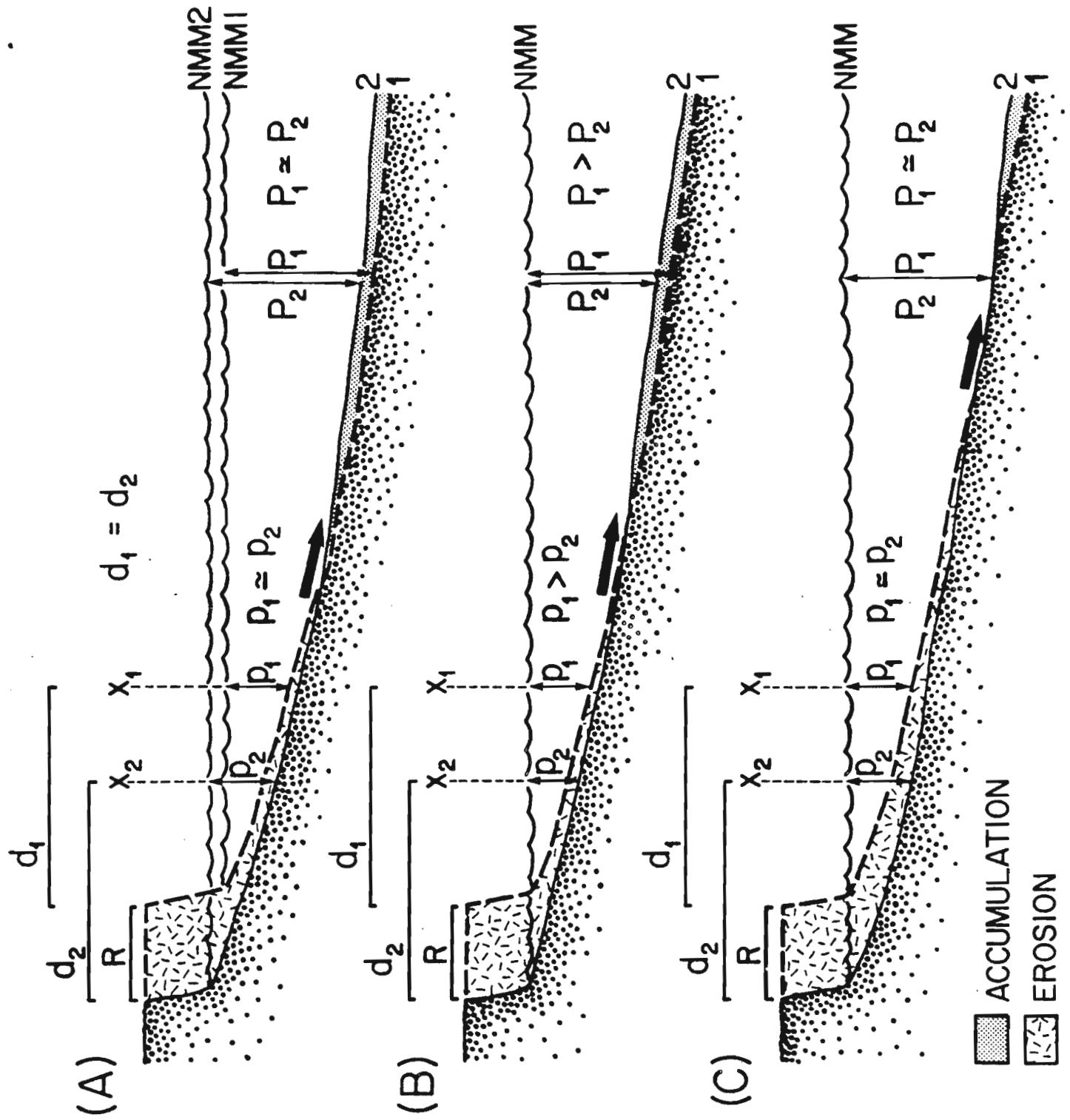


Fig. 6.

Johnson (1919), les côtes en voie de recul rapide possèdent un profil en déséquilibre, l'équilibre ne pouvant être réalisé que dans le cas de littoraux stables ou reculant lentement. Il est en fait important de faire clairement la distinction entre le concept de maturité et celui d'équilibre du profil pré littoral. Selon D. Johnson (1919), le profil devient de plus en plus plat en passant par des stades de "jeunesse", de "maturité", et de "vieillesse", jusqu'à atteindre un état d'équilibre statique caractérisé par un aplatissement tel que l'érosion marine agit si faiblement qu'elle en est négligeable. Il a été montré depuis que cette vue était irréaliste car elle ne prend pas en compte l'interdépendance des processus affectant un système en équilibre ainsi que le caractère continu de leur action (voir D.J.P. Swift, 1975, pour une discussion complète sur le sujet). Un système est en équilibre lorsque, soumis à une action, il réagit d'une façon telle qu'il s'adapte à cette action en faisant disparaître la pression qu'elle engendrait sur lui. En ce sens, une plage, par exemple, est en équilibre dynamique lorsque, réagissant à une tempête, sa pente s'affaiblit en devenant plus conforme aux conditions hydrodynamiques du moment. De la même façon, un profil pré littoral est à tout moment en état d'équilibre dynamique, car toute fluctuation dans l'intensité des processus agissant à sa surface entraîne un réajustement continu du profil afin de compenser les variations des processus l'affectant (D.J.P. Swift, 1976). Par conséquent, le terme déséquilibre ne devrait s'appliquer qu'aux côtes rocheuses ou tectoniquement actives, c'est à dire là où plus de temps est nécessaire pour que s'effectue le réajustement du profil.

L'évolution du profil sous marin, près de la Pointe Atkinson, montre que le versant a été érodé entre la côte et 5 m de profondeur (Fig. 2). Entre -6 et -10 m, une accumulation de sédiments s'est produite (Figs. 2 & 3), fort probablement en réponse à des processus de poussée glacielle. De 12 à 15 m de profondeur, le creusement par les glaces a pu provoquer près de 1 m d'érosion des fonds meubles par endroits. Comme la pente subaquatique tend, en tout temps, à établir un profil en équilibre avec les processus physiques qui l'affectent, l'importante érosion entre 12 et 15 m, est compensée par une érosion de la partie supérieure du profil afin de maintenir cet équilibre dynamique. L'érosion glacielle, en accroissant les profondeurs dans la partie basse du profil, permet à l'énergie des vagues de se transmettre plus haut sur le versant sous marin et contribue ainsi à l'érosion mesurée à moins de

5 m de profondeur. Un recul rapide de la ligne de côte sans érosion de la partie inférieure du profil pré littoral conduirait, au contraire, à une décroissance de l'énergie des vagues à la côte au fur et à mesure que la pente sous-marine s'amenuiseraient (Fig. 6B), ce qui se solderait par une décroissance du rythme d'érosion de la côte et finalement une stabilisation de la ligne de rivage. Ces résultats suggèrent qu'en Mer de Beaufort, l'érosion de la partie supérieure du versant pré littoral est un ajustement continu du profil d'équilibre subaquatique à une érosion exercée par la glace de mer sur sa partie inférieure. L'accumulation de matériel entre 6 et 10 m de profondeur est un phénomène très localisé, limité à un site de poussée glacielle, et ne représente probablement qu'un dépôt temporaire de sédiments pendant le retrait du profil sous marin.

Bien que cette étude ait été limitée à un secteur relativement restreint de la côte de la Mer de Beaufort (en raison de l'impossibilité dans ce type d'environnement de trouver des données bathymétriques anciennes suffisamment précises pour d'autres secteurs côtiers), il semble que l'on puisse dégager quatre zones distinctes en termes de processus morpho-sédimentologiques (Fig. 7). La côte proprement dite est principalement soumise à l'érosion thermique et à l'action mécanique des vagues. Jusqu'à 5 ou 6 m de profondeur, les vagues et les courants sont les agents contrôlant le plus efficacement les processus d'érosion et de transport de sédiments qui peuvent transiter le long de la côte où être exportés vers le large. La zone comprise entre -6 et -10 m, est affectée par des processus de poussée glacielle qui semblent contribuer à apporter du matériel en direction de la côte. A plus de 12 m de profondeur, l'action des glaces apparaît comme le mécanisme majeur influençant la dynamique morpho-sédimentologique des fonds sédimentaires. Cette érosion glacielle contribue vraisemblablement à favoriser l'érosion de la côte en se répercutant sur l'ensemble de la pente sous-marine.

Conclusion

L'érosion du littoral en Mer de Beaufort canadienne est due en partie à des processus de thermo-érosion et à l'action des vagues, mais serait aussi influencée par les actions érosives exercées

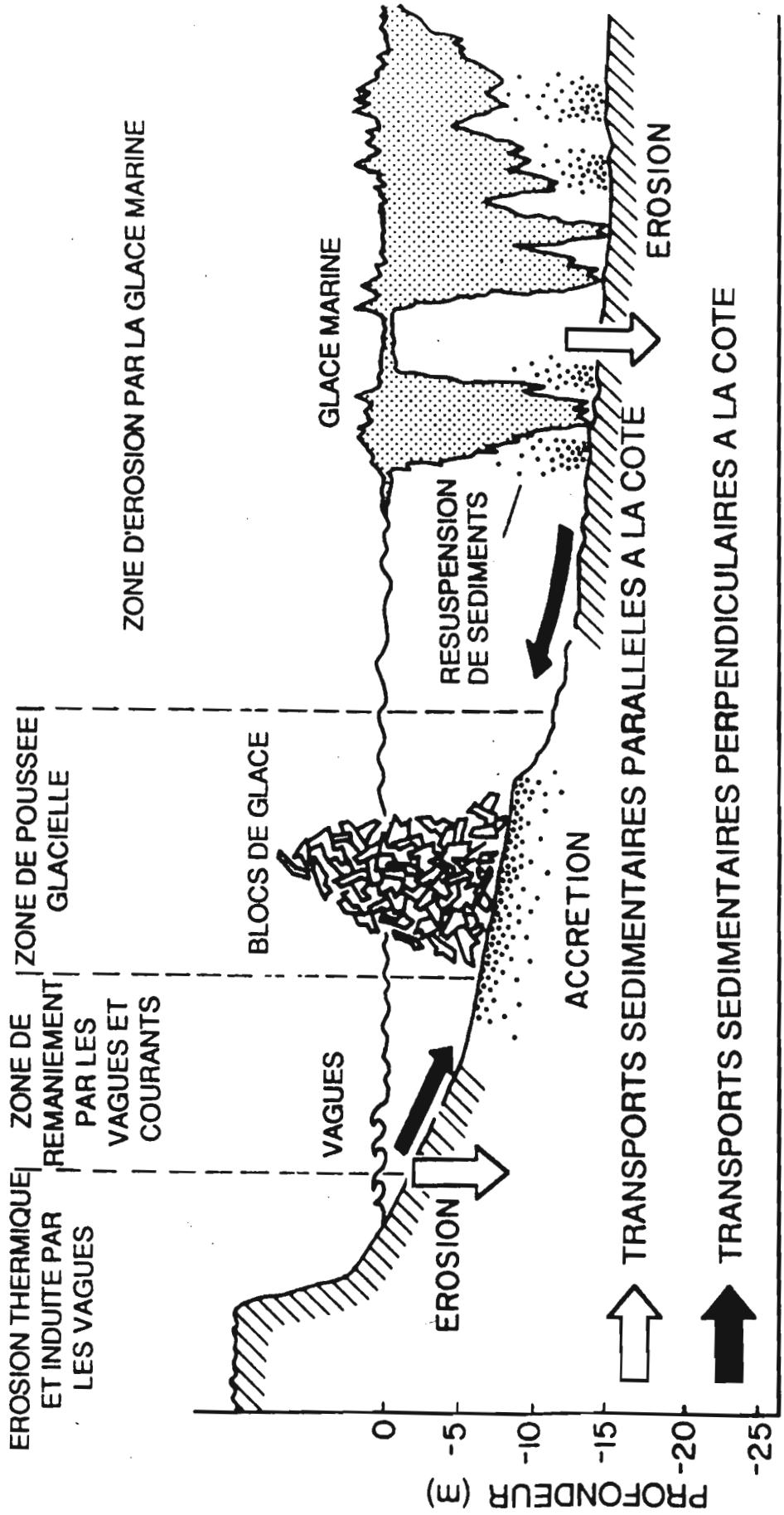


Fig. 7

par la glace de mer sur les fonds meubles peu profonds de la plateforme continentale. Les quilles de crêtes de pression glacielle entrent en contact avec le fond et remanient le sédiment. La glace creuse des tranchées à la surface de la plateforme, transporte directement du matériel sur le fond et remet en suspension les sédiments fins. Ces processus peuvent provoquer une érosion importante des fonds sédimentaires et favoriser l'érosion littorale en affectant l'ensemble du versant sous-marin qui se modifie afin de maintenir un profil d'équilibre. Près de la Pointe Atkinson, des données bathymétriques obtenues à 16 ans d'intervalle, ont révélé que les fonds ont été érodés à une vitesse de 6 cm par an entre 12 et 14 m de profondeur. Contrairement à une idée répandue, la glace de mer n'aurait donc pas qu'un rôle protecteur sur les littoraux des régions arctiques en limitant l'énergie des vagues, mais contribuerait également de façon significative à leur érosion. Une accumulation de l'ordre de 50 cm s'est également produite entre 6 et 9 de profondeur, probablement induite en grande partie par des processus de poussée glacielle, ceci étant un phénomène beaucoup plus localisé.

Le recul des côtes en milieu arctique est un phénomène complexe, caractérisé par l'interaction de divers processus. La récession de la ligne de rivage dépend directement de la proportion de glace de sol dans les formations superficielles et de l'énergie des vagues, et serait aussi affectée par l'action de la glace de mer à la surface de la plateforme continentale peu profonde. Cette combinaison unique d'agents d'érosion fait de la zone côtière en milieu arctique un environnement tout à fait original en géomorphologie littorale.

Remerciements

Cette étude a été financée par le Centre océanographique de Bedford (Commission géologique du Canada). Je remercie P.W. Barnes, B. Chapman, E. Kempema et A. McLean pour leur aide à bord du Karluk. Les données recueillies par le Service Hydrographique du Canada nous ont été aimablement communiquées par D. Dobson et D. English. Cet article a bénéficié de fructueux échanges et discussions avec P.W. Barnes, P.R. Hill, et E. Reimnitz. Je remercie aussi D.L. Forbes et M.-H. Ruz pour leur lecture critique d'une première version du manuscrit.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Barnes, P.W. et Reimnitz, E. 1974. Sedimentary processes on arctic shelves off the northern coast of Alaska. In: J.C. Reed et J.E. Sater (Eds.), The Coast and Shelf of the Beaufort Sea, Arctic Institute of North America, Arlington, Virginia, p.439-476.
- Barnes, P.W. et Reimnitz, E. 1979. Ice gouge obliteration and sediment redistribution event - 1977-1978, Beaufort Sea, Alaska. U.S. Geological Survey Open-File, Report 79-848, 22 p.
- Barnes, P.W. et E. Reimnitz. 1988. Construction of an Arctic barrier island by alternating sea-ice pileup and overwash. In: J.P. Galloway et T.D. Hamilton (Eds.), Geologic studies in Alaska by the U.S. Geological Survey during 1987. U.S. Geological Survey Circular 1016, p.180-182.
- Barnes, P.W. et Rearic, D.M. 1985. Rates of sediment disruption as determined from characteristics of dated ice gouges created since 1975 on the inner shelf of the Beaufort Sea, Alaska. U.S. Geological Survey Open File, Report 85-463, 35 p.
- Barnes, P.W., Reimnitz, E. et Fox, D. 1982. Ice rafting of fine grained sediment, a sorting and transport mechanism, Beaufort Sea Alaska. J. Sediment. Petrol., 52, p.493-502.
- Barnes, P.W., Rearic, D.M. et Reimnitz, E. 1984. Ice gouging characteristics and processes. In: P.W. Barnes, D.M. Schell et E. Reimnitz (Eds.), The Alaskan Beaufort Sea: Ecosystems and Environments, Academic Press, Orlando, p.185-212.
- Barnes, P.W., Asbury, J.L., Rearic, D.M. et Ross, C.R. 1987. Ice erosion of a sea-floor knickpoint at the inner edge of the stamukhi zone, Beaufort Sea, Alaska. Mar. Geol., 76, p.207-222.
- Blasco, S.M. 1984. A perspective on the distribution of subsea permafrost on the Canadian Beaufort Continental Shelf. 4th International Conference on Permafrost, Fairbanks (Alaska), July 1983, p.83-86.
- Brown, R.J.E. et Kupsch, W.O. 1974. Permafrost terminology. National Research Council of Canada, Ottawa, Tech. Memo. No. 111.
- Bruun, P. 1962. Sea-level rise as a cause of shore erosion. J. Waterways and Harbors Divis. 88, p.117-130.

- Dallimore, S.R., Kurfurst, P.J. et Hunter, J.A.M. 1988. Geotechnical and geothermal conditions of near-shore sediments, southern Beaufort Sea, Northwest Territories, Canada. Proc. 5th International Conference on Permafrost, Trondheim, Norway, p.127-131.
- Davidson-Arnott, R.G.D. et Askin, R.W. 1980. Factors controlling erosion of the nearshore profile in overconsolidated till, Grimsby, Lake Ontario. Proc. Can. Coast. Conf. 1980, National Research Council Canada, Ottawa (Ontario), p.185-199.
- Forbes, D.L. 1980. Late-Quaternary sea levels in the southern Beaufort Sea. Geological Survey of Canada, Current Research, Paper 80-1B, p.75-87.
- Forbes, D.L. 1981. Babbage River delta and lagoon: hydrology and sedimentology of an arctic estuarine system. Thèse Ph.D., University of British Columbia, Vancouver, 554 p.
- Forbes, D.L. et Fobel, D. 1985. Coastal erosion and sedimentation in the Canadian Beaufort Sea. Geological Survey of Canada, Current Research, Paper 85-1B, p.69-80.
- French, H.M. 1974. Active thermokarst processes, eastern Banks Island, Western Canadian Arctic. Can. J. Earth Sci., 11, p.785-794.
- Harper, J.R. et Penland, S. 1982. Beaufort Sea sediment dynamics. Rapport technique de Woodward-Clyde Consultants, Victoria, B.C. pour la Commission géologique du Canada, 125 p.
- Harper, J.R., Reimer, P.D., et Collins, A.D. 1985. Canadian Beaufort Sea physical shore-zone analysis. Rapport technique de Dobrocky Seatech Ltd, Victoria, B.C. pour le Ministère des Affaires Indiennes et du Nord du Canada et pour la Commission géologique du Canada, 105 p.
- Harper, J.R., Henry, R.F. et Stewart, G.G. 1988. Maximum storm surges elevations in the Tuktoyaktuk region of the Canadian Beaufort Sea. Arctic, 41, p.48-52.
- Harry, D.G. 1985. Ground ice slumps, Beaufort Sea coast, Yukon Territory. 14th Arctic Workshop, Arctic Land-Sea Interaction, Abstracts, Bedford Institute of Oceanography, Dartmouth, p.115-117.
- Héquette, A. (sous presse): L'action de la glace de mer sur les fonds sédimentaires pré littoraux de la Mer de Beaufort canadienne. Bull. Centre Géomorph. CNRS, Caen.
- Héquette, A. et Barnes, P.W. (sous presse): Coastal retreat and shoreface profile variations in the

Canadian Beaufort Sea. Mar. Geol.

- Héquette, A. et Hill, P.W. (soumis pour publication): Late Quaternary seismo-stratigraphy of the inner shelf seaward of the Tuktoyaktuk Peninsula, Canadian Beaufort Sea. Can. J. Earth Sci.
- Hill, P.R., Mudie, P.J., Moran, K., et Blasco, S.M. 1985. A sea-level curve for the Canadian Beaufort Shelf. Can. J. Earth Sci., 22, p.1383-1393.
- Hunter, J.A., Judge, A.S., Macaulay, H.A., Good, R.L., Gagne, R.M. et Burns, R.A. 1976. The occurrence of permafrost and frozen sub-seabottom materials in the southern Beaufort Sea. Beaufort Sea Project, Tech. Rep. 22,
- Inman, D.L. et Rusnack, G.A. 1956. Changes in sand level on the beach and shelf at La Jolla, California. Beach Erosion Board, U.S. Army Corps Eng., Tech. Memo 82, p.1-30.
- Johnson, D. (1919). Shore processes and shoreline development. Wiley, New York.
- Kobayashi, N., Vivatrat, V., Madsen, O.S. et Boaz, I.B. 1981. Erosion prediction for exploration and production structures in the Arctic. 13th Annual Offshore Technology Conference, Houston, OTC Paper No 4114, p.459-472.
- Kovaks, A. et Mellor, M. 1974. Sea ice morphology and ice as a geological agent in the southern Beaufort Sea. In: J.C. Reed et J.E. Sater (Eds.), The Coast and Shelf of the Beaufort Sea, Arctic Institute of North America, Arlington, Virginia, p.132-161.
- Kovaks, A. et Sodhi, D.S. 1980. Shore ice pile-up and ride-up: field observations, models, theoretical analysis. Cold Reg. Sci. Tech., 2, p.209-288.
- Lewis, C.P. 1975. Sediments and sedimentary processes, Yukon-Beaufort Sea coast. Geological Survey of Canada, Current Research, Paper 75-1B, p.165-170.
- Lewis, C.P. et Forbes, D.L. 1975. Coastal sedimentary processes and sediments, southern Canadian Beaufort Sea. Environment Canada, Beaufort Sea Project, Tech. Rept. 24, 68 p.
- Mackay, J.R. 1963. Notes on the shoreline recession along the coast of the Yukon Territory. Arctic, 16, p.195-197.
- Mackay, J.R. 1966. Segregated epigenic ice and slumps in permafrost, Mackenzie Delta area, Northwest Territories. Geogr. Bull., 8, p.59-80.

- Mackay, J.R. 1971. The origin of massive icy beds in permafrost, western Arctic coast, Canada. Can. J. Earth Sci., 8, p.397-422.
- Mackay, J.R. 1972. Offshore permafrost and ground ice, southern Beaufort Sea, Canada. Can. J. Earth Sci., 9, p.1550-1561.
- Mackay, J.R. 1986. Fifty years (1935 to 1985) of coastal retreat west of Tuktoyaktuk, District of Mackenzie. Geological Survey of Canada, Current Research, Paper 86-1A, p.727-735.
- McDonald, B.C. et Lewis, C.P. 1973. Geomorphic and sedimentological processes of rivers and coast, Yukon coastal plain. Canada Environmental Social Committee, Northern Pipelines, Task Force on Northern Oil Development, Report 73-39, 245 p.
- McLaren, P. 1982. The coastal morphology, sedimentology and processes of eastern Melville and western Byam Martin Islands, Canadian Arctic Archipelago. Geological Survey of Canada, Bulletin 333, 39 p.
- McRoberts, E.C. et Morgenstern, N.R. 1974. The stability of thawing slopes. Can. Geotech. Journ., 11, p.447-469.
- O'Connor, M.J. 1984. Distribution and occurrence of frozen subseabottom sediments: A comparison of geotechnical and shallow seismic evidence from the Canadian Beaufort Sea. Rapport technique de M.J. O'Connor and Ass. Ltd. pour la Commission géologique du Canada, 103 p.
- Owens, E.H. et McCann, S.B. 1972. The role of ice in an arctic beach environment, with special reference to Cape Ricketts, southwest Devon Island, N.W.T., Canada. Amer. Jour. Sci., 268, p.397-414.
- Pinchin, B.M., Nairn, R.B., et Philpott, K.L. 1985. Beaufort Sea Coastal Sediment Study: Numerical estimation of sediment transport and nearshore profile adjustment at coastal sites in the Canadian Beaufort Sea. Geological Survey of Canada, Open File 1259, 712 p.
- Rampton, V.N. 1982. Quaternary geology of the Yukon Coastal Plain. Geological Survey of Canada, Bulletin 317, 49 p.
- Rampton, V.N. 1988. Quaternary Geology of the Tuktoyaktuk Coastlands, Northwest Territories. Geological Survey of Canada Memoir 423, 98 p.

- Rampton, V.N. et Mackay, J.R. 1971. Massive ice and icy sediments throughout the Tuktoyaktuk Peninsula, Richards Island, and nearby areas, District of Mackenzie. Geological Survey of Canada, Paper 71-21, 16 p.
- Rampton, V.N. et Bouchard, M. 1975. Surficial geology of Tuktoyaktuk, District of Mackenzie. Geological Survey of Canada, Paper 74-53, 17 p.
- Rearic, D.M. 1986. Estimates of energy expenditure on the seafloor by sea ice using recent ice gouge recurrence rate studies from the Alaskan Beaufort Sea. In: Proc. 5th Int. Symp. Offshore Mech. Arctic Eng., Amer. Soc. Mech. Eng., Tokyo, 13-17 avril 1986, p.589-592.
- Rearic, D.M., Reimnitz, E. et Barnes, P.W. (sous presse): Bulldozing and resuspension of shallow-shelf sediment by ice keels: implications for arctic sediment transport. Mar. Geol.
- Reimnitz, E. et Barnes, P.W. 1974. Sea ice as a geologic agent on the Beaufort Sea shelf of Alaska. In: J.C. Reed et J.E. Sater (Eds.), The Coast and Shelf of the Beaufort Sea, Arctic Institute of North America, Arlington, Virginia, p.301-353.
- Reimnitz, E. et Barnes, P.W. 1987. Sea-ice influence on arctic coastal retreat. In: N.C. Kraus (Ed.), Coastal Sediments 87, New Orleans, LA, vol. II, p.1578-1591.
- Reimnitz, E. et Barnes, P.W. 1988. Evidence for sea-ice impact on Icy Reef. In: J.P. Galloway et T.D. Hamilton (Eds.), Geologic studies in Alaska by the U.S. Geological Survey during 1987. U.S. Geological Survey Circular 1016, p.190-192.
- Reimnitz, E. et Kempema, E.W. 1982. Dynamic ice-wallow relief in northern Alaska's nearshore. J. Sediment. Petrol., 52, p.451-462.
- Reimnitz, E., Barnes, P.W. et Alpha, E. 1973. U.S. Geological Survey Miscellaneous Field Studies, Map MF-532.
- Reimnitz, E., Graves, S.M. et Barnes, P.W. 1988. Beaufort Sea coastal erosion, sediment flux, shoreline evolution, and the erosional shelf profile. U.S. Geological Survey Map I-1182-G, 22 p.
- Reimnitz, E., Kempema, E.W. et Barnes, P.W. 1987. Anchor ice, seabed freezing, and sediment dynamics in shallow Arctic Seas. J. Geophys. Res., 92, p.14671-14678.
- Reimnitz, E., Toimil, L.J. et Barnes, P.W. 1978. Arctic continental shelf morphology related to

- sea-ice zonation, Beaufort Sea, Alaska. Mar. Geol., 28:179-210.
- Rex, R.W. 1955: Microrelief produced by sea ice grounding in the Chukchi Sea near Barrow, Alaska. Arctic, 8, p.177-186.
- Ruz, M.H., Héquette, A. et Hill, P.R. (en préparation). A model of coastal evolution in a transgressed thermokarst topography, Canadian Beaufort Sea.
- Schwartz, M.L. 1967. The Bruun theory of sea level rise as a cause of shore erosion. J. Geol., 75, p.76-91.
- Sellman, P.V., Brown, J., Lewellen, R.I., McKim, H., et Merry, C. 1975. The classification and geomorphic implications of thaw lakes on the Arctic coastal plain, Alaska. U.S. Army Corps of Eng., Cold Reg. Res. Eng. Lab., Hanover, NH, 22 p.
- Shapiro, L.H., Metzner, R.C., Hanson, A. et Johnson, J.B. 1984. Fast ice sheet deformation during ice-push and shore ride-up. In: P.W. Barnes, D.M. Schell et E. Reimnitz (Eds.), The Alaskan Beaufort Sea: Ecosystems and Environments, Academic Press, Orlando, p.137-157.
- Short, A.D. et Hesp, P.A. 1982. Wave, beach and dune interactions in southeastern Australia. Mar. Geol., 48, p.259-284.
- Spedding, L.G. 1983. A large landfast ice movement. Proc. 7th Intern. Conf. on Port and Ocean Eng. under Arctic Conditions, Helsinki, vol. 3, p.203-213.
- Swift, D.J.P. 1975. Barrier-island genesis: evidence from the Central Atlantic Shelf, eastern U.S.A. Sediment. Geol., 14, p.1-43.
- Swift, D.J.P. 1976. Coastal Sedimentation. In: D.J. Stanley et D.J.P. Swift (Eds.), Marine Sediment Transport and Environmental Management, Wiley, New York, p.255-310.
- Vilks, G., Wagner, F.J.E. et Pelletier, B.R. 1979. The Holocene marine environment of the Beaufort Shelf. Geological Survey of Canada Bulletin 303, 43 p.
- Wright, L.D., Chappell, J., Thom, B.G., Bradshaw, M.P. et Cowell, P. 1979. Morpho-dynamics of reflective and dissipative beach and inshore systems: southeastern Australia. Mar. Geol., 32, p.105-140.

LÉGENDES DES FIGURES

Fig. 1. Carte de localisation du terrain d'étude et des profils bathymétriques.

Location map of the study area showing the bathymetric transect locations.

Fig. 2. Comparaison de la bathymétrie en 1971 et en 1987 le long du profil 35.

Comparison of 1987 and 1971 bathymetry along transect 35.

Fig. 3. Comparaison de la bathymétrie en 1971 et en 1987 le long du profil 40.

Comparison of 1987 and 1971 bathymetry along transect 40.

Fig. 4. Enregistrements d'échosondeur et de sonar à balayage latéral montrant les tranchées et les crêtes glaciaires à 13,5 m de profondeur le long du profil 35. A cette profondeur, 75 à 80% de la surface du fond est affecté par la glace de mer.

Echosounder and side-scan sonar records showing ice scours in 13.5 m of water (transect 35).

At that depth, 75 to 80% of the seafloor is reworked by ice scours.

Fig. 5. Bloc-diagramme illustrant le processus de creusement des fonds meubles par la glace de mer (d'après E. Reimnitz et al., 1973).

Block diagram showing the process of ice-scouring on the seafloor (after E. Reimnitz et al., 1973).

Fig. 6. Illustrations schématiques des variations de l'énergie des vagues en fonction du recul de la ligne de rivage et des variations bathymétriques à l'avant-côte pendant une phase de stabilité ou de hausse du niveau marin. L'énergie des vagues au large est la même dans tous les cas et la dérive littorale est considérée comme étant égale dans un sens comme dans l'autre. Dans ces schémas, l'épaisseur de la tranche d'eau est le facteur principal contrôlant la conservation de

l'énergie des vagues.

A) Conservation de l'énergie des vagues lors d'une hausse du niveau marin (modifié d'après Bruun, 1962): A l'avant-côte, l'épaisseur de la tranche d'eau reste constante ($P_1 = P_2$); plus près de la côte, la profondeur reste constante ($p_1 = p_2$) à la même distance (d) de la nouvelle ligne de côte.

B) Diminution de l'énergie des vagues lors d'une phase de stabilité du niveau marin: Les profondeurs diminuent à l'avant-côte ($P_1 > P_2$), ce qui provoque une diminution de l'énergie des vagues, une plus faible érosion près du rivage et un amoindrissement des profondeurs ($p_1 > p_2$).

C) Conservation de l'énergie des vagues par recul du profil sous-marin lors d'une phase de stabilité du niveau marin: Les profondeurs restent constantes dans le bas du profil ($P_1 = P_2$) car il y a érosion ou non-déposition; dans ce cas, les vagues peuvent continuer d'éroder efficacement le haut du profil et de maintenir les mêmes profondeurs à la même distance de la côte ($p_1 = p_2$).

Schematic illustration of wave energy variations as a function of coastline retreat and bathymetric changes on the shoreface with a rising or a stable sea level. The deep-water wave energy is the same in all cases and the longshore drift is assumed to be equal in both directions. In these schematic models, the water depth is the major factor controlling the dissipation of wave energy.

A) Preservation of wave energy during a sea level rise (modified after Bruun, 1962): On the lower shoreface, the water depth remains constant ($P_1 = P_2$); on the higher shoreface, the water depth remains the same ($p_1 = p_2$) at the same distance (d) from the new coastline.

B) Decrease in wave energy during a phase of sea level stability: Water depths decrease on the

lower shoreface ($P_1 > P_2$) resulting in wave energy reduction, less erosion near the coast, and decreasing water depths on the higher shoreface ($p_1 > p_2$).

C) Preservation of wave energy by shoreface retreat during a phase of sea level stability: Water depths remain constant on the lower shoreface ($P_1 = P_2$) because of erosion or sediment by-passing; in this case, waves can continue to erode effectively the higher part of the profile and maintain the same water depth at the same distance from the new coastline ($p_1 = p_2$).

Fig. 7. Modèle conceptuel illustrant les processus d'érosion et de sédimentation dans la zone côtière de la Mer de Beaufort canadienne.

Conceptual model showing the processes of erosion and sedimentation in the coastal zone of the Candian Beaufort Sea.

LÉGENDES DES PHOTOGRAPHIES

Photo. 1. Falaise de glace massive recouverte de sables moyens sur la côte de la Péninsule de Tuktoyaktuk. La hauteur de la falaise est d'environ 6 m.

Cliff composed of massive ice overlain by medium-grained sands along the Tuktoyaktuk Peninsula coast. Cliff height is approximately 6 m.

Photo. 2. Erosion de falaise à haute proportion de glace de sol par détachement de blocs, Péninsule de Tuktoyaktuk. Notez l'encoche de thermo-érosion à la base de la falaise (indiquée par la flèche). La personne au bord de la falaise donne l'échelle.

Erosion of an ice-rich cliff by block slumping, Tuktoyaktuk Peninsula. Note the thermo-erosional niche at the base of the cliff (shown by arrow). Person at the edge of the cliff for scale.

Photo. 3. Coulée régressive de dégel affectant une falaise sur la côte du Yukon.

Retrogressive thaw flow slide on a cliff along the Yukon coast.

Photo. 4. Enregistrement de sonar à balayage latéral montrant des tranchées glaciaires remaniés par les vagues et les courants à 12 m de profondeur le long du profil 35.

Side-scan sonar record showing ice scours reworked by waves and currents in 12 m of water (transect 35).

Photo. 5. Empilement de glace à l'avant-plage de la Pointe Atkinson, à une profondeur de 6.6 m.

La personne au sommet de la crête de glace donne l'échelle.

Ice pile-up off Atkinson Point, immobilized in water depth of 6.6 m. The person on the crest of the pile-up gives the scale.

L'action de la glace de mer sur les fonds sédimentaires pré littoraux de la Mer de Beaufort canadienne

Arnaud Héquette, Commission géologique du Canada, Institut océanographique de Bedford, C.P. 1006, Dartmouth, Nouvelle-Ecosse, B2Y 4A2, Canada.

Abstract: The Canadian Beaufort Sea is completely ice-covered during the winter months. During that period, the keels of sea-ice pressure ridges interact with the seafloor on the inner shelf, scouring the bottom and reworking the sediment. Considerable ice-induced erosion (up to 1 m over 16 years) occurred at one coastal site in water depths of 12 to 15 m, and ice-push accretion took place between 5 and 9 m of water.

Introduction

La plateforme continentale de la Mer de Beaufort canadienne s'abaisse très doucement vers le large jusqu'à une profondeur de 70 m. Des boues marines recouvrent la partie centrale et externe de la plateforme (Vilks *et al.*, 1979) alors qu'en deçà de l'isobathe de 10 m, les sables peuvent être abondants. Le fleuve Mackenzie fournit approximativement 150×10^6 tonnes de sédiments terrigènes par an, principalement des limons et des argiles, et serait la source majeure de sédiments fins déposés sur la plateforme depuis le début de la transgression postglaciaire, vers 15 000 ans B.P. (Hill *et al.*, 1985). La Mer de Beaufort canadienne est couverte par la banquise pendant près de 9 mois par an. Des crêtes de pression glacielle entrent en contact avec les fonds meubles de la partie interne de la plateforme continentale, modèlent la morphologie sous-marine superficielle et influencent la dynamique sédimentaire. Dans cet article, les variations bathymétriques à l'avant-côte et les processus qui s'exercent sur les fonds sédimentaires peu profonds (<15 m) sont examinés.

Caractéristiques de la banquise côtière en Mer de Beaufort

La période d'eau libre dure, en moyenne, de juillet à octobre quoique de la glace de dérive soit parfois présente. La banquise côtière (*fast-ice*) commence à se former en octobre et ne s'immobilise que progressivement pendant la période d'engel. Des poussées glacielles responsables d'empilements de glace dans la zone côtière (*ice pile-up*) peuvent se produire à cette époque de l'année. Par la suite, la banquise côtière devient stable et est habituellement immobile pendant 6 à 9 mois, tout dépendant des années. La banquise côtière est constituée de glace de l'année, déformée ou non, souvent en contact avec le fond (Kovacs et Mellor, 1974). Vers le large, sa limite externe est composée d'imposantes crêtes de pression glacielle dont les quilles forment des points d'ancrages à des profondeurs comprises entre 10 et 25 m (Reimnitz *et al.*, 1978), bien que de telles crêtes de glace en contact avec le fond puissent être présentes jusqu'à une cinquantaine de mètres de profondeur (Barnes *et al.*, 1984). La débâcle se produit de juin à la mi-juillet avec la détérioration de la banquise côtière. Les vents, les vagues et les courants, peuvent alors induire des mouvements de glace brisée vers le rivage, parfois responsables d'accumulation importante de sédiments sur les plages.

L'influence de la glace de mer sur la morphologie sous-marine et la dynamique sédimentaire à l'avant-côte

En septembre 1987, deux profils bathymétriques ont été levés, perpendiculairement à la côte de la Péninsule de Tuktoyaktuk (Fig. 1), au large d'un site côtier ayant reculé de plus de 55 m entre 1950 et 1971 (Héquette et Barnes, sous presse). Nos données bathymétriques ont été comparées, après avoir été ajustées au zéro des cartes marines, aux enregistrements recueillis en 1971 par le Service Hydrographique du Canada.

Le transect 35 (Fig. 1) s'étend vers le large sur une distance de 15 km. Depuis 1971, érosion et accumulation ont affecté ce profil sous-marin. Entre 12 et 15 m de profondeur, près de 1 m du substrat sablo-vaseux a été érodé, alors qu'entre 5 et 10 m s'est produite une accumulation de matériel pouvant atteindre 80 cm. Le profil 40 montre également une accumulation sensible à une profondeur similaire, mais en deçà de l'isobathe de 5 m, le profil a été érodé. Il est difficile d'expliquer une telle érosion du fond marin, entre 12 et 15 m de profondeur, uniquement par l'énergie des vagues. Les plateformes continentales des régions tempérées sont en général caractérisées par une mobilité sédimentaire beaucoup moins importante à de telles profondeurs, bien que l'énergie des vagues s'exerce toute l'année. Par conséquent, d'autres facteurs sont nécessaires pour expliquer l'érosion qui a affectée ce profil depuis 1971.

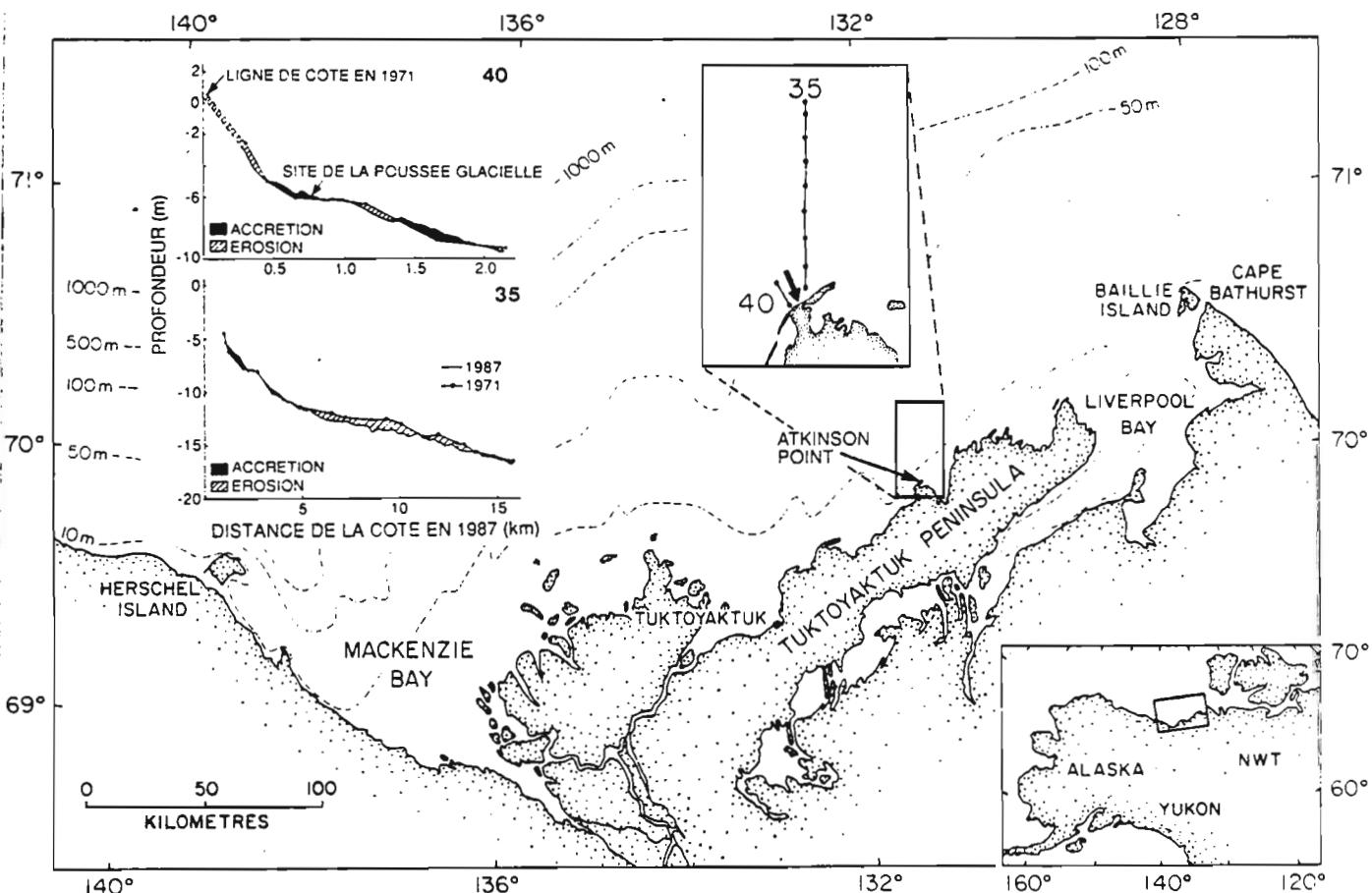


Fig. 1. Localisation du secteur d'étude (en cartouches, profils bathymétriques).

Les enregistrements d'échosondeur et de sonar latéral ont révélé que l'action de la glace de mer sur le fond atteignait son intensité maximum entre -12 et -15 m. A ces profondeurs, les glaces creusent des tranchées pouvant atteindre plus de 2 m de profondeur et produisent des rides latérales dépassant parfois 1,5 m de hauteur. Toujours aux mêmes profondeurs, les données de sonar latéral indiquent qu'entre 50 et 75 % de la surface du fond marin a été récemment affecté par les glaces. Les glaces, en creusant les fonds meubles, entraînent avec elles des sédiments de toutes tailles et remettent en suspension les sédiments fins. En plus de l'énergie mécanique transmise par les glaces sur le fond, une intensification des courants se produit à proximité des quilles affouillant la surface de la plateforme. Ceci provoque une remobilisation des sédiments fins qui peuvent ensuite être transportés en suspension sur des distances considérables. Il a été montré que de tels processus induisent un remaniement complet de la couche superficielle des sédiments de la partie interne de la plateforme continentale (Reimnitz et Barnes, 1974). Faute de pouvoir s'expliquer uniquement en termes de processus hydrauliques, l'érosion du profil entre -12 et -15 m peut donc en grande partie se comprendre en faisant intervenir des processus glaciels.

L'aggradation mesurée entre 5 et 10 m de profondeur peut aussi être liée à l'action de la glace de mer. Cette zone d'accrétion est visible avec plus de détail sur le profil 40, situé à l'ouest du profil 35 (Fig. 1). Les volumes d'érosion et d'accumulation entre 1971 et 1987 ont été calculés le long de ce profil, à partir de leur surface en coupe, en prenant en considération un couloir de 1 m de largeur. Le volume de sédiments érodés sur la pente sous-marine a été estimé à 255 m^3 par metre de largeur, alors que le volume d'accrétion est de $290 \text{ m}^3/\text{m}$. En ajoutant les $85 \text{ m}^3/\text{m}$ issus de l'érosion des falaises, le volume total érodé se chiffre à $340 \text{ m}^3/\text{m}$. Généralement, le long d'une côte en cours de recul, les sédiments littoraux sont transférés vers le large lors des tempêtes et s'accumulent à l'avant-côte. Toutefois, à la Pointe Atkinson, en raison d'une forte dérive littorale ayant la capacité de transporter plus de 10 fois le volume de sédiments fournis par l'érosion littorale (Héquette et Barnes, sous presse), la majeure partie de ces matériaux est probablement transportée le long de la côte plutôt que transférée vers le large. De ce fait, le volume accumulé entre -5 et -10 m apparaît plus important que le volume de sédiments pouvant provenir de la côte et de l'avant-côte et, par conséquent, une autre source de sédiments doit être invoquée. En juin 1987, une crête de poussée glacielle de grande ampleur a été observée à cet endroit, immobilisée à environ 6 m de profondeur. Cette crête, formée d'un empilement de blocs de glace, s'élevait à plus de 12 m au-dessus de la surface de la banquise adjacente. Lors de la formation de la crête, la glace a raclé le fond et poussé devant elle le matériel pris en charge. Certains des blocs de glace ayant été en contact avec le fond et chargés en sédiments étaient visibles au sommet de l'empilement. Bien que se produisant plus rarement que les processus de creusement par les glaces, il est reconnu que les poussées glacielles peuvent transporter des volumes de sédiments beaucoup plus considérables (Kovacs et Sodhi, 1980). La poussée glacielle qui s'est produite à proximité de la Pointe Atkinson n'est probablement pas entièrement responsable de l'accumulation constatée entre -5 et -10 m, mais elle a vraisemblablement contribué de façon significative à l'apport de sédiments.

Conclusion

La glace de mer, en entrant en contact avec les fonds meubles de la partie interne de la plateforme continentale de la Mer de Beaufort, influence de plusieurs façons la mobilité sédimentaire. En creusant la surface de la plateforme, les glaces transportent directement des sédiments pris en charge par contact avec la glace ou en poussant du matériel au devant d'elles. L'affouillement des glaces sur le fond provoque également la remise en suspension des sédiments fins, ce qui, conjugué à l'intensification des courants qui se produit à proximité des quilles de glace, accroît la concentration de sédiments dans la colonne d'eau et favorise ainsi le transport sédimentaire. Le creusement par les glaces peut provoquer une érosion rapide et importante des fonds sédimentaires, particulièrement à des

profondeurs comprises entre 12 et 15 m selon cette étude. Des poussées glacielles peuvent également être à l'origine d'une accumulation de matériel vers la côte. Bien qu'il soit encore difficile de quantifier de façon précise les effets de ces processus zonaux sur la dynamique sédimentaire des plateformes continentales des régions arctiques, il est évident qu'ils participent de façon importante à la mobilisation et au transport du matériel.

Remerciements: les remarques et suggestions de D.L. Forbes, M.H. Ruz et R.B. Taylor ont contribué à améliorer cet article.

Références bibliographiques

- Barnes, P.W., Rearic, D.M. et Reimnitz, E. 1984. Ice gouging characteristics and processes. In: P.W. Barnes, D.M. Schell et E. Reimnitz (Eds.), *The Alaskan Beaufort Sea: Ecosystems and Environments*, Academic Press, Orlando, p.185-212.
- Héquette, A. et Barnes, P.W. (sous presse). Coastal retreat and shoreface profile variations in the Canadian Beaufort Sea. *Marine Geology*.
- Hill, P.R., Mudie, P.J., Moran, K., et Blasco, S.M. 1985. A sea-level curve for the Canadian Beaufort Shelf. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 22, p.1383-1393.
- Kovacs, A. et Mellor, M. 1974. Sea ice morphology and ice as a geological agent in the southern Beaufort Sea. In: J.C. Reed et J.E. Sater (Eds.), *The Coast and Shelf of the Beaufort Sea*, Arctic Institute of North America, Arlington, Virginia, p.132-161.
- Kovacs, A. et Sodhi, D.S. 1980. Shore ice pile-up and ride-up: field observations, models, theoretical analysis. *Cold Regions Science and Technology*, 2, p.209-288.
- Reimnitz, E. et Barnes, P.W. 1974. Sea ice as a geologic agent on the Beaufort Sea shelf of Alaska. In: J.C. Reed et J.E. Sater (Eds.), *The Coast and Shelf of the Beaufort Sea*, Arctic Institute of North America, Arlington, Virginia, p.301-353.
- Reimnitz, E., Toimil, L.J. et Barnes, P.W. 1978. Arctic continental shelf morphology related to sea-ice zonation, Beaufort Sea, Alaska. *Marine Geology*, 28, p.179-210.
- Vilks, G., Wagner, F.J.E. et Pelletier, B.R. 1979. *The Holocene marine environment of the Beaufort Shelf*. Geological Survey of Canada Bulletin 303, 43 p.

APPENDIX II: SPITSBERGEN MANUSCRIPTS

VUES RECENTES SUR L'EVOLUTION
DU SVALBARD AU QUATERNAIER

par ARNAUD HEQUETTE*

2 septembre 1988

(*) UA 904 du CNRS

Département de géographie
Université de Bretagne Occidentale
B.P. 814, 29285 BREST Cedex

Adresse actuelle:

Commission géologique du Canada
Centre géoscientifique de l'Atlantique
C.P. 1006, DARTMOUTH, Nouvelle-Ecosse
B2Y 4A2, Canada

RESUME:

D'après les résultats des recherches récentes menées sur le Quaternaire du Svalbard, l'auteur examine les nouveaux développements et les hypothèses concernant la reconstitution chronologique des principaux événements glaciaires et marins pendant le Pléistocène supérieur et l'Holocène. L'état des connaissances a beaucoup progressé ces dernières années, particulièrement en ce qui a trait à la glaciation weichsélienne. L'extension glaciaire weichsélienne fut beaucoup moins étendue qu'on ne le pensait auparavant, et de nombreuses régions côtières de l'ouest du Spitsberg furent libres de glace pendant le Weichsel supérieur. On connaît maintenant l'existence de dépôts marins datant d'un interstade weichsélien. Le soulèvement glacio-isostatique postglaciaire est terminé dans la plupart des régions, et les côtes de l'archipel seraient même actuellement soumises à une transgression marine.

ABSTRACT:

According to recent investigations carried out in Svalbard, the author reviews the results and hypotheses on the glacial chronology and the relative sea level history during the Late Pleistocene and the Holocene. Our knowledge concerning the Late Quaternary history of the Svalbard archipelago was greatly improved during the last few years, especially on the Weichselian glaciation. This glaciation was less extensive than previously assumed, since many areas were ice-free on the west coast of

Spitsbergen in Late Weichselian times. The occurrence of Weichselian interstadial marine deposits is well known in many parts of Svalbard. The post-glacial glacio-isostatic uplift is now stopped in almost all areas of the archipelago and it seems that a marine transgression is presently in progress on Svalbard coasts.

I. INTRODUCTION

Le Svalbard est un archipel dont les principales îles, Spitsberg, Nordaustlandet, Kong Karls Land, Barentsøya et Edgeøya (fig.1) émergent d'une plateforme de 100 à 200 m de profondeur qui, vers le sud, s'étend jusqu'à la Norvège. Les premières recherches sur le Quaternaire du Svalbard débutèrent pendant la deuxième moitié du XIX^e siècle. Dès cette époque, A. Nordenskiöld (1876) exprimait une opinion selon laquelle une couverture de glace beaucoup plus grande avait recouvert l'archipel dans le passé, comme l'indiquaient les roches polies avec stries glaciaires, les blocs erratiques sur les plateaux ou les montagnes et les vallées et les cirques surdimensionnés par rapport aux glaciers actuels.

On a cru pendant longtemps que les seuls dépôts que l'on pouvait trouver au Svalbard étaient ceux de la dernière glaciation, recouverts de sédiments holocènes, car cette glaciation aurait effacé et détruit les dépôts antérieurs. Cependant, l'obtention de datations absolues à l'aide du carbone 14 a démontré l'existence de dépôts plus anciens. La première évidence de dépôts marins pléistocènes a été obtenue par W. Blake (1961a) au Nordaustlandet. Depuis, de nombreuses recherches ont été menées dans le but d'établir l'histoire des glaciations au Svalbard, et l'utilisation de nouvelles techniques de datation a grandement fait avancer la connaissance sur ce sujet quoique de nombreuses incertitudes subsistent. La détermination de l'âge d'un échantillon organique par le carbone 14 présente en effet l'inconvénient de ne pouvoir

remonter dans le temps que jusqu'à 40 000 ans, encore que de nombreux auteurs considèrent même que la limite de fiabilité de cette technique n'excède pas 30 000 ans. Depuis quelques années, afin de pouvoir étendre les datations à des périodes plus anciennes, on a utilisé la méthode de thermoluminescence du quartz qui possède l'avantage de pouvoir dater des dépôts jusqu'à 10^6 années BP (L.S. Troitsky et al., 1979; J.M. Punning et L.S. Troitsky, 1981). L'utilisation de l'aminostратigraphie (amino acid geochronology) (G.S. Boulton et al., 1982; G.H. Miller, 1982) a permis de mettre en évidence l'existence de phases de dépôts jusqu'ici insoupçonnées, mais le peu de précisions des dates obtenues par cette méthode (les âges donnés sont compris dans une fourchette pouvant dépasser plusieurs centaines de milliers d'années) ne nous renseigne que de façon très approximative. Aussi, les dates attribuées aux différents événements quaternaires ne peuvent nous renseigner que dans les grandes lignes en ce qui concerne les épisodes les plus anciens. Toutefois, il est indéniable que l'état des connaissances sur le Quaternaire du Svalbard, particulièrement le Quaternaire récent, a beaucoup progressé ces dernières années et nous nous proposons d'effectuer dans cet article une mise au point sur le sujet.

II. LE PLEISTOCENE

Les dépôts et les formes glaciaires, visibles dans les zones aujourd'hui déglacées du Svalbard, attestent l'existence de glaciations considérablement plus importantes dans le passé. Selon

G.H. Miller (1982), le plus vieil épisode glaciaire dont il subsiste encore des traces pourrait dater de plusieurs millions d'années. Selon cet auteur qui a plus particulièrement travaillé en péninsule de Brøgger et à Prins Karls Forland, on pourrait dénombrer au moins quatre épisodes glaciaires majeurs depuis un million d'années, dont le dernier se situerait entre 91 000 et 260 000 BP, ainsi que quelques extensions glaciaires régionales, la dernière s'étant produite entre 40 000 et 130 000 BP. Il y aurait eu également quelques avancées glaciaires mineures à partir de cirques locaux.

1. LA PENULTIEME GLACIATION

Pour L.S. Troitsky (1981), la glaciation la plus importante ayant recouvert le Svalbard correspond à celle du Riss dans les Alpes ou de Saale de l'Europe du Nord. Des traces de cette glaciation, nommée "Stade de Billefjorden" (Billefjorden Stage) au Svalbard (D.V. Semevsky, 1967a; L.S. Troitsky et al., 1981; J. Mangerud et O. Salvigsen, 1984), sont visibles sous la forme d'un dépôt morainique (till) dans la coupe du Kapp Ekholt (Billefjorden, fig.1), dont il est souvent question dans la littérature, ainsi qu'en péninsule de Brøgger. Ce dépôt ayant un âge minimum de 110 000 ans (Tln-TL-29 et Tln-TL-32, L.S. Troitsky, et al., 1979), cet épisode froid a été corrélé avec le Riss supérieur par L.S. Troitsky (1981) bien qu'il s'agisse d'un âge quelque peu récent pour une glaciation rissienne. Ces résultats sont compatibles avec ceux de G.S. Boulton (1979) qui place un épisode glaciaire majeur

vers 80 000 - 120 000 BP. Cette glaciation serait responsable de l'érosion des affleurements rocheux, du façonnement des vallées et du surcreusement des fjords, ceux-ci toutefois ayant commencé à se former bien avant, lors d'une époque charnière Pliocène-Pléistocène pendant laquelle l'archipel fut soumis à un soulèvement néotectonique responsable de l'engendrement de failles et de fossés d'effondrement (D.V. Semevsky, 1967b, 1967c).

2. LE DERNIER INTERGLACIAIRE

La transgression marine ayant succédé à cette période glaciaire est appelée "Calypsobyen" au Svalbard (tab.1) et coïnciderait dans le temps avec la transgression éémienne de l'Europe du Nord. Elle est caractérisée par une faune représentative d'un climat relativement chaud (Mytilus edulis). Des sédiments de cette transgression, reposant sur le till du stade de Billefjorden et recouverts par un dépôt morainique plus récent, ont été datés dans la coupe du Kapp Ekholt et sur la rive sud de la péninsule de Brøgger de 70 000 à 95 000 BP (L.S. Troitsky et al., 1979). Ces dépôts ne se retrouvent pas à plus de 10-15 m au-dessus du niveau marin actuel, ce qui indiquerait un relèvement isostatique moins prononcé pendant cette période que pendant l'Holocène, ce qui semble curieux étant donné l'important inlandsis saalien qui aurait dû provoquer, après sa disparition, un réajustement glacio-isostatique de grande ampleur. Aussi D.V. Semevsky (1967c) et L.S. Troitsky (1981) concluent-ils que les mouvements verticaux des rivages au Svalbard ne peuvent s'expliquer

uniquement en fonction de phénomènes glacio-isostatiques, mais que la néotectonique joua sûrement un rôle important; une subsidence pendant cette période serait responsable de la position basse de ces dépôts.

3. LA DERNIERE GLACIATION

La période froide suivante, que l'on peut corréler avec le Weichsel, n'a pas eu une extension aussi grande que celle de Saale comme en témoignent des dépôts marins de la transgression antérieure, préservés le long des côtes de certains fjords du Spitsberg occidental. L'existence de ces dépôts non déformés atteste la moindre ampleur de la glaciation weichsélienne, ou au moins de la faible épaisseur des glaces comparativement à celles de la pénultième glaciation. Bien que l'extension des glaces ait été plus étendue que de nos jours, de vastes superficies ne furent pas englacées pendant cette époque dans l'ouest du Spitsberg. Les dates de l'extension maximale du Weichsel inférieur, nommé "Stade de Bellsund" (Bellsund Stage) au Svalbard (tab.1), restent cependant très approximatives et varient considérablement selon les auteurs. Dans cet article, tout comme O. Salvigsen et R. Nydal (1981) à la suite de J. Mangerud et al. (1974) et de J. Mangerud et B.E. Berglund (1978), nous avons adopté comme limites entre le Weichsel inférieur et le Weichsel moyen d'une part, et entre le Weichsel moyen et le Weichsel supérieur d'autre part, les dates de 50 000 BP et 25 000 BP.

a) Le ou les interstades weichséliens

Le Weichsel moyen aurait connu au moins un interstade, appelé "Kapp Layel interstadial" au Svalbard (L.S. Troitsky et al., 1979), qui correspondrait à l'interstade Upton-Warren en Angleterre (35 000 - 50 000 BP). Des dépôts de cette transgression marine ont été datés en de nombreux endroits au Spitsberg, par exemple: 47 000 BP (Tln-TL-31, L.S. Troitsky et al., 1979) et 46 300 $^{+2100}_{-1700}$ BP (T-4627, J. Mangerud et O. Salvigsen, 1984) en bordure du Billefjorden, 31 910 \pm 500 BP (Tln-251, J.M. Punning et al., 1979) sur la rive du Bellsund, 37 050 $^{+910}_{-420}$ BP (T-2099, O. Salvigsen, 1977) à Prins Karls Forland, 38 000 BP et 52 500 BP (Tln-TL-30 et Tln-TL-14, L.S. Troitsky et al., 1979) en péninsule de Brøgger, ou encore 43 340 $^{+1800}_{-1400}$ BP (T-2702, O. Salvigsen et R. Nydal, 1981) à Reinsdyrflya, près du Woodfjorden dans le nord du Spitsberg (fig.1).

Bien qu'il n'existe pas d'étude systématique des mollusques contenus dans les sédiments marins du Weichsel moyen, les espèces les plus représentées sont Mya truncata et Hiatella arctica ainsi que, dans une moindre mesure, Serripes groenlandicus, Chlamys islandica et Macoma calcarea, ce qui indique que le climat devait être alors similaire à l'actuel. Comme ces invertébrés marins ont proliféré un peu partout au Svalbard pendant le Weichsel moyen (O. Salvigsen et R. Nydal, 1981), que des bois flottés ont atteint les côtes de l'archipel et que des séries de crêtes de plage se sont

construites pendant cette période, il est évident qu'existaient des conditions d'eau libre, au moins partiellement. Ceci remet sérieusement en cause l'hypothèse d'une couverture de glace marine presque ininterrompue en Mer de Norvège et en Mer du Groënland, entre 115 000 et 11 000 BP, telle que formulée par T.B. Kellog (1976) et T.B. Kellog et al. (1978).

Les dépôts liés à un interstade weichsélien se situent généralement à des altitudes plus élevées que celles des niveaux éemien (Calypsobyen). J.Y. Landvik et O. Salvigsen (1985) font état d'un niveau interstadial à Gangdalen (Nordenskiöld Land, Spitsberg central), attesté par un dépôt proglaciaire (drift stratifié) entre deux dépôts morainiques, qui se serait construit alors que le niveau marin relatif était de 40 à 80 m supérieur au niveau actuel. Ce haut niveau marin serait expliqué par une dépression glacio-isostatique de la terre, toujours déprimée par le poids des glaces. L.S. Troitsky (1981) interprète de la même façon des dépôts marins datant d'au moins 25 000 BP, entre 80 et 90 m d'altitude, sur la côte occidentale du Spitsberg. Certains chercheurs font mention de dépôts littoraux à des altitudes encore plus élevées. De hautes surfaces d'abrasion avec des galets bien roulés à leur surface ont été identifiées jusqu'à 275 m d'altitude dans la région du Hornsund (A. Jahn, 1968) ou 234 m à Danskoya, dans le nord-ouest du Spitsberg (A. Moign, 1974), et interprétées comme dépôts littoraux. D'autres auteurs toutefois, comme O. Salvigsen et R. Nydal (1981), contestent le caractère marin de ces hauts dépôts dans lesquels, il est vrai, aucun organisme marin n'a

été trouvé, et suggèrent plutôt que ces galets ont été pris en charge et transportés par des glaciers pendant la première partie du Weichsel.

b) L'inlandsis de la Mer de Barents

En abordant maintenant le Weichsel supérieur, nous arrivons à une période au sujet de laquelle un débat a longtemps opposé bon nombre de chercheurs, discussion qui n'est d'ailleurs toujours pas close aujourd'hui. Une tendance soutient qu'un inlandsis de grande ampleur, dont le centre se situait sur la Mer de Barents actuelle (Barents Sea ice-sheet) au sud-est du Svalbard, aurait englobé l'archipel et les zones adjacentes en un immense couvert de glace contigu avec l'inlandsis fennoscandien vers 18 000 - 20 000 BP (V. Schytt et al., 1968; T. Hugues et al., 1977; M.G. Grosswald, 1980; B.G. Andersen, 1981). D'autres auteurs optent pour un inlandsis de moindre étendue, avec des calottes locales (O. Salvigsen, 1977, 1979; G.S. Boulton, 1979; L.S. Troitsky et al., 1979; G. Hoppe, 1981; O. Salvigsen et R. Nydal, 1981; L.S. Troitsky, 1981; G.S. Boulton et al., 1982; G.H. Miller, 1982; A. Guilcher et al., 1986). Les arguments de G.S. Boulton (1979) en faveur d'une Mer de Barents non englacée reposent principalement sur une réfutation des précédentes interprétations des sédiments subsuperficiels du fond de cette mer comme des matériaux morainiques (V.D. Dibner, 1968; D.D. Kvasov et A.I. Blazhchishin, 1978). Selon lui, le faciès de ces sédiments serait plutôt caractéristique d'un dépôt glaciomarin. Sans trop entrer dans les détails, signalons que dans la récente

mise au point sur ce sujet par A. Elverhøi et A. Solheim (1983), des arguments reposant sur des évidences sédimentologiques, stratigraphiques et topographiques soutiennent la thèse d'un inlandsis ayant recouvert la Mer de Barents, au moins une fois pendant le Pléistocène. Bien qu'ils réfutent l'idée d'un même inlandsis ayant englobé à la fois la Mer de Barents, la Fennoscandie et le Svalbard à la fin du Weichsel, ils suggèrent toutefois qu'à cette époque un inlandsis recouvrait l'est du Svalbard et le nord de la Mer de Barents.

Du fait de sa localisation, Kong Karls Land, petit archipel à l'est du Spitsberg (fig.1), a été au centre des discussions sur la présence ou l'absence d'un inlandsis commun Svalbard/Mer de Barents pendant le Weichsel supérieur. Dans cet archipel, la plus haute limite marine atteint 100 m d'altitude. G.S. Boulton (1979, p.48) avançant que les plus hautes plages soulevées, situées à plus de 67 m au-dessus du niveau de la mer, étaient très vieilles (>38 000 BP), soutenait que Kong Karls Land n'avait pas été enfoui sous un couvert de glace depuis au moins 40 000 ans, contrairement à l'opinion d'autres auteurs comme V. Schytt et al. (1968) ou G. Hoppe (1970, 1972). Les datations ^{14}C des plages soulevées les moins élevées avaient paradoxalement révélé une importante émergence tardい-holocène (V. Schytt et al., 1968). G.S. Boulton explique cette anomalie par une combinaison de facteurs glacio-isostatiques et/ou néotectoniques.

L'argumentation de G.S. Boulton repose en grande partie sur

une réavancée glaciaire vers 11 000 - 10 000 BP (till daté de 11 028 ± 440 BP (SRR-111, G.S. Boulton, 1979) à 9709 ± 90 BP (SSR-109, G.S. Boulton, 1979) dans la coupe du Kapp Ekhholm) qu'il nomme d'abord "Billefjorden Advance" (G.S. Boulton et M. Rhodes, 1974), puis "Billefjorden Stage" (G.S. Boulton, 1979), qui aurait particulièrement affecté l'est et le nord-est du Svalbard. Cette réavancée glaciaire aurait en un premier temps provoqué une dépression de l'écorce terrestre et retardé le soulèvement isostatique au début de l'Holocène, mais la disparition subséquente de ces glaces aurait ensuite induit une rapide émersion tardi-holocène. D'une part, l'âge du "Billefjorden Stage" de G.S. Boulton - qui il faut le dire a entraîné une confusion dans la littérature, car il ne correspond pas de toute évidence au "Billefjorden Stage" (d'âge saalien supérieur) introduit par D.V. Semevsky (1967a) - a récemment été contesté par J. Mangerud et O. Salvigsen (1984) qui, présentant plusieurs datations absolues dans le même dépôt daté par G.S. Boulton dans la coupe du Kapp Ekhholm, avancent un âge de plus de 33 000 ans. Aussi, J.M. Punning et L.S. Troitsky (in J. Mangerud et O. Salvigsen, 1984) proposent-ils de nommer "Stade de Kongsfjorden" la récurrence froide qui correspondrait à ce dépôt glaciaire qu'ils considèrent comme datant du milieu du Weichsel, l'appellation "Stade de Billefjorden" devant être réservée au seul till fini-saaalien. D'autre part, les investigations récentes de O. Salvigsen (1981) à Kong Karls Land ont révélé que toutes les plages soulevées jusqu'à 100 m d'altitude sont holocènes. Le taux d'émersion pendant le premier millénaire de l'Holocène dépassait 4 ^m/siècle, puis a diminué de façon constante

jusqu'à 0,3 m/siècle pendant le dernier millénaire. Pour O. Salvigsen, ce taux de soulèvement extrême, surtout au début de l'Holocène, reflète de façon évidente la présence d'une importante masse de glace sur Kong Karls Land pendant la phase finale du Weichsel. Les résultats obtenus au Nordaustlandet (O. Salvigsen, 1978; A. Häggbom, 1982) et à l'île Hopen (G. Hoppe et al., 1969), au sud-est du Spitsberg, démontrent là aussi l'existence d'un inlandsis tardi-weichsélien, additionnés aux observations sur Kong Karls Land, suggèrent fortement que l'est du Svalbard et au moins le nord de la Mer de Barents ont été soumis à un inlandsis tardi-glaciaire commun.

Toutefois, à la même époque, l'ouest et le nord-ouest du Spitsberg ne connurent que des calottes locales limitées et de vastes régions côtières furent libres de glace (D.V. Semevsky, 1967a; J.A. Lavrushin, 1969; O. Salvigsen, 1977; G.S. Boulton, 1979; O. Salvigsen et R. Nydal, 1981; O. Salvigsen et H. Österholm, 1982; G.H. Miller, 1982; S.L. Forman et al., 1984). C'est une conclusion sur laquelle se sont accordées très récemment A. Guilcher et al. (1986).

c) L'extension glaciaire tardi-weichsélienne maximale dans l'ouest du Spitsberg

Les avis sont partagés au sujet de l'extension glaciaire maximale au Spitsberg occidental pendant le Weichsel supérieur, qu'il s'agisse du volume et des limites des glaciers ou des dates

du maximum glaciaire. On ne sait toujours pas non plus quand exactement débute la phase de croissance des glaciers après l'interstade weichsélien.

Des restes de moraines frontales, aujourd'hui sous-marines, existent le long de la côte ouest et nord-ouest du Spitsberg (O. Liestøl, 1972; Y. Ohta, 1982). Certaines de ces moraines ont été datées (dans leur partie émergée) et interprétées comme les limites de l'extension glaciaire tardi-weichsélienne maximale vers 18 000 - 20 000 BP (Stade de Semmelsalen, Troitsky, 1981) comme au Smeerenburgfjorden ou au Raudfjorden (fig.1), nord-ouest du Spitsberg (O. Salvigsen et H. Österholm, 1982). L.S. Troitsky et al. (1979) ont publié une date de 26 000 ans (Tln-TL-36) pour un dépôt morainique en bordure du Bellsund; à Amsterdamøya, les coquilles marines les plus jeunes contenues dans du matériel morainique ont révélé un âge d'un peu plus de 28 000 ans (O. Salvigsen, 1977), ce qui indique qu'une avancée glaciaire s'est produite après cette date. Si ces datations suggèrent que les glaciers commencèrent à réavancer vers le début du Weichsel supérieur, certaines régions occidentales du Spitsberg auraient par contre été libres de glace à cette époque, et ce depuis longtemps. Selon O. Salvigsen (1977), Prins Karls Forland n'aurait pas connu de glaciation importante venant de la grande terre depuis au moins 40 000 ans; G.H. Miller (1982) avance que cette île n'a pas été atteinte depuis 90 000 ans, aussi estime-t-il que dans cette région, l'extension glaciaire fut plus considérable lors du début du Weichsel que pendant le Weichsel supérieur. L'existence de

plages soulevées remontant au moins au Weichsel moyen, comme en péninsule de Brøgger par exemple (S.L. Forman et G.H. Miller, 1984; S.L. Forman et al., 1987) suggère aussi une extension glaciaire limitée car un glacier aurait enlevé ces dépôts ou au moins remanié les formes.

De pareilles situations ont prévalu dans d'autres secteurs de la côte occidentale du Spitsberg (L.S. Troitsky, 1981), comme dans la région de l'Isfjorden où les moraines sous-marines situées à l'embouchure du fjord datent d'au moins 40 000 ans (J. Mangerud et al., 1984). Même si la date exacte de l'avancée glaciaire qui a mis en place ces moraines n'est pas clairement établie, il est intéressant de constater que les glaces pendant le Weichsel furent canalisées sous la forme de langues glaciaires avec moraines frontales et non sous l'aspect d'un inlandsis généralisé.

Ces nouveaux résultats indiquent que les précédentes reconstitutions chronologiques de la dernière glaciation au Svalbard qui présentaient un vaste inlandsis sur tout le Svalbard pendant le tardi-glaciaire, avec un centre vers la bordure est et des flux s'écoulant vers l'ouest jusqu'à la limite de la plateforme continentale (J. Corbel, 1960; J. Büdel, 1968; G. Hoppe, 1970, 1972) sont inexactes. On sait maintenant que la dissymétrie de la couverture glaciaire qui existait pendant tout le Weichsel entre l'ouest et l'est du Svalbard fut particulièrement grande pendant le Weichsel supérieur. La disposition actuelle des glaces est surtout due à une circulation atmosphérique responsable de précipitations

plus importantes sur l'est du Svalbard et il semble que l'on puisse expliquer l'inégale répartition des glaces pendant le Weichsel de la même façon (G.S. Boulton, 1979; O. Salvigsen, 1981; L.S. Troitsky, 1981).

III. LE TARDI-GLACIAIRE ET L'HOLOCENE

1. LES FLUCTUATIONS CLIMATIQUES ET LES EPISODES NEOGLACIAIRES

Récemment encore, on plaçait une réavancée glaciaire pendant le Dryas récent (A. Jahn, 1959; G.S. Boulton et M. Rhodes, 1974; G.S. Boulton, 1979; L.S. Troitsky, 1981), mais il est clairement démontré aujourd'hui qu'à cette période correspondait une importante phase de déglaciation (O. Salvigsen et R. Nydal, 1981; O. Salvigsen et H. Österholm, 1982; Forman et al., 1987). Plusieurs plages soulevées ont maintenant été datées de 11 000 à 12 000 BP sur la côte ouest et nord-ouest du Spitsberg, ce qui indique qu'à cette époque les glaciers avaient déjà commencé à se retirer. Ces résultats sont d'ailleurs compatibles avec ceux de M.G. Grosswald (1972) qui tendent à démontrer que la déglaciation de la Mer de Barents débuta avant 12 000 BP. Ceci rejoint également les conclusions d'études paléo-océanographiques qui indiquent que les eaux chaudes de l'Atlantique pénétrèrent en Mer de Norvège avant 12 600 BP (J. Mangerud, 1977), et même probablement vers 13 000 BP (E. Jansen et al., 1983; E. Jansen et K. Bjørkland, 1985).

La déglaciation finale du Svalbard se produisit après 10 000

BP. L'abundance de mollusques tels que Mytilus edulis (espèce correspondant à un climat plus chaud que l'actuel) dans les dépôts datant de 10 000 à 9 000 BP (R.W. Feyling-Hanssen, 1955a, 1965; O. Salvigsen et H. Österholm, 1982) implique que les eaux côtières étaient plus chaudes que maintenant pendant l'Holocène ancien. Le réchauffement des eaux eut comme résultat la réduction du couvert de glace marine, l'allongement de la saison de vêlage des icebergs et l'accroissement de l'ablation du front des glaciers marins, le tout ayant contribué à une déglaciation rapide après 10 000 BP.

Les régions arctiques ont connu une amélioration climatique sensible vers 6 000 - 5 000 BP, attestée en de nombreux endroits (T.E. Vinje, 1984), que l'on nomme optimum climatique postglaciaire ou optimum climatique Atlantique. Au Svalbard, on situe généralement cet optimum climatique vers 6 500 - 5 000 BP (W. Blake, 1961a; R.W. Feyling-Hanssen, 1955a; O. Salvigsen, 1978).

Suite à cette période chaude, l'archipel aurait connu une récurrence froide, accompagnée d'une réavancée glaciaire. Pour R.W. Feyling-Hanssen (1955a), cet épisode néoglaciaire commença au début de la période subatlantique, soit vers 2 500 BP, opinion partagée par J. Szupryczynski (1968) qui nomme cet épisode "Stade de Magdelenefjorden"; selon S. Baranowski (1977), cette réavancée glaciaire (que L.S. Troitsky (1981) appelle "Stade de Grønfjorden") se serait produite entre 3 500 et 2 000 BP dans le sud du Spitsberg (tab.2). Il y eut ensuite une autre période chaude entre 1 150 et 750 BP, nommé "petit" ou "second optimum climatique" ou "période

"Viking" au Spitsberg (S. Baranowski et W. Karlen, 1976). D'autres auteurs situent plus précisément cette période pendant le 12^{ème} siècle de notre ère (850 - 750 BP) (F.G. Gordiyenko et al., 1981; P.M. Kelly et al., 1984). Cet épisode serait responsable de l'abandon de moraines dont certains fragments auraient été respectés par le Petit Age Glaciaire, comme en péninsule de Brøgger (M.F. André, 1985). On assiste, par la suite, à une nette détérioration des conditions climatiques à partir de 1350 AD. Il s'agit du début du Petit Age Glaciaire, période la plus froide de l'époque historique qui, rappelons-le, s'étendit à pratiquement toute la planète, désignée sous le nom de "Stade de Treskelen" au Svalbard (M.G. Grosswald et al., 1967; L.S. Troitsky, 1981). La première partie du Petit Age Glaciaire fut marquée par une phase particulièrement froide, entre 1570 et 1625 AD, pendant laquelle les glaciers réavancèrent un peu partout dans le monde et de façon très sensible notamment en Scandinavie (W. Karlen, 1979). Si l'on excepte une très courte période chaude dont le maximum, d'après les analyses polliniques, se situe vers 1635 au Svalbard (L. Hacquebord, 1984), les années suivantes furent caractérisées, en dépit de brèves et légères fluctuations climatiques, par une prédominance froide. Il s'agit de l'épisode terminal du Stade Treskelen, dont les traces sont omniprésentes dans le paysage du Spitsberg occidental. C'est à cette époque qu'eut lieu l'avancée maximale de nombreux glaciers depuis la déglaciation fini-weichsélienne, comme en témoignent les grands arcs morainiques abandonnés bien à l'avant (parfois à plusieurs kilomètres) des fronts des glaciers actuels. Grâce à certains documents

historiques, il est possible d'avancer que la plupart de ces vallums morainiques datent de la seconde moitié du 19^{ème} siècle (1870 - 1880?) (G.S. Boulton et M. Rhodes, 1974; G.S. Boulton, 1979; M.F. André, 1985).

Après 1880, suivit une période de réchauffement dont les aspects les plus spectaculaires furent la forte remontée de la température moyenne annuelle dans les régions arctiques et subarctiques (parfois plus de 4°C), atteignant un maximum au Spitsberg vers 1935-1940. Ce réchauffement a provoqué un recul rapide et important de la majorité des glaciers qui aujourd'hui sont souvent très en retrait par rapport aux vallums morainiques de 1870 - 1880.

2. LES VARIATIONS VERTICALES DE LA LIGNE DE RIVAGE

Le soulèvement isostatique postglaciaire, consécutif à la décharge glaciaire, se manifesta de façon très inégale dans les différentes parties du Svalbard. Le relèvement des terres débuta plus tôt dans l'ouest que dans l'est du Svalbard où, toutefois, ce mouvement fut plus important pendant l'Holocène, comme en témoignent les plages soulevées postglaciaires portées à des altitudes plus élevées (cf. Kong Karls Land, fig.2). Cette différence de vitesse et d'amplitude d'émersion entre l'est et l'ouest de l'archipel serait surtout due au développement dissymétrique des masses de glace qui, après leur disparition, auraient provoqué, là où l'épaisseur de la glace était la plus

importante, soit dans la partie est, un réajustement glacio-isostatique de plus grande ampleur. G. Stäblein (1978) a avancé que les différences régionales d'émersion postglaciaires ne pouvaient se comprendre uniquement en terme de glacio-isostasie et qu'il fallait faire intervenir des mouvements néotectoniques, mais cette opinion est loin de faire l'unanimité.

Dans la plupart des régions du Svalbard, le relèvement isostatique, au début de l'Holocène, a induit une régression marine rapide dont le rythme diminua progressivement pendant la deuxième partie de l'Holocène. Des transgressions passagères ont cependant pu se produire pendant l'émersion. Plusieurs auteurs suggèrent qu'à la faveur du réchauffement lors de l'optimum climatique postglaciaire entre 6 500 et 5 000 BP, une hausse eustatique du niveau marin a pu provisoirement provoquer une transgression marine dont on retrouverait les signes en plusieurs endroits au Svalbard: Nordaustlandet (H. Hyvärinen, 1969, 1970; O. Salvigsen, 1978), Billefjorden et Barentsøya (R.W. Feyling-Hanssen, 1965), Kongsfjorden (S.L. Forman et al., 1987). Il est possible que le phénomène fut général dans les régions arctiques, car de semblables transgressions mi-holocènes sont également connues en Norvège (U. Hafsten, 1983; J.J. Møller, 1984), au Groenland (C. Hjort, 1973) aussi bien qu'en Ile de Baffin au Canada (J.T. Andrews et al., 1972). Au Svalbard, le terme communément adopté pour cette transgression est "transgression Trulvattnet" (H. Hyvärinen, 1969; A. Moign, 1974) que l'on peut corrélérer avec la transgression Tapes-Littorina en Scandinavie (M. Marthinussen, 1962; N.A. Mørner,

1969) (tab. 2).

Qu'il y ait eu transgression ou non, les plages soulevées postglaciaires se succèdent en altitudes et âges décroissants jusqu'à la ligne de côte actuelle. Si les plages soulevées les plus proches du rivage actuel datent de la seconde moitié de l'Holocène au sud du Spitsberg, au Spitsberg central, au Nordauslandet ou à Kong Larls Land (R.W. Feyling-Hanssen et I.U. Olsson, 1960; I.U. Olsson et P. Piyanuj, 1965; K. Birkenmajer et I.U. Olsson, 1970; A. Moign, 1974; O. Salvigsen, 1981, 1984), il en est autrement dans le nord et le nord-ouest du Spitsberg où les basses plages soulevées sont beaucoup plus vieilles (>7000 BP) (O. Salvigsen et H. Österholm, 1982; S.L. Forman et al., 1987). Les dépôts littoraux datant des périodes atlantiques et sub-boréales étant absents, il a été récemment suggéré par S.L. Forman et al. (1987) qu'un niveau marin inférieur au niveau actuel aurait été atteint pendant l'Holocène en péninsule de Brøgger, mais aucune preuve décisive n'avait pu être avancée. Des configurations périglaciaires submergées ont été découvertes dans cette région (A. Héquette, 1985, 1986; A. Guilcher et al., 1986), confirmant qu'un niveau marin plus bas que l'actuel avait été atteint, et des datations ^{14}C ont révélé que la transgression responsable de la submersion de ces formes était holocène (A. Héquette et D.H. Mann, 1986). Il est d'ailleurs vraisemblable que dans le nord du Spitsberg également, la régression marine postglaciaire ait amené la ligne de côte à un niveau plus bas que le niveau marin actuel (A. Héquette, 1987). La transgression qui aurait suivi, se poursuivrait encore de nos

jours, non seulement dans le nord et le nord-ouest du Spitsberg (T. Vogt, 1932; A. Héquette et M.H. Ruz, 1986; S.L. Forman et al., 1987), mais aussi au Spitsberg central (R.W. Feyling-Hanssen, 1955b; H. Christiansson, 1961) et au Nordaustlandet (W. Blake, 1961b). Dans toutes ces régions, des vestiges de constructions humaines datant des deux ou trois derniers siècles sont maintenant attaqués par la mer, ce qui démontrerait une transgression marine actuelle ou tout au moins un arrêt du soulèvement isostatique.

Ainsi, les investigations les plus récentes mènent à penser que l'évolution weichsélienne, holocène et même péné-contemporaine du Svalbard, et particulièrement de sa façade occidentale, a été assez différente de ce que l'on pensait il y a encore peu de temps.

REMERCIEMENTS: M.M. les Professeurs A. Guilcher et J. Tricart ont eu l'obligeance de lire et critiquer une première version de ce manuscrit. L'auteur tient à leur adresser ses remerciements pour leurs observations et les modifications qu'ils ont suggéré.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Andersen, B.G., 1981 : Late Weichselian ice sheets in Eurasia and Greenland. In: The Last Great Ice Sheets, G.H. Denton and T.J. Hugues (eds.), John Wiley and Sons, New York, p. 1-65.

André, M.-F., 1985 : Lichonométrie et vitesse d'évolution des versants arctiques pendant l'Holocène (Région de la Baie du Roi, Spitsberg, 79°N). Rev. Géomorph. Dyn., n^o 2, p. 49-72.

Andrews, J.T., Mears, A., Miller, G.H. et Pheasant, D.R., 1972 : Holocene late glacial maximum and marine transgression in the eastern Canadian Arctic. Nature, n^o 139, p. 147-149.

Baranowski, S., 1977 : The subpolar glaciers of Spitsbergen seen against the climate of this region. Acta Universitatis Wratislaviensis, n^o 410, 91p.

Baranowski S. et Karlen W., 1976 : Remnants of Viking age tundra in Spitsbergen and northern Scandinavia. Geogr. Ann., vol. 58A, n^o 1-2, p. 35-40.

Birkenmajer, K. et Olsson, I.U., 1970 : Radiocarbon dating of raised marine terraces at Hornsund, Spitsbergen, and the problem of land uplift. Norsk Polarinstitutt Arbok 1969, p. 17-43.

Blake, W., jr., 1961a : Radiocarbon datings of raised beaches in Nordaustalndet, Spitsbergen. In: The Geology of the Arctic; Proc. of the 1st Intern. Symp. on Arctic Geol., G.O. Raasch (ed.), University of Toronto Press, Toronto, p. 133-145.

- Blake, W., jr., 1961b : Russian settlement and land rise in Nordaustlandet, Spitsbergen. Arctic, n^o 14, p. 101-111.
- Boulton, G.S., 1979 : Glacial history of the Spitsbergen archipelago and the problem of a Barents Shelf ice sheet. Boreas, vol. 8, p. 31-57.
- Boulton, G.S., Baldwin, C.T., Peacock, J.D., McCabe, A.M., Miller, G.H., Jarvis, J., Horsefield, B., Worsley, P., Eyles, N., Chroston, P.N., Day, T.E., Gibbard, P., Hare, P.E. et Von Bruun, V., 1982 : A glacio-isostatic facies model and amino acid stratigraphy for the Late Quaternary events in Spitsbergen and the Arctic. Nature, n^o 298, p. 437-441.
- Boulton, G.S. et Rhodes, M., 1974 : Isostatic uplift and glacial history in northern Spitsbergen. Geol. Mag., vol. 111, n^o 6, p. 481-500.
- Büdel, J., 1968 : Die Junge Landhebung Spitsbergens im Umkreis des Freeman-Sundes und der Olga-Strasse. Würzburger Geogr. Arbeiten, n^o 22, p. 1-22.
- Christiansson, H., 1961 : The Russian settlement at Russekeila and land rise in Vestspitsbergen. Arctic, n^o 14, p. 112-118.
- Corbel, J., 1960 : Le soulèvement des terres autour de la mer de Barentz. Rev. Géogr. Lyon. vol. 35, p. 253-274.
- Dibner, V.D., 1968 : "Ancient clays" and the relief of the Barents-Kara shelf, the evidence of the existence of an ice sheet in Pleistocene. Problems of the Arctic and Antarctic 285, p. 118-122.
- Elverhøi, A. et Solheim, A., 1983 : The Barents Sea ice-sheet, a sedimentological discussion. Polar Res., n^o 1, p. 23-42.

- Feyling-Hanssen, R.W., 1955a : Stratigraphy of the marine Late-Pleistocene of Billefjorden, Vestspitsbergen. Norsk Polarinstittut Skrift., n^o 107, 186p.
- Feyling-Hanssen, R.W., 1955b : Late-Pleistocene depositis at Kapp Wijk, Vestspitsbergen. Norsk Polarinstittut Skrift., n^o 108, 21p.
- Feyling-Hanssen, R.W., 1965 : Shoreline displacement in central Vestspitsbergen and a marine section from the Holocene of Talavera on Barentsoya in Spitsbergen. Norsk Polarinstittut Medd., n^o 93, p. 1-34.
- Feyling-Hanssen, R.W. et Olsson, I.U., 1960 : Five radiocarbon datings of postglacial shorelines in central Spitsbergen. Norsk Geogr. Tidsskr., vol. 17, n^o 1-4, p. 121-131.
- Forman, S.L., Mann, D.H. et Miller, G.H., 1987 : Late Weichselian and Holocene Relative Sealevel History of Brøggerhalvøya, Spitsbergen. Quaternary Research, vol. 27, n^o 1, p. 41-50.
- Forman, S.L. et Miller, G.H., 1984 : Time-dependent soil morphologies and pedogenic processes on raised beaches, Brøggerhalvøya, Spitsbergen, Svalbard Archipelago. Arctic and Alpine Res., vol. 16, p. 381-394.
- Forman, S.L., Miller, G.H. et Lehman, S.J., 1984 : Late Weichselian Glacial and Relative Sealevel History of Forlandsundet, Western Spitsbergen, Svalbard. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 16, p. 511.
- Gordiyenko, F.G., Kotlyakov, V.M., Punning, J.M. et Vairmae, R., 1981 : Study of a 200 m core from the Lomonosov ice plateau on Spitsbergen

and the paleoclimatic implications. Polar Geogr. and Geol., vol. 5,
n^o 4, p. 242-251.

Grosswald, M.G., 1972 : Glacier variations and crustal movements in northern European Russia in Late Pleistocene and Holocene times. In: Climatic Changes in Arctic Areas during the Last Ten Thousand Years, Y. Varsari, H. Hyvärinen and S. Hicks (eds.), Acta Universitatis Ouluensis, Oulu, p. 205-224.

Grosswald, M.G., 1980 : Late Weichselian ice sheet of northern Eurasia. Quaternary Research, vol. 13, p. 1-32.

Grosswald, M.G., Devirts, A.L., Dobkina, E.I., et Semevsky, D.W., 1967 : Dvijenija zemnoy kory i vozrost lednikovykh stadyi w rayone Spitsbergena. Geokhimya, n^o 1, p. 51-56.

Guilcher, A., Bodéré, J.C., Coudé, A., Hansom, J.D., Moign, A. et Peulvast, J.P., 1986 : Le problème des strandflats en cinq pays de hautes latitudes. Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys., vol. 27, fasc. 1, p. 47-79.

Hacquebord, L., 1984 : The history of early Dutch whaling: a study from the ecological angle. In: Arctic Whaling; Proc. Intern Symp. on Arctic Whaling, 1983, H.K. Jacob, K. Snoeijing and R. Vaughan (eds.), University of Groningen, Netherlands, p. 131-148.

Hafsten, U., 1983 : Shore-level changes in south Norway during the last 13,000 years, traced by biostratigraphical methods and radiometric dating. Norsk Geogr. Tidsskr., vol. 37, p. 63-79.

Haggblöm, A., 1982 : Driftwood in Svalbard as an indicator of sea ice conditions. Geogr. Ann., vol. 64A, p. 81-94.

Héquette, A., 1985 : Découverte de structures de cryosols immersés et hypothèse de transgression marine récente en péninsule de Brögger (Spitsberg). Norois, vol. 32, n° 127, p. 429-433.

Héquette, A., 1986 : Morpho-sédimentologie et évolution de littoraux meubles en milieu arctique. Péninsule de Brögger, Spitsberg nord-occidental. Thèse de 3ème cycle, Brest, 397p.

Héquette, A., 1987 : Holocene vertical shoreline displacements in Northwest Spitsbergen (Svalbard): new interpretations. The example of Brøggerhalvøya. Norsk Geogr. Tidsskr., vol. 41, n° 2 (sous-presse).

Héquette, A. et Mann, D.H., 1986 : Des figurations périglaciaires immersées, preuve d'une transgression marine ayant succédé à l'émersion postglaciaire au Spitsberg nord-occidental (Svalbard). Le cas de la péninsule de Brögger. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 303, Sér. II, n° 13, p. 1237-1240.

Héquette, A. et Ruz. M.-H., 1986 : Migration de cordons littoraux par processus de débordements de tempête dans le cadre d'une transgression marine, Kvadehuk, péninsule de Brögger, Spitsberg. Géogr. Phys. Quat., vol. 40, n° 2, p. 197-206.

Hjort, C., 1973 : The Vega Transgression: A hypsithermal event in central east Greenland. Bull. Geol. Soc. Denmark, vol. 22, p. 22-38.

Hoppe, G., 1970 : The Würm ice sheets of Northern and Arctic Europe. Acta Geogr. Lodziensia, n° 24, p. 105-115.

Hoppe, G., 1972 : Ice sheets around the Norwegian Sea during the Würm glaciation. Ambio. Special Report, n^o 2.

Hoppe, G., 1981 : Glacial traces on the island of Hopen, Svalbard: A correction. Geogr. Ann., vol. 63A, p. 67-68.

Hoppe, G., Schytt, V., Haggblom, A. et Österholm, H., 1969 : The glacial history of Hopen. Geogr. Ann., vol. 51A, p. 185-192.

Hughes, T., Denton, G.H. et Grosswald, M.G., 1977 : Was there a Late-Würm Arctic ice sheet? Nature, n^o 266, p. 596-602.

Hyvärinen, H., 1968 : Late-Quaternary sediment cores from lakes of Bjørnøya. Geogr. Ann., vol. 50A, p. 235-247.

Hyvärinen, H., 1969 : Trulvatnet: A Flandrial stratigraphical site near Murchinsonfjorden, Nordaustlandet, Spitsbergen. Geogr. Ann., vol. 51A, p. 42-45.

Hyvärinen, H., 1970 : Flandrian pollen diagrams from Svalbard. Geogr. Ann., vol. 52A, p. 213-222.

Jahn, A., 1959 : The raised shorelines and beaches in Hornsund and the problem of postglacial vertical movements of Spitsbergen. Polish Geogr. Rev., vol. 31, p. 144-178.

Jahn, A., 1968 : Raised shorelines and terraces at Hornsund, and postglacial vertical movements on Spitsbergen. In: Polish Spitsbergen Expeditions 1957-1960, K. Birkenmajer (ed.), Polish Acad. Sci., Varsovie.

Jansen, E. et Bjorkland, K., 1985 : Surface ocean circulation in the Norwegian Sea 15,000 years B.P. to present. Boreas, vol. 14, p. 243-258.

- Jansen, E., Sejrup, H.P., Fjaeran, T., Hald, M., Holtedahl, H. et Skarbo, O., 1983 : Late Weichselian paleoceanography of the southeastern Norwegian Sea. Norsk Geol. Tidsskr., vol. 63, p. 117-146.
- Karlen, W., 1979 : Glacier variations in the Svartisen area, Northern Norway. Geogr. Ann., vol. 61A, p. 11-28.
- Kellog, T.B., 1976 : Late Quaternary climatic changes: evidence from deep-sea cores of Norwegian and Greenland Seas. Geol. Soc. Amer. Mem., vol. 45, p. 77-110.
- Kellog, T.B., Duplessy, J.C. et Shackleton, N.J., 1978 : Planktonic foraminiferal oxygen isotopic stratigraphy and paleoclimatology of Norwegian Sea deep-sea cores. Boreas, vol. 7, p. 61-73.
- Kelly, P.M., Karas, J.H.W. et Williams, L.D., 1984 : Arctic Climate: Past, Present and Future. In: Arctic Whaling; Proc. Intern. Symp. on Arctic Whaling, 1983, H.K. Jacob, K. Snoeijing and K. Vaughan (eds.), University of Groningen, Netherlands, p. 25-38.
- Kvasov, D.D. et Blazhchishin, A.I., 1978 : The key to the source of the Pliocene and Pleistocene glaciation is at the bottom of the Barents Sea. Nature, n° 273, p. 138-140.
- Landvik, J.Y. et Salvigsen, O., 1985 : Glaciation development and interstadial sea-level on central Spitsbergen, Svalbard. Polar Res., n° 3 (n.s.), p. 1-10.
- Lavrushin, J.A., 1969 : Quaternary Deposits of Spitsbergen. NAUKA, Moscow, 181p.
- Liestøl, O., 1972 : Submarine moraines of the west coast of Spitsbergen. Norsk Polarinstittut Arbok 1970, p. 165-168.

Mangerud, J., 1977 : Late Weichselian marine sediments containing shells foraminifera and pollen at Agotnes, western Norway. Norsk Geol. Tidsskr., vol. 56, p. 23-54.

Mangerud, J., Andersen, S.T., Berglund, B.E. et Donner, J.J., 1974 : Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. Boreas, vol. 3, p. 109-128.

Mangerud, J. et Berglund, B.E., 1978 : The subdivision of the Quaternary of Norden: a discussion. Boreas, vol. 7, p. 179-181.

Mangerud, J., Elgersma, A., Helliksen, D., Landvik, J. et Salvigsen, O., 1984 : The Late Weichselian Glaciation in Isfjorden and Van Mijenfjorden, Svalbard. In: Sediments and Climate in the Arctic; Proc. YMER 1984 Confer., Oslo, p. 16-17.

Mangerud, J. et Salvigsen, O., 1984 : The Kapp Ekholm section, Bellefjorden, Spitsbergen: a discussion. Boreas, vol. 13, p. 155-158.

Marthinussen, M., 1962 : ^{14}C datings referring to shorelines, transgressions and glacial substages in northern Norway. Norges Geol. Unders., n^o 115, p. 37-67.

Miller, G.H., 1982 : Quaternary depositional episodes, western Spitsbergen, Norway: aminostratigraphy and glacial history. Arctic and Alp. Res., vol. 14, n^o 4, p. 321-340.

Moign, A., 1974 : Strandflats immergés et émergés du Spitsberg central et nord-occidental. Thèse d'Etat, Brest, 727p.

Møller, J.J., 1984 : Holocene shoreline displacement at Nappstraumen, Lofoten, North Norway. Norsk Geol. Tidsskr., vol. 64, p. 1-5.

Mørner, N.A., 1969 : The Late Quaternary history of the Kattegat Sea and the Swedish west coast. Sveriges Geol. Unders., Ser. C, n^o 640, 487p.

Nordenskiöld, A.E., 1876 : Sketch of the geology of Ice Sound and Bell Sound, Spitzbergen. Geol. Mag., Ser. 2, n^o 3.

Ohta, Y., 1982 : Morpho-tectonic studies around Svalbard and the northmost Atlantic. In: Arctic Geology and Geophysics; Can. Soc. Petrol. Geol., Mem. n^o 8, p. 415-429.

Olsson, I.U. et Piyanuj, P., 1965 : Uppsala natural radiocarbon measurements. Radiocarbon, vol. 7, p. 317-318.

Punning, J.M., Rajamäe, R. et Ehrenpreis, M., 1979 : Tallinn radiocarbon dates V. Radiocarbon, vol. 21, p. 461-468.

Punning, J.M. et Troitsky, L.S., 1981 : Pleistocene glaciations on Svalbard. Polar Geogr. and Geol., vol. 5, n^o 1, p. 20-26.

Salvigsen, O., 1977 : Radiocarbon datings and the extension of the Weichselian ice-sheet in Svalbard. Norsk Polarinstittut Arbok, 1976, p. 209-224.

Salvigsen, O., 1978 : Holocene emergence and finds of pumice, whalebones, and driftwood at Svartknausflya, Nordaustlandet. Norsk Polarinstittut Arbok, 1977, p. 217-228.

Salvigsen, O., 1979): The last deglaciation of Svalbard. Boreas, vol. 8, p. 229-231.

Salvigsen, O., 1981 : Radiocarbon dated raised beaches in Kong Karls Land, Svalbard, and their consequences for the glacial history of the Barents Sea area. Geogr. Ann., vol. 63A, n^o 3-4, p. 283-291.

Salvigsen, O., 1984 : Occurrence of pumice on raised beaches and Holocene shoreline displacement in the inner Isfjorden area, Svalbard. Polar Res., n^o 2, p. 107-113.

Salvigsen, O. et Nydal, R., 1981 : The Weichselian glaciation in Svalbard before 15 000 B.P. Boreas, vol. 10, p. 433-446.

Salvigsen, O. et Österholm, H., 1982 : Radiocarbon dated raised beaches and glacial history of the northern coast of Spitsbergen, Svalbard. Polar Res., n^o 1, p. 97-115.

Schytt, V., Hoppe, G., Blake, W. et Grosswald, M.G., 1968 : The extent of the Würm glaciation in the European Arctic. Intern. Ass. Sci. Hydr., General Assembly of Bern 1967, Publ. 79, p. 207-216.

Semevsky, D.V., 1967a : The Pleistocene deposits of Svalbard. In: Materialy po stratigrafii Spitsbergena, NII Geologii Arktiki, Leningrad, p. 205-215.

Semevsky, D.V., 1967b : Major stages in the development of the Svalbard archipelago in the Pliocene-Quaternary. In: Materialy po stratigrafii Spitsbergena, NII Geologii Arktiki, Leningrad, p. 216-224.

Semevsky, D.V., 1967c : Neotectonics of the Svalbard archipelago. In: Materialy po stratigrafii Spitsbergena, NII Geologii Arktiki, Leningrad, p. 225-238.

Stäblein, G., 1978 : Extent and regional differentiation of glacio-isostatic shoreline variation in Spitsbergen. Polarforschung, vol. 48, n^o 1-2, p. 170-180.

Szupryczynski, J., 1968 : Glaciations in the Spitsbergen area. Geogr. Pol., vol. 14, p. 175-183.

- Troitsky, L.S., 1981 : The history of the glaciation of Svalbard. Polar Geogr. and Geol., vol. 5, n° 2, p. 57-81.
- Troitsky, L.S., Punning, J.M., Hütt, G. et Rajamäe, R. (1979): Pleistocene glaciation chronology of Spitsbergen. Boreas, vol. 8, p. 401-407.
- Vihje, T.E., 1984 : On the present state and the future fate of the Arctic Sea ice cover. In: Arctic Whaling; Proc. Intern. Symp. on Arctic Whaling, 1983, H.K. Jacob, K. Snoeijing and R. Vaughan (eds.), University of Groningen, Netherlands, p. 39-56.
- Vogt, T., 1932 : Landets senkning i nutiden på Spitsbergen og Øst-Grønland. Norsk Geol. Tidsskr., vol. 12, p. 563-574.

Age 10^3 ans	Svalbard	Europe du Nord-Ouest
20	Stade de Semmelsdalén	Weichsel supérieur
35	Interstade de Kapp Layel	Weichsel moyen
50	Stade de Kongsfjorden ?	
70	Stade de Bellsund	Weichsel inférieur
95	Calypsobyen	Eemien
115	Stade de Billefjorden	Saale

Tableau 1. Corrélation des principaux épisodes glaciaires et marins au Svalbard, pendant le Pléistocène, avec ceux de l'Europe du Nord (d'après Troitsky (1981), modifié).

Age BP	Conditions climatiques	Svalbard	Europe du Nord-Ouest
	Réchauffement		
70	Fin du Petit Age Glaciaire	Stade de Treskelen	
	Début du Petit Age Glaciaire		
750			Subatlantique
1000	2ème optimum climatique	Période Viking	
2500	Episode néoglaciaire	Stade de Grønfjorden	
			Sub-boréal
5200	1er optimum climatique	Transgression Trulvatnet	
8000			Atlantique
9500			Boréal
10300	Réchauffement		Préboréal

Tableau 2... Les principaux événements néoglaciaires et les fluctuations climatiques au Svalbard pendant l'Holocène.

Age 10^3 years	Svalbard	Northwestern Europe
20	Semmeldalen Stage	Late Weichsel
35	Kapp Layel Interstadial	Middle Weichsel
50	Kongsfjorden Stage ?	
70	Bellsund Stage	Early Weichsel
95	Calypsobyen	Eemian
115	Billefjorden Stage	Saale

Table 1._ Correlation of the major glacial and marine events in Svalbard and northern Europe during the Pleistocene (modified from Troitsky, 1981).

Age BP	Climate	Svalbard	Northwestern Europe
70	Warming End of the Little Ice Age	Treskelen Stage	
750	Beginning of the Little Ice Age		
1000	2 nd Climatic Optimum	Viking Period	Subatlantic
2500	Neoglacial event	Grønfjorden Stage	
5200	1 st Climatic Optimum	Trulvatnet transgression	Sub-boreal
8000			Atlantic
9500			Boreal
10300	Warming		Preboreal

Table 2. The major neoglacial events and climatic variations in Svalbard during Holocene.

LEGENDE DES FIGURES

Figure 1. Carte de localisation du Svalbard.

Location map of Svalbard.

Figure 2. Courbes des variations postglaciaires du niveau marin relatif en différents sites du Svalbard (d'après O. Salvigsen, 1978, 1981; O. Salvigsen et H. Österholm, 1982; S.L. Forman et al., 1987). La flèche indique la crête de tempête actuelle.

Postglacial relative sea-level curves for several sites in Svalbard (after O. Salvigsen, 1978, 1981; O. Salvigsen and H. Österholm, 1982; S.L. Forman et al., 1987). The arrow shows the elevation of the modern storm berm.

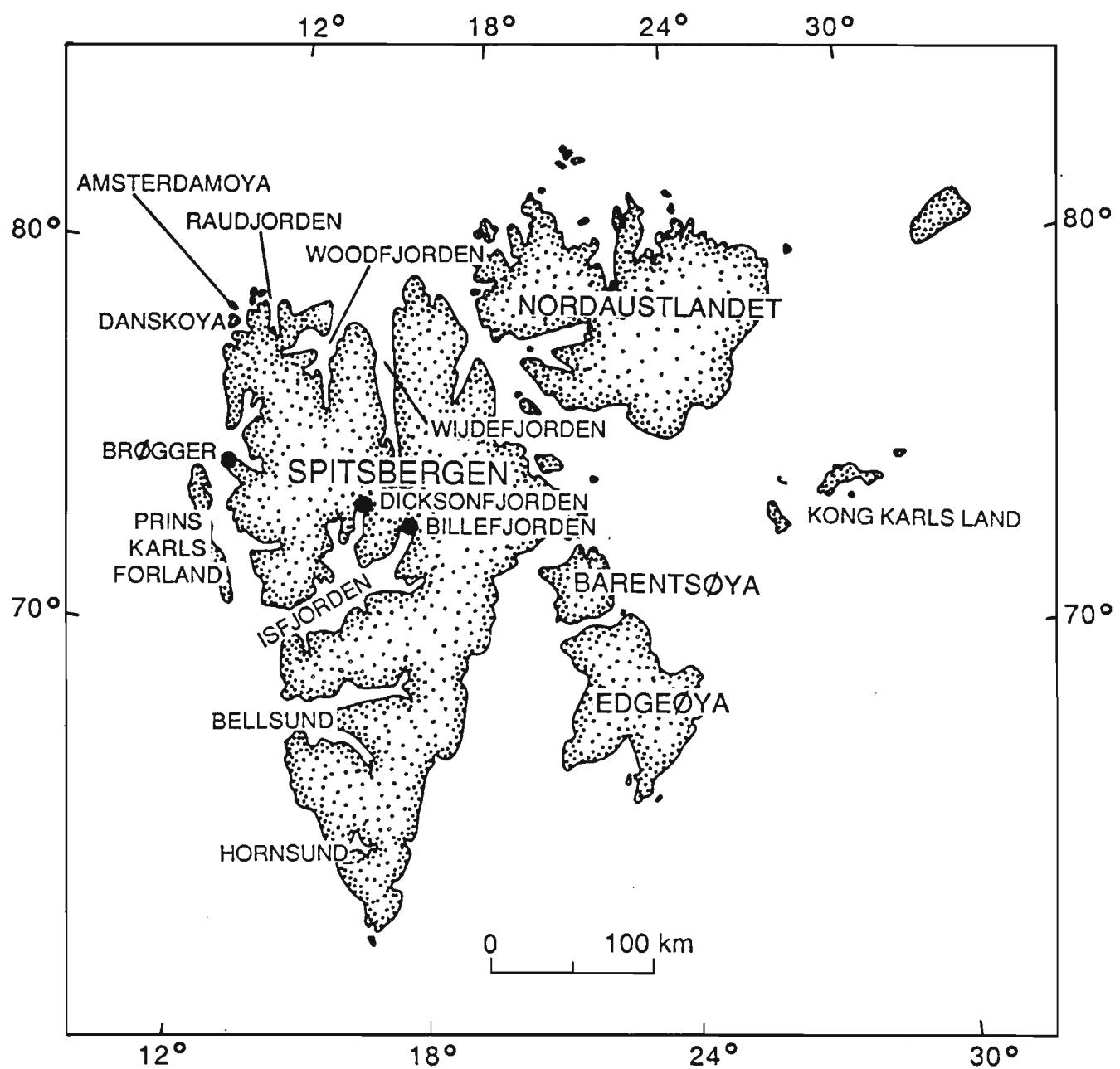


Fig. 1.

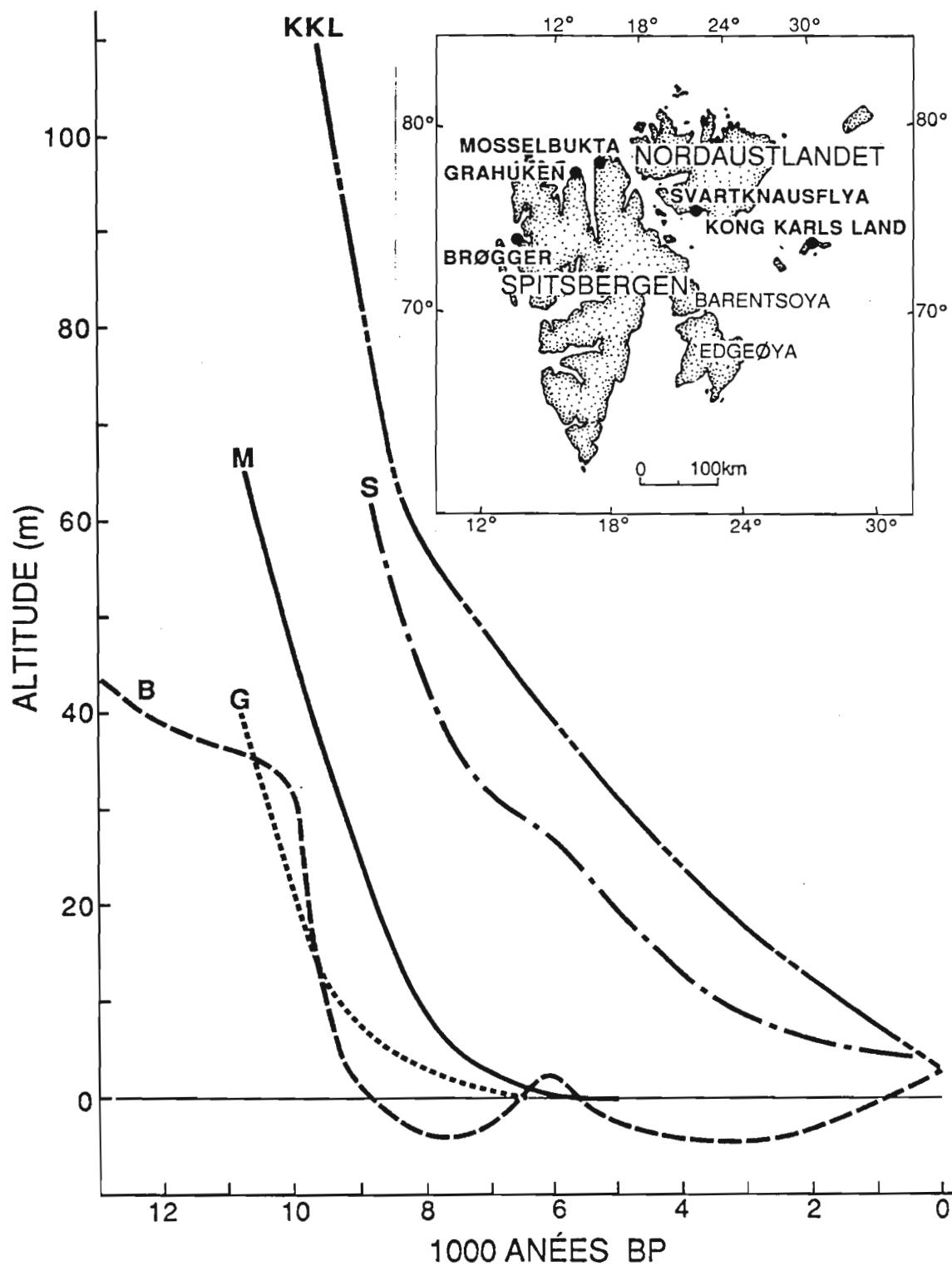


Fig. 2.

**Les variations postglaciaires de la ligne de rivage
au Spitsberg nord-occidental, Svalbard**

par Arnaud Héquette (Dartmouth, N-E, Canada)
et Marie-Hélène Ruz (Brest, France)

Contribution n° 24588 de la commission géologique du Canada

RÉSUMÉ:

Dans la région du Kongsfjord, au Spitsberg nord-occidental, la limite marine postglaciaire a été atteinte vers 13 000 ans B.P.. L'émersion subséquente des terres s'est effectuée à un rythme relativement lent pendant la période initiale de décharge glaciaire, puis une régression marine très rapide (3 m/siècle) s'est produite pendant l'Holocène inférieur. Cette régression s'est poursuivie jusqu'à un niveau inférieur au niveau marin actuel et a été suivie par une transgression qui a ennoyé des structures périglaciaires continentales. Les variations postglaciaires du niveau marin relatif dans le Kongsfjord sont expliquées en termes de réajustements glacio-isostatiques. La migration d'un bombement périphérique (forebulge), induit à l'origine par la dépression isostatique causée par les glaciers du Weichsel supérieur dans l'est du Svalbard, serait à l'origine d'une transgression ayant succédé à l'émersion postglaciaire dans cette région.

ABSTRACT: Postglacial shoreline displacements in northwest Spitsbergen, Svalbard.

In the Kongsfjord area, northwest Spitsbergen, the postglacial marine limit was reached at about 13 000 years B.P. The subsequent emergence of the land occurred at a relatively slow rate during the initial period of glacier-ice unloading and was followed by a very rapid marine regression (3 m/100 yr) during the Early Holocene. The relative sea level fell below its present position after 9000 years B.P. and then a transgression occurred, submerging subaerial periglacial features. The postglacial relative sea level variations in the Kongsfjord are explained in terms of glacio-isostatic adjustments. The migration of a peripheral forebulge, initially induced by ice-loading on eastern Svalbard at the end of the Late Weichselian glaciation, is likely the cause of a transgression which followed the postglacial emergence in that area.

Introduction

Dans les régions arctiques, les variations de la ligne de rivage pendant l'Holocène ont été principalement influencées par les jeux antagonistes de la transgression eustatique postglaciaire et du soulèvement glacio-isostatique. On a cru jusqu'à très récemment que le Spitsberg (Fig. 1) avait été, pendant la dernière glaciation (Weichsel), entièrement enfoui sous un vaste inlandsis (BÜDEL, 1968; HOPPE, 1970) et que le réajustement isostatique consécutif à la décharge glaciaire avait provoqué une régression marine jusqu'à la ligne de rivage actuelle. Cependant, de récentes datations ont révélé que certaines plages soulevées datent au moins d'un interstade weichsélien ($\geq 35\ 000$ ans B.P.) et que des dépôts marins préservés le long des côtes de certains fjords du Spitsberg occidental dateraient même de la dernière période interglaciaire (SALVIGSEN & NYDAL, 1981; FORMAN *et al.*, 1987). Aussi est-il reconnu aujourd'hui que l'extension des glaciers dans l'ouest du Spitsberg fut limitée à des avancées locales ou régionales et que d'importantes superficies furent épargnées par les glaces lors du maximum glaciaire tardi-weichselien (TROITSKY, 1981; SALVIGSEN & ÖSTERHOLM, 1982; HÉQUETTE, 1988). Cet article présente les résultats de recherches sur les variations postglaciaires du niveau marin relatif (NMR) dans le Kongsfjord, dans une région du Spitsberg n'ayant connu qu'une avancée glaciaire limitée pendant le Weichsel supérieur.

Présentation du secteur d'investigation

Le Kongsfjord est, avec le Krossfjord (Fig. 2), le plus septentrional des grands fjords qui découpent la côte ouest du Spitsberg. Au fond du fjord, deux émissaires du Glacier du Roi (Kongsvegen et Kongsbreen) atteignent la mer (Fig. 3). Le Kongsfjord possède dans sa partie amont une forme de vallée en V, alors que vers l'aval, à partir de Ny-Alesund, il a une forme qui se rapproche plus d'une vallée en augé (MOIGN, 1974a). Ses flancs entrent en contact avec le littoral par l'intermédiaire d'un replat de 5 à 10 m de profondeur moyenne. Il s'agit d'une banquette immergée de strandflat¹ dont le

(1) Strandflat: plateforme côtière des régions de hautes latitudes ayant connu une ou plusieurs glaciations pléistocènes, et qui actuellement n'est que partiellement occupée par un glacier ou innocupée (GUILCHER *et al.*, 1986).

développement maximal se situe dans la prolongation de caps comme Kvadehuk (Fig. 3), Guissez ou Mitrahalvøya (Fig. 2). Dans sa partie émergée, ce strandflat se prolonge, jusqu'à plus de 80 m d'altitude par endroits, en une plateforme découpée en gradins dans la roche en place.

Selon MILLER (1982), le Glacier du Roi n'aurait pas atteint l'embouchure du fjord actuel depuis 90 000 ans, soit depuis le Weichsel ancien. Les recherches menées par TROITSKY et al. (1979) sur les dépôts quaternaires en bordure du Kongsfjord démontrent que le Glacier du Roi aurait à peine dépassé Blomstrand (Fig. 3) lors du maximum glaciaire tardi-weichsélien vers 20 000 ans B.P. Ainsi, la situation du Kongsfjord au Weichsel récent fut-elle similaire à celle qui prévalait dans d'autres régions de la côte ouest du Spitsberg où des glaciers aboutissaient au fjords mais ne les occupaient pas. La récession glaciaire subséquente a ensuite provoqué une émersion des terres par réajustement isostatique, attestée par l'existence de plages soulevées, même dans ces régions partiellement glaciées.

Les formations marines soulevées

En bordure du Kongsfjord, la plaine côtière est formée d'un strandflat étageé, plus ou moins large, recouvert de formations détritiques marines et littorales isostatiquement soulevées. L'extrémité nord-ouest de la péninsule de Brögger comporte ainsi une des séries de plages soulevées les mieux conservées au Spitsberg (Photo 1). Tout comme les cordons littoraux actuels, les cordons anciens sont séparés les uns des autres par des zones déprimées et marécageuses qui ont remplacées d'anciennes lagunes maintenant exondées. Des sols polygonaux et des cercles de pierre se développent dans ces zones mal drainées.

Il existe maintenant un nombre appréciable de datations ^{14}C de dépôts littoraux et infralittoraux postglaciaires en bordure du Kongsfjord, particulièrement sur sa rive sud (Tabl. 1). Depuis une trentaine de mètres d'altitude jusqu'au niveau marin actuel, les âges ne concernent que l'Holocène ancien et démontrent que l'émission s'est produite à un rythme extrêmement rapide pendant cette période.

i) La limite marine postglaciaire supérieure

La plus haute limite marine postglaciaire a été atteinte vers 13000 ans B.P. dans la région, comme en témoigne un os de baleine daté au ^{14}C $13\,100 \pm 190$ ans B.P. (Beta-10968; FORMAN *et al.*, 1987) dans une plage soulevée à Mitrhalvøya, en bordure du Krossfjord. Comme le Krossfjord et le Kongsfjord n'ont été ni l'un ni l'autre occupé par un glacier au Weichsel supérieur, la limite marine postglaciaire a été établie au même moment dans les deux fjords. En bordure du Kongsfjord, la date la plus ancienne pour une plage soulevée postglaciaire est de $11\,940 \pm 180$ ans B.P. (I-13793; FORMAN *et al.*, 1987). Cette date provient d'un os de baleine prélevé à Kvadehuk à 37 m au dessus du niveau marin actuel, mais la plus haute limite marine associée à la transgression postglaciaire se situe vers 45 m d'altitude. Elle est soulignée à Kvadehuk par la présence d'une large (>100 m) plage soulevée et peut-être suivie à une altitude voisine sur les rives du Kongsfjord sous la forme de dépôts de plages ou de terrasses marines (BOULTON, 1979).

ii) L'âge des basses formations marines soulevées

Sur la rive sud du Kongsfjord, des terrasses marines se succèdent depuis près de 20 m d'altitude jusqu'à proximité de la ligne de rivage actuelle. A l'est de Gluudneset (Fig. 3), une coupe a été mise à jour dans une de ces terrasse, située à moins de 5 m d'altitude (Fig. 4). Surmontant un dépôt (unité stratigraphique n°1) présentant toutes les caractéristiques sédimentologiques propres aux plaines d'épandage fluvioglaciaire avoisinantes (HÉQUETTE, 1986), un sédiment essentiellement pélitique ($58\% < 50\mu\text{m}$) se retrouve sur une épaisseur de 35 cm (unité n°2). Ce sédiment qui contient des coquilles entières de l'espèce *Mya truncata* et dans lequel on dénombre quelques graviers et galets probablement issus du délestage d'icebergs représenterait un ancien milieu infralittoral, le faciès étant en effet très comparable à celui des dépôts glaciomarins actuels du Kongsfjord (ELVERHÖI, 1984). La datation ^{14}C des coquilles a révélé un âge de 9550 ± 150 ans B.P. (GIF-7165) qui correspond vraisemblablement à l'âge du dépôt, le sédiment étant semblable au biotope de *Mya truncata* (BIRKENMAJER & OLSSON, 1970). Cette unité est surmontée d'un dépôt sablo-graveleux (Mz: 1,1 mm), de près de 20 cm d'épaisseur, contenant des fragments de coquilles marines. Le sédiment est caractérisé par une absence quasi totale de pélites, et est en cela analogue aux dépôts côtiers actuels

(plage ou bas de plage), aussi l'interprétons-nous comme littoral. Les coquilles ont été datées et ont indiqué un âge de 9120 ± 140 ans B.P. (GIF-7164). L'unité n°4 est composée d'un sédiment sablo-limoneux ne contenant ni coquilles ni débris glaciels de délestage, très comparable au sédiment des micro-lagunes qui, par endroits, bordent la côte actuelle. Les deux unités supérieures sont constituées de sables éoliens cryoturbées, dont le degré de pédogénèse suggère un âge d'au moins 4000 ans (VAN VLIET-LANOË & HÉQUETTE, 1987).

Cette coupe indique qu'au début de la période boréale, le niveau apparent de la mer était plus élevé que son homologue actuel. A cette époque, des boues glacio-marines (unité n°2) se sont déposées sur des dépôts proglaciaires de type continental (unité n°1). On ne peut préciser le niveau qu'atteignait la mer vers 9500 B.P. à partir de ce dépôt, car Mya truncata peut vivre à des profondeurs très variables (PETERSEN, 1986). Par la suite, vers 9100 B.P., à la faveur de l'abaissement du niveau marin relatif, un dépôt littoral peu profond (unité n°3) a recouvert les sédiments glaciomarins. Ultérieurement, une sédimentation de type lagunaire saumâtre (unité n°4) a prévalu, probablement en raison de la progradation du rivage reliée à la régression marine qui se poursuivait. Ensuite, la déflation éolienne qui s'est exercée aux dépend des plaines d'épandage fluvioglaciaire voisines et des cordons littoraux s'est soldée par une accumulation de sables qui a fossilisé ces dépôts marins (VAN VLIET-LANOË & HÉQUETTE, 1987).

Nous avons donc ici l'évidence d'un dépôt littoral, situé à 3 m seulement au-dessus du niveau marin, dont l'âge est d'environ 9000 ans B.P. La même situation se retrouve en d'autres endroits du Kongsfjord. A Kvadehuk, la datation d'une vertèbre de baleine a indiqué qu'une plage soulevée située immédiatement à l'arrière de la lagune actuelle, à 4 m seulement au-dessus du niveau marin, date de 9370 ± 340 ans B.P. (GX-9908; FORMAN et al., 1987). Recueillies à 5 m au-dessus du niveau de la mer à Blomstrand, sur la rive nord du fjord, des coquilles de l'espèce Mytilus edulis, mollusque considéré comme un bon indicateur pour dater un littoral ancien (PETERSEN, 1986), ont révélé un âge d'environ 9200 ans B.P. (date préliminaire, communication personnelle de O. SALVIGSEN).

On ne connaît pas dans la région du Kongsfjord de plages soulevées datant de périodes plus récentes comme il en existe dans d'autres parties du Spitsberg (MOIGN, 1974a; SALVIGSEN, 1984;

LANDVIK *et al.*, 1987). Un ossement de baleine a été daté 6040 ± 210 ans B.P. (GX-9899, FORMAN *et al.*, 1987) sur la rive nord du Kongsfjord, mais il a été recueilli à l'arrière de la crête de tempête actuelle. Comme dans cette région les poussées glacielles peuvent s'exercer au-delà de la limite d'action des vagues (MOIGN, 1976) et en raison du caractère unique de cet échantillon, nous n'avons pas retenu cette date. L'absence de dépôts littoraux soulevés d'âge plus récent que 9000 ans B.P. dans cette région peut s'expliquer soit par un niveau marin relatif stable depuis cette période soit par une régression jusqu'à un niveau inférieur à l'actuel, suivie d'une transgression.

Evidences de submersion pendant l'Holocène

Il existe en plusieurs sites de la côte ouest du Spitsberg des signes d'une transgression marine contemporaine, ce qui indique qu'il n'y a plus, au moins dans ces endroits, d'élévation significative de la terre par rapport au niveau marin. A l'embouchure de l'Isfjord, la mer atteint presque une hutte datant de la fin du 17ème siècle alors que des déchets domestiques (*kitchen midden*) provenant de cette habitation sont maintenant enfouis sous le cordon littoral actuel (CHRISTIANSSON, 1961). Dans la même région, FEYLING-HANSSEN (1955) a noté que la progradation récente du rivage au Cap Wijke, Dicksonfjord (Fig. 1), a donné lieu à la mise en place de crêtes de plage d'altitude croissante vers le large ce qui suggère une élévation contemporaine du NMR. A Amsterdamøya et Danskøya (Fig. 1), les fours à huile utilisés aux 17ème et 18ème siècles par les baleiniers étaient déjà attaqués par la mer au début de ce siècle (VOGT, 1932). Dans la région du Kongsfjord, le même phénomène se produit et des fours datant de la même époque sont érodés près de la lagune Ebeltofhamna (Fig. 2), dans le Krossfjord. Dans cette même lagune, des sépultures apparaissent aujourd'hui (communication personnelle de M.-F. ANRÉE), ce qui montre une submersion récente.

Au Cap Kvadehuk (Fig. 3), les cordons littoraux actuels migrent lentement vers la terre sous l'effet de processus de débordement de tempête (HÉQUETTE & RUZ, 1986). A la faveur du recul des cordons, un sol recouvert de mousses est progressivement enfoui sous des dépôts de débordement de tempête. Sur la face marine, un sol analogue qui n'a pu se développer qu'à l'arrière d'une accumulation littorale, apparaît par endroits en haut d'estran. Un échantillon de ces mousses recueillies sous la crête de tempête, à 2 m au-dessus du niveau moyen de la mer, a révélé un âge ^{14}C

de 2100 ± 135 ans B.P. (Beta-13799). Ceci implique que le cordon littoral se situait à l'avant de sa position actuelle, et que sa migration a débuté il y a au moins 2100 ans, date à laquelle les mousses commencèrent d'être enfouies sous les dépôts littoraux. Bien qu'en certains cas des cordons littoraux puissent migrer vers la terre sans que cela soit dû à une transgression marine, plusieurs éléments indiquent qu'une hausse du NMR a été à l'origine du recul de ces cordons.

Des sols structurés périglaciaires ont été découverts à l'avant-plage des cordons littoraux de Kvadehuk (HÉQUETTE & MANN, 1986). Des ostioles (mudboils) développées dans une boue glaciomarine à blocaux apparaissent à la limite des basses mers et dans la zone infratidale. A leur surface, des coquilles des espèces Mya truncata et Hiatella arctica ont été expulsées sous l'action alternée du gel et du dégel. De grands cercles de pierre (1,5 à 2 m de diamètre) sont visibles en contrebas, immergés à plus de 1 m de profondeur par rapport au niveau des basses mers. Le développement de figurations périglaciaires exige d'une part un gel intense dans le sol et d'autre part de nombreux cycles gel-dégel. L'élaboration de telles structures ne peut se produire que sur une surface subaérienne, car pendant l'hiver la mer ne gèle qu'en surface et le fond est isolé du froid par une épaisseur d'eau libre ce qui a pour effet d'y interdire la formation de figurations périglaciaires. On ne peut donc expliquer leur présence sous l'eau que par une submersion postérieure à leur formation.

Des coquilles de Hiatella arctica ont été prélevées dans les ostioles submergées à 1,5 m sous le niveau moyen de la mer. Ces coquilles datées 9895 ± 120 ans B.P. (Beta-13800) vivaient dans un milieu infralittoral alors que la mer stationnait à un niveau plus élevé que l'actuel. Ceci indique que le dépôt glaciomarin coquiller a émergé après cette date et que l'actuelle zone infratidale a été livrée à une action continentale périglaciaire pendant l'Holocène. Après la formation des ostioles et des cercles de pierre, une transgression marine l'a emporté sur le relèvement isostatique et ces structures périglaciaires ont été alors submergées.

Des observations concordantes ont été effectuées dans la région. MOIGN (1974a) a signalé des sols polygonaux envahis par la mer dans la lagune Ebeltofhamna. Sur la côte ouest du Cap Mitra, une rivière se raccorde à un niveau de base situé au moins à 1 m plus bas que le niveau marin actuel et son embouchure est transformée en estuaire (FORMAN *et al.*, 1987). Un phénomène similaire a été noté sur la rive nord de Prins Karls Forland (Fig. 2) (LEHMAN, 1985).

Les mouvements de la ligne de rivage pendant l'Holocène

En se basant sur ces résultats, nous avons tenté de reconstituer les variations verticales de la ligne de rivage dans le Kongsfjord. Une courbe des changements postglaciaires du NMR a été établie (Fig. 5) en utilisant principalement des datations d'ossements de baleine, reconnus comme de bons indicateurs littoraux pour des plages soulevées (BLAKE, 1975). Des coquilles marines ont aussi été utilisée pour la construction de la courbe du NMR lorsque elles provenaient d'un dépôt littoral ou interprété comme tel.

Vers la fin de la glaciation weichsélienne, la fonte des glaciers provoqua une élévation eustatique du niveau marin qui submergea les régions encore déprimées par le poids de la glace. Toutefois, la mer autour du Svalbard était recouverte par la banquise pendant le Weichsel supérieur et ce jusque vers 13 000 ans B.P., date vers laquelle les eaux chaudes de l'Océan Atlantique commencèrent de pénétrer en Mer de Norvège, immédiatement au sud de l'archipel (JANSEN *et al.*, 1983). De 13 000 à 10 000 ans B.P., les eaux côtières étaient épisodiquement libres de glace dans le nord-ouest du Spitsberg comme le prouvent les quelques ossements de baleines datant de cette période retrouvés dans des plages soulevées (SALVIGSEN & OSTERHOLM, 1982; FORMAN *et al.*, 1987). Dans le Kongsfjord, cette période a été marquée par une lente émersion (<0,5 m/100 ans), attestée par la datation de plusieurs dépôts littoraux soulevés (Tabl. 1). Cette émersion aurait été entrecoupée par de courtes phases de stabilité du NMR ou même par de légères transgressions. La taille considérable des cordons soulevés mis en place lors de cette période (100 à 200 m de largeur et jusqu'à 5 m de hauteur) serait due à de légères oscillations positives du NMR pendant lesquelles la dernière plage construite est érodée et le matériel redéposé sur un cordon préexistant. Un tel processus a déjà été invoqué pour expliquer la morphologie de plages soulevées en Norvège (HALD & VORREN, 1983) et au Spitsberg (LANDVIK *et al.*, 1987).

Le début de l'Holocène fut caractérisé dans la région du Kongsfjord par un soulèvement isostatique très rapide (FORMAN *et al.*, 1987), correspondant vraisemblablement à la déglaciation finale du Svalbard. Ceci se traduisit par une régression de plus de 3 m/100 ans après 10 000 ans B.P., malgré la hausse eustatique du niveau marin qui se poursuivait. Ensuite, après approximativement 9000 ans B.P., le NMR a continué de s'abaisser pour atteindre un niveau plus

bas que le niveau marin actuel. A l'embouchure du Kongsfjord et dans toute la région, des galets bien émoussés et relativement homométriques, semblables aux galets des cordons littoraux actuels, ont été signalés par MOIGN (1974a) à environ -15 m de profondeur sur les plateformes immergées de strandflat (Photo 2). Ces galets disposés en rides que l'on retrouve toujours aux mêmes profondeurs avaient initialement été interprétés comme les restes de cordons littoraux tardi-weichséliens (MOIGN, 1974b). Comme il est maintenant connu que les premières plages postglaciaires au Spitsberg sont situées à des altitudes de plus de 20 m et que les dépôts littoraux datant d'un interstade weichsélien sont également situées bien au dessus du niveau marin actuel (TROITSKY, 1981), nous interprétons ces rides de galets submergées comme la limite inférieure du NMR pendant l'Holocène. La période pendant laquelle la mer aurait atteint ce niveau ne peut être connue avec précision en l'absence de datation, aussi cette partie de la courbe du NMR est-elle une approximation. D'autre part, si l'âge des mousses actuellement exhumées en haut de plage à Kvadehuk révèle que la transgression subséquente débute avant 2100 ans B.P., on ne peut connaître avec exactitude le niveau marin correspondant à cette date. Toutefois, comme les cordons actuels atteignent par endroits une hauteur de plus de 3 m au-dessus du niveau moyen de la mer et que les mousses sont situées à 2 m d'altitude, il est très probable que la mer se trouvait à cette époque à un niveau légèrement inférieur au niveau actuel. Sur la courbe du NMR la transgression se poursuit ensuite jusqu'à nos jours, comme l'indiquent les arguments précédemment exposés.

Discussion

La courbe des changements du NMR présentée dans cet article diffère considérablement de toutes les autres courbes de variations postglaciaires du niveau marin publiées pour le Spitsberg. Elle est cependant similaire à certaines courbes de variations du NMR de régions marginales ou périphériques d'englacement et correspond bien aux modèles géophysiques de prédiction des changements du niveau marin dans de telles régions.

WALCOTT (1972) a montré qu'en l'absence de variations de volume des eaux océaniques depuis 6000 ans, les changements "apparents" du niveau marin pouvaient être expliqués en terme de modifications visco-élastiques des couches profondes de la Terre (sublithosphère), sans faire appel à

des variations d'ordre eustatique. A partir de ce concept largement accepté aujourd'hui, CLARK (1980) a proposé un modèle de prédiction des changements du NMR pendant l'Holocène, dans lequel la carte du monde est divisée en six zones distinctes, chacune ayant connu un type de variations du niveau marin. Selon ce modèle, appuyé par des données de terrain, la dépression isostatique engendrée par les glaciers du Pléistocène aurait induit un mouvement de matière sublithosphérique qui se serait traduit par un bombement (forebulge) dans les régions périphériques de l'engagement. Par la suite, la récession glaciaire aurait provoqué, dans les régions effectivement couvertes par les glaciers, une émersion importante et rapide par réajustement isostatique, alors que dans les régions périphériques, une subsidence se serait produite par rééquilibrage de matière profonde. Dans la zone de transition située entre la zone déprimée par la glace et la zone de bombement périphérique, l'émergence initiale est normalement suivie d'une submersion due à la migration du forebulge vers le centre de relèvement glacio-isostatique. Cette migration impliquant une redistribution de matière dans les couches visco-élastiques de la Terre s'effectue à un rythme beaucoup plus lent que celui du retrait glaciaire, et de ce fait, continue de se produire bien après la fin de la déglaciation.

En comparant des prédictions basées sur ce modèle et des données recueillies dans une telle zone de transition dans la région atlantique du Canada, QUINLAN & BEAUMONT (1981) ont affiné ce type de modèle à une échelle régionale en démontrant que sur moins de 500 km de distance, le NMR s'est constamment abaissé en certains sites, s'est régulièrement élevé en d'autres ou encore a régressé puis s'est élevé en plusieurs endroits. Comme ces auteurs l'ont montré, ceci peut être expliqué uniquement en termes de réajustements néo-tectoniques, par la migration d'un forebulge à travers la région (Fig. 6). La courbe des variations du NMR dans le Kongsfjord est identique à la courbe type de la zone B (Fig. 6) de QUINLAN & BEAUMONT (1981). Comme la région du Kongsfjord était située à la périphérie des glaciers pendant le Weichsel supérieur, tout comme l'était la région atlantique du Canada, nous expliquons la submersion tardio-holocène du Kongsfjord comme une manifestation de la migration d'un forebulge vers l'intérieur du Svalbard, c'est à dire vers le centre de la glaciation tardio-weichsélienne dans l'est de l'archipel (SALVIGSEN & NYDAL, 1981; TROITSKY, 1981).

Conclusion

Cette étude montre que dans la région du Kongsfjord, les variations holocènes de la ligne de rivage ont été différentes de celles qui ont prévalu en d'autres régions du Svalbard. Ces résultats rejoignent les conclusions des recherches récentes menées sur les changements postglaciaires du niveau marin dans les régions soumises à une dépression glacio-isostatique pendant le Pléistocène. Il a en effet été mis en évidence que les variations apparentes du niveau marin ont pu y être très différentes entre plusieurs sites côtiers peu éloignés les uns des autres. De nouvelles investigations seraient nécessaires, particulièrement dans le nord et le nord-ouest du Spitsberg, afin de déterminer si la transgression qui a affectée le Kongsfjord à l'Holocène a été un phénomène isolé ou si d'autres régions ont connu de semblables variations de la ligne de rivage.

REMERCIEMENTS

Cet article est dédié à Annik Moign-Toberne, professeur à l'Université de Bretagne Occidentale (Brest), qui nous a quittés tragiquement lors d'un accident de plongée en juillet 1987. Elle a été une pionnière dans l'étude des strandflats sous-marins des régions arctiques. Nous avons grandement profité de son expérience et sa confiance et ses encouragements ont largement contribué à mener à bien ce projet de recherche. Nous remercions Brigitte Van Vliet-Lanoë (Centre de Géomorphologie du CNRS, Caen) et Daniel H. Mann (Quaternary Research Centre, Seattle) pour leur aide sur le terrain. Mme G. Délibrias (Centre des Faibles Radio-activités, Gif-sur-Yvette) a gracieusement effectué les datations ^{14}C des coquilles de la coupe de Gluudneset. D.L. Forbes (Centre océanographique de Bedford, Dartmouth) et R. Paskoff (Université de Lyon II) ont eu l'obligeance de lire et critiquer la première version de ce manuscrit.

BIBLIOGRAPHIE

- BIRKENMAJER, K. & I.U. OLSSON (1970): Radiocarbon dating of raised marine terraces at Hornsund, Spitsbergen, and the problem of land uplift. - Norsk Polar. Arbok **1969**: 17-43.
- BLAKE, W., jr. (1975): Radiocarbon age determinations and postglacial emergence at Cape Storm, southern Ellesmere Island, Arctic Canada. - Geogr. Ann. **57A**: 1-71.
- BOULTON, G.S. (1979): Glacial history of the Spitsbergen archipelago and the problem of a Barents Shelf ice sheet. - Boreas, **8**: 31-57.
- BÜDEL, J. (1968): Die Junge Landhebung Spitsbergens im Umkreis des Freeman-Sundes und der Olga-Strasse. - Würzburger Geogr. Arbeiten, **22**: 1-22.
- CHRISTIANSSON, H. (1961): The Russian settlement at Russekeila and land rise in Vestspitsbergen. - Arctic, **14**: 112-118.
- CLARK, J.A. (1980): A Numerical Model of Worldwide Sea Level Changes on a Viscoelastic Earth. - In: N.A. Mörner (Ed.), Earth rheology, isostasy and eustasy, John Wiley and Sons, London: 525-534.
- ELVERHÖI, A. (1984): Glaciogenic and associated marine sediments in the Weddell Sea, Fjords of Spitsbergen and the Barents Sea: a review. - Mar. Geol., **57**: 53-88.
- FEYLING-HANSEN, R.W. (1955): Late-Pleistocene deposits at Kapp Wijke, Vestspitsbergen. - Norsk Polar. Skr. **108**: 1-21.
- FORMAN, S.L., D.H. MANN & G.H. MILLER (1987): Late Weichselian and Holocene relative sealevel history of Brøggerhalvøya, Spitsbergen. - Quat. Res., **27**: 41-50.
- GUILCHER, A., J.C. BODÉRÉ , A. COUDÉ, J.D. HANSOM , A. MOIGN & J.P. PEULVAST (1986): Le problème des strandflats en cinq pays de hautes latitudes. - Rev. Geol. Dyn. Geogr. Phys., **27**: 47-79.
- HALD, M. & T. VORREN (1983): A shoreline displacement curve from the Trømso district, north Norway. - Norsk Geol. Tidsskr., **63**: 103-110.
- HÉQUETTE, A. (1986): Morpho-sédimentologie et évolution de littoraux meubles en milieu arctique. Péninsule de Brögger, Spitsberg - Thèse de doctorat de 3ème cycle, Brest, 397p.
- HÉQUETTE, A. (1988, sous presse): Vues récentes sur l'évolution du Svalbard au Quaternaire. - Rev. Géomorph. Dyn.

- HÉQUETTE, A. & D.H. MANN (1986): Des figurations périglaciaires immergées, preuve d'une transgression marine ayant succédé à l'émergence postglaciaire au Spitsberg nord-occidental (Svalbard). - C.R. Acad. Sci. Paris, Série II, **303**: 1237-1240.
- HÉQUETTE, A. & M.H. RUZ (1986): Migration de cordons littoraux par processus de débordements de tempête dans le cadre d'une transgression marine, Kvadehuk, péninsule de Brögger, Spitsberg. - Géogr. Phys. Quat., **40**: 197-206.
- HOPPE, G. (1970): The Würm ice sheets of Northern and Arctic Europe. - Acta Geogr. Lodziensia, **24**: 105-115.
- JANSEN, E, H.P. SEJRUP, T. FJAERAN, M. HALD, H. HOLTEDAHL & O. SKARBØ (1983): Late Weichselian paleoceanography of the southeastern Norwegian Sea. - Norsk Geol. Tidsskr., **63**: 117-146.
- LANDVIK, J.Y., J. MANGERUD & O. SALVIGSEN (1987): The Late Weichselian and Holocene shoreline displacement on the west-central coast of Svalbard. - Polar Res., **5**: 29-44.
- LEHMAN, S.J. (1985): Quaternary glacial and relative sea level history of Prins Karls Forland and northern Kongsfjorden, west Spitsbergen, Svalbard. - Thèse de Maîtrise, Université du Colorado, Boulder.
- MILLER, G.H. (1982): Quaternary depositional episodes, western Spitsbergen, Norway: aminostratigraphy and glacial history. - Arctic Alp. Res., **14**: 321-340.
- MOIGN, A. (1974a): Strandflats immergés et émergés du Spitsberg central et nord-occidental. - Thèse d'Etat, Brest, 727p.
- MOIGN, A. (1974b): Un essai synthétique d'explication de la transformation des strandflats au Spitsberg. - C.R. Acad. Sci. Paris, Série II, **278**: 1685-1688.
- MOIGN, A. (1976): L'action des glaces flottantes sur le littoral et les fonds marins du Spitsberg central et nord-occidental. - Rev. Géogr. Montr., **30**: 51-64.
- PETERSEN, K.S. (1986): Marine molluscs as indicators of former sea-level stands. - In: Sea-level research: a manual for the collection and evaluation of data, O. van de Plassche (Ed.), Free University, Amsterdam: 129-155.
- PUNNING, J.M., R. RAJAMÄE, M. EHRENPRIES & L. SARV (1977): Tallinn radiocarbon dates IV. - Radiocarbon, **19**: 111-117.

- PUNNING, J.M., R. RAJAMÄE, K. JOERS & H. PUTNIK (1980): Tallinn radiocarbon dates VI.
 - Radiocarbon, 22: 91-98.
- QUINLAN, G. & C. BEAUMONT (1981): A comparison of observed and theoretical postglacial relative sea level in Atlantic Canada. - Can. J. Earth Sci., 18: 1146-1163.
- SALVIGSEN, O. (1984): Occurrence of pumice on raised beaches and Holocene shoreline displacement in the inner Isfjorden area, Svalbard. - Polar Res., 2: 107-113.
- SALVIGSEN, O. & R. NYDAL (1981): The Weichselian glaciation in Svalbard before 15,000 B.P.
 - Boreas, 10: 433-446.
- SALVIGSEN, O. & H. ÖSTERHOLM (1982): Radiocarbon dated raised beaches and glacial history of the northern coast of Spitsbergen, Svalbard, - Polar Res., 1: 97-115.
- TROITSKY, L.S. (1981): The history of the glaciation of Svalbard. - Polar Geogr. and Geol., 5:
 57-81.
- TROITSKY, L.S., J.M. PUNNING, G. HÜTT & R. RAJAMÄE (1979): Pleistocene glaciation chronology of Spitsbergen. - Boreas, 8: 401-407.
- VAN VLIET-LANOË, B. & A. HÉQUETTE (1987): Activité éolienne et sables limoneux sur les versants exposés au nord-est de la péninsule de Brogger, Spitzberg du nord-ouest (Svalbard). - In: Loess and Periglacial Phenomena, M. Pécsi & H.M. French (eds.), Akad. Kiado, Budapest, p.103-123.
- VOGT, T. (1932): Landets senkning i nutiden på Spitsbergen og Øst-Grønland. - Norsk Geol. Tidsskr. 12: 563-574.
- WALCOTT, R.I. (1972): Past sea levels, eustasy and deformation of the Earth. - Quat. Res., 2:
 1-14.

Adresse des auteurs:

- A.H.: Commission géologique du Canada, Centre océanographique de Bedford, C.P. 1006, Dartmouth, Nouvelle-Ecosse, Canada.
- M.H.R.: UA 904 du CNRS, Département de géographie, Université de Bretagne Occidentale, B.P. 814, 29285 Brest Cedex, France.

N° de laboratoire	Localisation	Altitude (m)	Nature de l'échantillon	Age ^{14}C (années B.P.)	Références
I-13793	Kvadehuk	37	vertèbre de baleine	11940±180	FORMAN et al., 1987
GX-10731	Kvadehuk	37	vertèbre de baleine	11020±170	FORMAN et al., 1987
GX-10730	Kvadehuk	30	vertèbre de baleine	9745±155	FORMAN et al., 1987
GX-9891	Kvadehuk	23	vertèbre de baleine	10060±315	FORMAN et al., 1987
Tln-186	Brandalpynten	22	<u>Mya truncata</u> et <u>Hiatella arctica</u>	9970±90	PUNNING et al., 1977
GX-8590	Brandalpynten	20	<u>Mya truncata</u>	9965±315	MILLER, 1982
DIC-3122	Kvadehuk	20	coquilles marines	10415±90	FORMAN et al., 1987
GX-9892	Kvadehuk	14	vertèbre de baleine	9505±280	FORMAN et al., 1987
GX-10104	Ouest de Blomstrand	10	fragments de coquilles	10085±170	FORMAN et al., 1987
GX-9893	Kvadehuk	8	vertèbre de baleine	9940±370	FORMAN et al., 1987
Tln-276	Rive sud du Kongsfjord	5	coquilles marines	9450±120	PUNNING et al., 1980
GX-9894	Kvadehuk	5	fragments de coquilles	9975±290	FORMAN et al., 1987
GX-9908	Kvadehuk	4	vertèbre de baleine	9370±340	FORMAN et al., 1987
GIF-7164	Gluudneset	3	coquilles marines	9120±140	non publié
GIF-7165	Gluudneset	2,7	<u>Mya truncata</u>	9550±150	non publié
Beta-13799	Kvadehuk	2	mousses	2100±135	HÉQUETTE & MANN, 1986
Beta-13800	Kvadehuk	-1,5	<u>Hiatella arctica</u>	9895±120	HÉQUETTE & MANN, 1986

Tableau 1. Ages ^{14}C de dépôts marins en bordure du Kongsfjord, Spitsberg.Table 1. ^{14}C dates of marine deposits along the Kongsfjord, Spitsbergen.

FIGURES

Figure 1. Carte de localisation du Svalbard.

Location map of Svalbard.

Figure 2. Carte de localisation de la région du Kongsfjord.

Location map of the Kongsfjord area.

Figure 3. Carte de localisation de la péninsule de Brøgger.

1) moraines; 2) glaciers.

Location map of the Brøgger peninsula.

1) moraines; 2) glaciers.

Figure 4. Coupe lithostratigraphique de la basse terrasse marine près de Gluudneset, dans le Kongsfjord (cf. Fig. 3 pour la localisation de la coupe).

1) sédiments fluvioglaciaires hétérométriques; 2) boues glaciomarines à coquilles; 3) sables littoraux coquillers; 4) sédiments sablo-limoneux lagunaires; 5) sables éoliens grossiers; 6) sables éoliens fins.

Lithostratigraphic section of the low marine terrace near Gluudneset, inner Kongsfjord (cf. Fig. 3 for location).

1) poorly sorted glaciofluvial sediments; 2) glaciomarine muds with marine shells; 3) littoral sands with shells fragments; 4) lagoon silty sands; 5) coarse eolian sands; 6) fine eolian sands.

Figure 5. Courbe des variations holocènes du niveau marin relatif dans le Kongsfjord, nord-ouest du Spitsberg. Les coquilles provenant de dépôts infralittoraux n'ont pas été utilisées pour la construction de la courbe, car le niveau marin correspondant n'est pas connu.

Holocene relative sea level curve in the Kongsfjord, northwest Spitsbergen. The shells from sublittoral deposits were not used for the construction of the curve because the corresponding sea level is unknown.

Figure 6. Représentation schématique de la migration postglaciaire du bombement périphérique (forebulge) et de son effet sur le niveau marin relatif en quatre sites (d'après QUINLAN & BEAUMONT, 1981). La flèche indique la direction du retrait glaciaire; la migration du forebulge s'effectue dans le même sens.

Schematic representation of a postglacial peripheral bulge migration affecting relative sea level at four sites (after QUINLAN & BEAUMONT, 1981). The ice sheet producing this bulge retreats from right to left, in the direction of the arrow, and the bulge follows it.

PHOTOGRAPHIES

Photo. 1. Photographie aérienne verticale de l'extrême nord-ouest de la péninsule de Brøgger, Spitsberg occidental. Les séries de plages soulevées postglaciaires sont numérotées de 1 à 5, par ordre chronologique de mise en place (photo n° S69-2207, copyright Norsk Polarinstittut, Oslo).

Vertical aerial photograph of the northwestern extremity of the Brøgger peninsula, western Spitsbergen. The series of postglacial raised beaches are numbered from 1 to 5, in chronological order of formation (photo n° S69-2207, copyright Norsk Polarinstittut, Oslo).

Photo. 2. Galets de plage submergés à environ 15 m de profondeur au nord-est de Prins Karl Foreland (cliché A. Moign).

Submerged beach pebbles in 15 m of water, northwest of Prins Karl Foreland (photo by A. Moign).

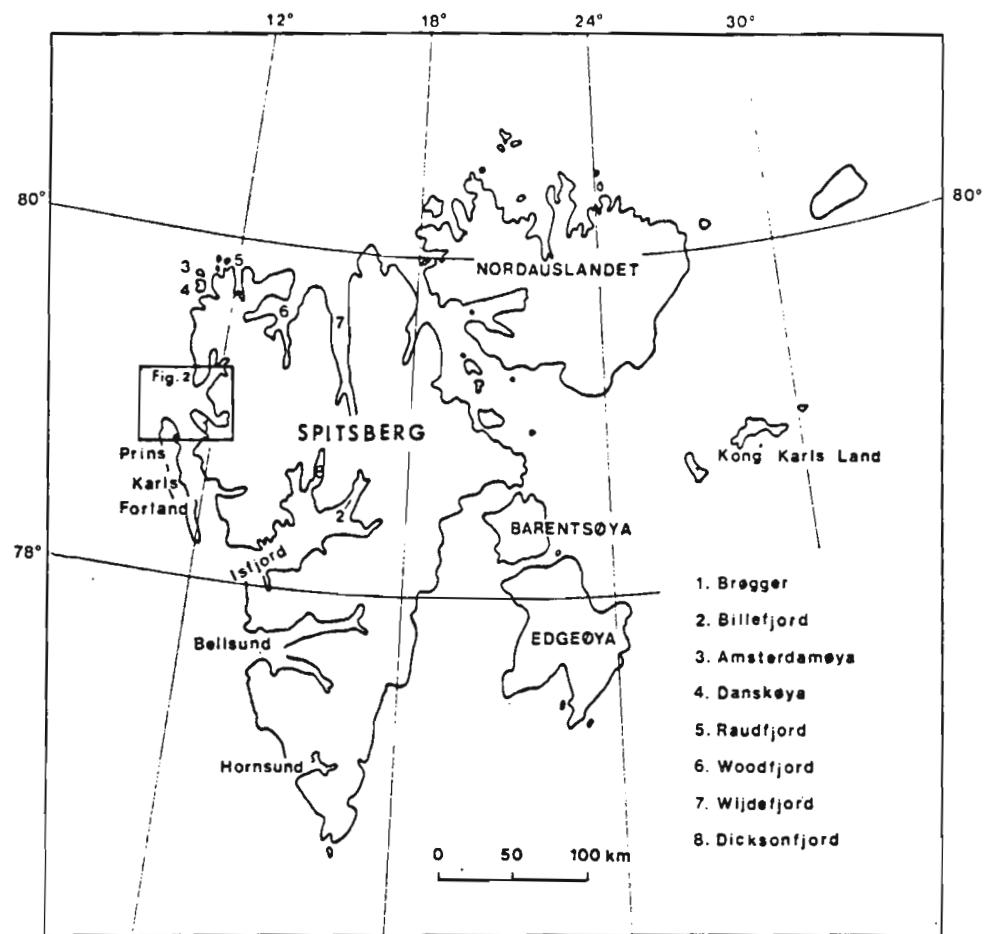


Fig. 1

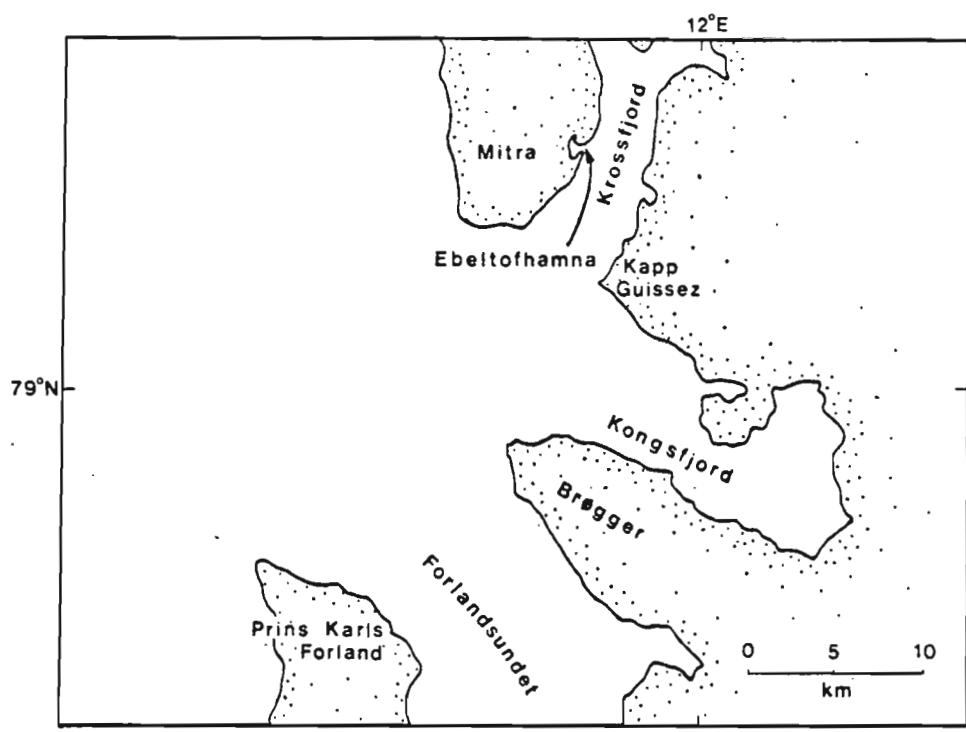


Fig. 2

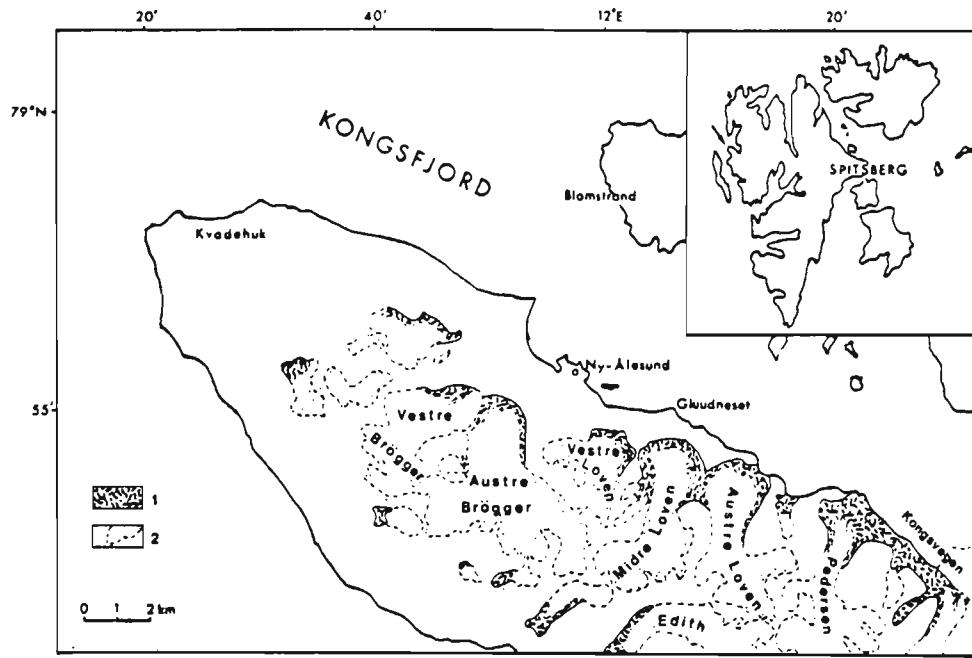


Fig. 3

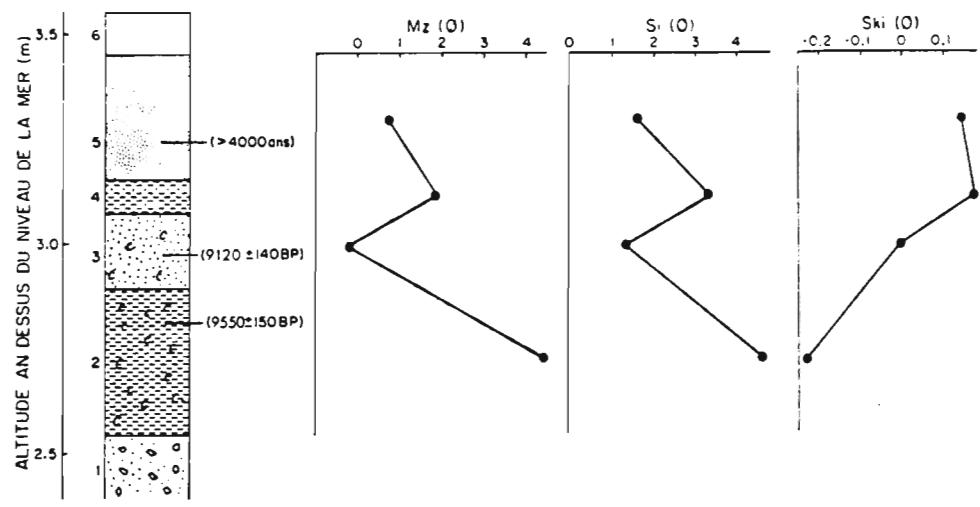


Fig. 4

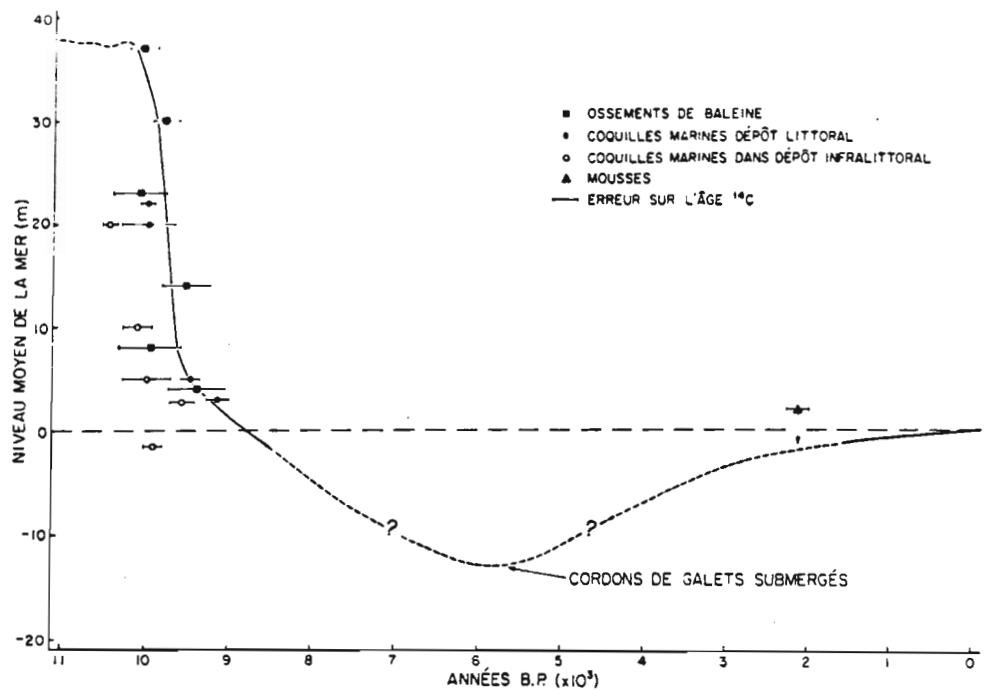


Fig. 5

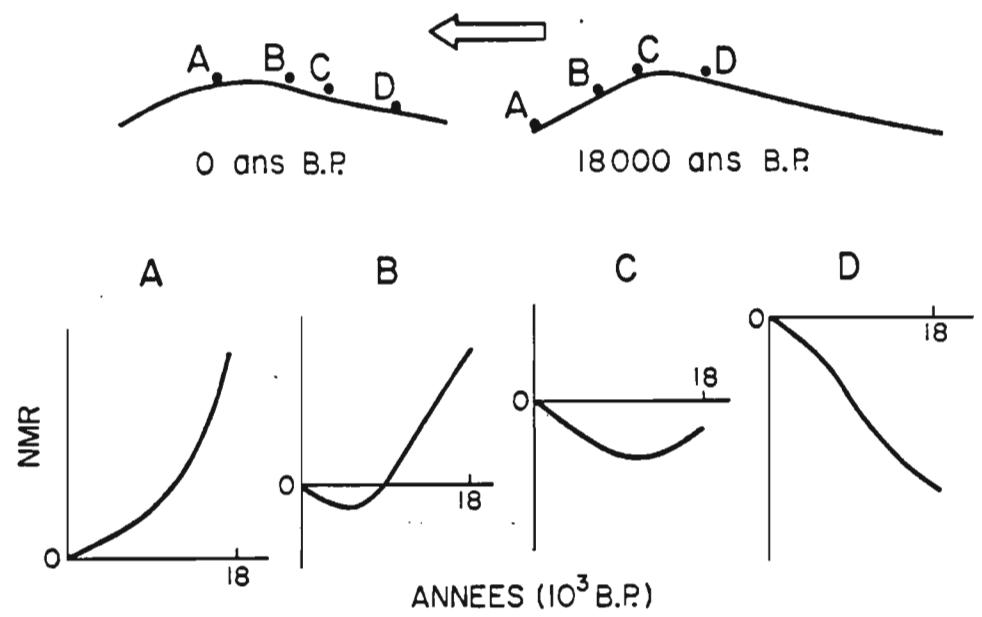


Fig. 6



Photo 1

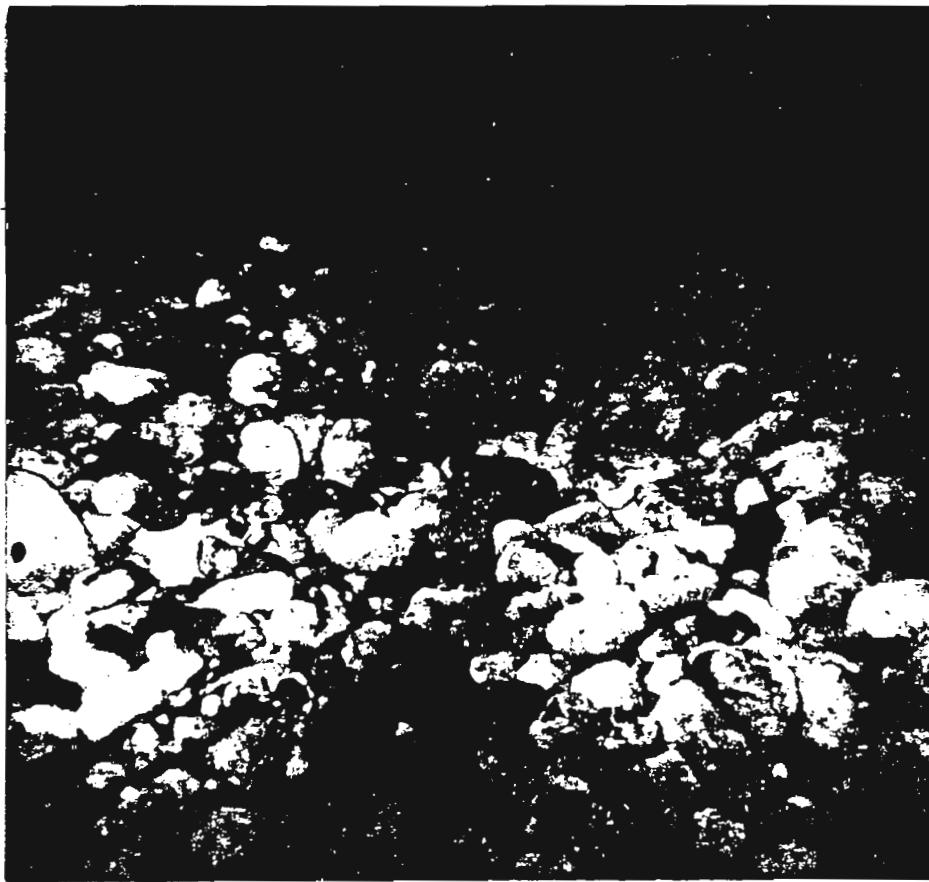


Photo 2

**SÉDIMENTATION LITTORALE EN BORDURE DE PLAINES D'ÉPANDAGE
FLUVIOGLACIAIRE AU SPITSBERG NORD-OCCIDENTAL**

Arnaud Héquette¹ et Marie-Hélène Ruz²

¹Commission géologique du Canada
Centre océanographique de Bedford
C.P. 1006, Dartmouth, Nouvelle-Écosse
B2Y 4A2 Canada

²URA 904 du CNRS
Département de géographie
Université de Bretagne occidentale
B.P. 814 - 29285 Brest Cedex, France

9 juin 1989

Contribution No 12489 de la Commission géologique du Canada

RÉSUMÉ: Les littoraux meubles situés en bordure des plaines d'épandage fluvioglaciaire de la péninsule de Brögger (nord-ouest du Spitsberg) sont caractérisés par une grande variabilité à court terme. Pendant la courte saison estivale arctique, les torrents proglaciaires transportent une importante charge sédimentaire dont une partie se dépose à l'avant-plage sous la forme de micro-deltas, au niveau d'exutoires qui tronçonnent de minces cordons littoraux de faible hauteur (≈ 1 m). Au sein de ces deltas, de petites barres sablo-graveleuses se forment, mesurant à peine 20 cm de hauteur en début d'été. Ces accumulations se développent rapidement pendant la première partie de l'été pour atteindre environ 50 cm fin juillet et jouent alors le rôle de barres de déferlement. Sous l'action des vagues et de la dérive littorale, ces barres se transforment en un nouveau cordon littoral à l'avant de la précédente ligne de rivage. Les mesures effectuées au sein de ces deltas ont révélé qu'en l'espace de deux ans seulement, ces barres de déferlement pouvaient atteindre la même taille que les cordons littoraux. Les levées littorales antérieurement mises en place sont progressivement érodées par les torrents et ce matériel contribue également à engraisser les nouvelles accumulations littorales à l'avant des exutoires. On assiste ainsi à une progradation de la côte, avec destruction des lignes de rivage antérieures, à un rythme en grande partie déterminé par les fluctuations dans les débits des cours d'eau. La migration de la ligne de côte ne s'effectue pas uniformément vers le large, mais de légers mouvements des cordons vers la terre peuvent se produire pendant leur formation. L'évolution d'un tel littoral est essentiellement conditionnée par les processus fluvioglaciaires qui contribuent à alimenter mais aussi à détruire les accumulations littorales.

ABSTRACT Coastal sedimentation along glacial outwash plain shorelines in northwest Spitsbergen: The accretional shorelines fringing the glaciofluvial outwash plains of the Brögger Peninsula, in northwest Spitsbergen, are characterized by rapid short-term morphological changes. During the short arctic summer, the glaciofluvial streams and rivers carry significant sediment load. Part of this sediment is deposited in the lower intertidal zone as small-scale deltas, at the mouths of outlets cutting low elevated barrier beaches (ca. 1 m). Within these deltas, small sand and gravel bars develop, measuring 20 cm in height at the begining of the summer. These accumulation features develop rapidly during the first part of the summer to reach 50 cm in elevation in late July, and eventually to evolve as swash bars. Due to the action of waves and littoral drift, these swash bars subsequently develop as new barrier beaches, slightly seaward of the former coastline. Topographic measurements within the deltas show that in only two years these bars can reach the same size as the barriers. The formerly built-up barriers are cannibalized by the glaciofluvial streams, contributing to the accretion at the mouth of the outlets. Coastal progradation occurs, with the destruction of the former coastlines, at a rate which strongly relates to river flow fluctuations. The shoreline does not migrate regularly and evenly seaward, and slight shoreward movements of the barriers may occur during their formation. Coastal evolution is primarily controlled by glaciofluvial processes which supply sediment to the coastal system and also erode coastal landforms.

INTRODUCTION

Les plaines d'épandage fluvioglaciaire dans les régions de haute latitude constituent des ensembles morphogéniques particuliers, caractérisés notamment par une discontinuité dans le temps des processus géomorphologiques et sédimentologiques qui les affectent. Ce caractère intermittent des processus liés à l'érosion, au transport et au dépôt de matériel clastique en fait des milieux sédimentaires tout à fait originaux. Peu de recherches ont été menées sur la géomorphologie et la sédimentologie des littoraux associés aux épandages fluvioglaciaires. Quelques études sur la dynamique littorale en bordure de plaines d'épandage fluvioglaciaire ont été réalisées en Alaska (Galloway, 1976; Boothroyd *et al.*, 1976) et en Islande (Nummedal *et al.*, 1974, 1987; Ward *et al.*, 1976; Hine et Boothroyd, 1978; Bodéré, 1979, 1985). Jusqu'à présent ce type de côte n'avait fait l'objet au Spitsberg que de descriptions géomorphologiques (Moign, 1974; Moign et Héquette, 1985) sans que de véritables modèles de sédimentation littorale aient été définis.

Cet article présente les résultats de recherches menées sur l'évolution morpho-sédimentologique de littoraux meubles associés à des plaines d'épandage fluvioglaciaire en péninsule de Brögger, au Spitsberg nord-occidental (fig. 1). La face nord-est de la péninsule de Brögger fournit un excellent exemple des relations qui peuvent s'établir entre des formations fluvioglaciaires et des formes d'accumulation marine. Des glaciers et leur vallums morainiques dominent une plaine côtière constituée de cônes d'épandage fluvioglaciaire, coalescents ou individuels, en bordure desquels se sont construits des cordons littoraux. En général, à peine plus de 1 km sépare le rivage du front des glaciers. Ainsi, la péninsule de Brögger présente-t-elle l'avantage de posséder un système morphogénique glacio-fluvio-marin complet dans un espace restreint.

MÉTHODOLOGIE

En 1983, un réseau de profils topographiques a été mis en place le long des littoraux de la péninsule de Brögger, en utilisant un théodolite à nivellation horizontal. Ces profils, réalisés

perpendiculairement aux plages, ont été levés tous les dix jours en moyenne pendant l'été 1983, puis une autre fois en 1985. Cette technique nous a permis, grâce à la comparaison des situations successives d'un même profil dans le temps, de suivre de façon précise (<5 cm) l'évolution morphologique des estrans. Des sédiments ont été prélevés le long de chaque profil ainsi que dans les lagunes et sur les plaines d'épandage fluvioglaciaire. Dans les formations fluvioglaciaires et dans les cordons littoraux, des coupes stratigraphiques ont été levées et échantillonées. Les analyses granulométriques des échantillons sableux ont été réalisées sur une colonne de tamis au quart de phi, alors que la fraction fine (<50 µm) a été analysée à l'aide d'une centrifugeuse. Les paramètres statistiques (moyenne, écart-type, dissymétrie) ont été calculés graphiquement selon la méthode de Folk et Ward (1957). L'analyse morphoscopique des sables a été effectuée à la loupe binoculaire sur des échantillons de 100 grains de quartz provenant des refus des tamis de 800, 500, 315 et 200 µm, tel que préconisé par Le Ribault (1977).

PRÉSENTATION DU SECTEUR D'INVESTIGATION

La péninsule de Brögger est située sur la façade nord-ouest du Spitsberg, à près de 79° de latitude nord (fig. 1). Elle est limitée au sud-ouest par le Forlandsundet et au nord-est par le Kongsfjord (fig. 2). Trois glaciers à front marin - le Kongsvegen, le Kongsbreen et le Conway (fig. 2) - atteignent le fond du Kongsfjord. Ce fjord possède par endroits des profondeurs de plus de 300 m, mais ses flancs abrupts entrent en contact avec le littoral par l'intermédiaire d'un replat sous-marin de 5 à 10 m de profondeur (Moign, 1974). Il s'agit d'une banquette immergée de strandflat, qui au sens large est une plateforme côtière, située dans une région de hautes latitudes, et ayant connu une ou plusieurs glaciations au Pléistocène (Guilcher *et al.*, 1986). Cette plateforme possède une faible extension latérale dans la partie amont du fjord, mais s'élargit vers son embouchure. Dans sa partie émergée, ce strandflat est recouvert de formations détritiques marines et littorales soulevées, résultat de l'émergence glacio-isostatique provoquée par la disparition des glaciers weichseliens qui occupaient le Spitsberg (Salvigsen et Nydal, 1981; Héquette, 1988).

La péninsule de Brögger possède une morphologie caractéristique commune aux îles et aux péninsules de la côte nord-ouest du Spitsberg: un axe montagneux métamorphique dominant un piedmont sédimentaire. De petits glaciers de vallée de type alpin (surface moyenne: 5 km^2), les glaciers Loven, Pedersen, et Brögger, s'écoulent vers le Kongsfjord, sans toutefois l'atteindre, en découpant perpendiculairement l'arête axiale montagneuse de la péninsule (fig. 2). À la périphérie de leur front, de vastes complexes morainiques, constitués de matériaux détritiques issus des parois supra-glaciaires ou du fond du lit glaciaire, ont été déposés; il s'agit essentiellement de roches métamorphiques et, dans une moindre mesure, de roches sédimentaires (Barbaroux, 1967). Dans chaque cas, l'organisation est similaire: on distingue un vallum externe semi-circulaire de 20 à 35 m de hauteur, à l'arrière duquel s'étend, jusqu'au front du glacier, une plaine intramorainique chaotique formée de nombreuses buttes et collines. Les collines morainiques attestent des retraits successifs des glaciers depuis la mise en place des vallums externes qui correspondent en grande partie à des moraines de poussée marquant le maximum du Petit Âge glaciaire qui, dans cette région, date de la seconde partie du XIX^e siècle (Boulton, 1979). Des torrents proglaciaires entaillent profondément les vallums morainiques et fournissent en abondance du matériel clastique aux plaines d'épandage fluvioglaciaire qui, en contrebas, s'étendent jusqu'au fjord et masquent en partie les affleurements de roche sédimentaire du piedmont (fig. 3). La côte est formée de minces cordons littoraux tronçonnés, de place en place, par des exutoires de torrents fluvioglaciaires ou de micro-lagunes.

LES CONDITIONS CLIMATIQUES

Étant donné sa position à 79° de latitude nord, la péninsule de Brögger est située dans la zone polaire froide à deux saisons thermiques. Les températures moyennes annuelles sont toujours négatives et, dans cet environnement périglaciaire, la gélification est le processus majeur de météorisation des roches. Toutefois, cette région apparaît comme un endroit relativement clément pour l'Arctique. Pendant la période 1971-1980, la température moyenne annuelle a été de $-5,8^\circ \text{ C}$ à

la station de Ny-Ålesund (fig. 2), à proximité immédiate du terrain d'étude, et la moyenne du mois le plus froid n'a été que de -13,9° C, ce qui est loin des températures beaucoup plus basses enregistrées à la même latitude dans le Grand Nord canadien. Ces valeurs sont révélatrices de l'adoucissement apporté par la branche la plus septentrionale de la Dérive nord-atlantique, issue du Gulf Stream, le long de la côte occidentale du Spitsberg.

Si les hivers ne sont pas excessivement rigoureux, ils sont cependant longs: huit mois ont des moyennes mensuelles inférieures à 0° C. L'été arctique est court; il ne dure que trois ou quatre mois: juin, juillet et août, parfois septembre selon les années. Toutefois, que l'été soit légèrement plus court ou un peu plus long, une de ses caractéristiques essentielles est la remarquable stabilité des températures au-dessus de 0° C, ce qui induit une fusion rapide et continue.

La péninsule de Brögger, en comparaison avec d'autres régions polaires, est abondamment arrosée (moyenne annuelle: 385 mm), et la répartition des précipitations est assez égale tout au long de l'année.

OCÉANOGRAPHIE CÔTIÈRE

Une donnée primordiale concernant les conditions hydrodynamiques littorales dans cette région est la courte période de l'année pendant laquelle la banquise est présente. En raison de l'effet adoucissant de la Dérive nord-atlantique, la banquise n'apparaît le plus souvent qu'en janvier et parfois seulement en février dans le nord-ouest du Spitsberg, et elle n'y subsiste que trois mois en moyenne (Kergomard, 1982). Cependant, les eaux côtières, et spécialement les fjords, gèlent plus tôt dans la saison et sont immobilisées pendant une période plus longue par une banquise côtière (fast-ice). Avant même l'apparition de cette banquise côtière, le jet de rive et la marée commencent à construire un pied de glace qui recouvrira le littoral pendant environ huit mois (Moign, 1976). Dans cette région, le pied de glace joue avant tout un rôle protecteur en immobilisant la côte et en empêchant tout mouvement de sédiments sur les plages pendant cette période de l'année. Bien que ce moment soit variable d'une année à l'autre, le Kongsfjord commence à geler fin novembre ou en

décembre et la débâcle a généralement lieu fin mai ou début juin (Moign, 1974). Que le couvert de glace marine soit total ou partiel, il élimine ou au moins limite fortement les possibilités de formation de vagues locales et absorbe l'énergie des houles du large.

Au cours de la période d'eau libre, les vagues dans le Kongsfjord proviennent de deux directions opposées qui correspondent à l'axe du fjord. Les vagues les plus fréquentes sont celles de secteur sud-est. Il s'agit de vagues locales engendrées par les vents catabatiques en provenance des glaciers Kongsvegen et Kongsbreen (fig. 2). La vitesse de ces vents peut parfois dépasser 15 m s^{-1} (Joly et Kergomard, 1983), mais étant donné leur faible course possible dans le fjord, ils ne peuvent engendrer que des vagues de courte période ($\leq 3 \text{ sec}$) et de faible hauteur ($\leq 0,8 \text{ m}$). Les vagues les plus fortes sont celles du large, qui viennent de l'ouest et du nord-ouest, et sont associées aux temps dépressionnaires. Leur hauteur significative ($H_{1/3}$) en eau profonde peut dépasser 3 m lorsque les vents soufflent en tempête (Héquette, 1986). Cependant, dans le fjord, les littoraux sont peu exposés à ces houles.

Du point de vue de la période, la marée est de type semi-diurne. L'amplitude moyenne des marées est de 110 cm environ dans le Kongsfjord, ce qui en fait un milieu microtidal selon la classification de Davies (1964). En plus des oscillations quotidiennes du niveau marin liées au rythme des marées, les variations de la pression atmosphérique peuvent sensiblement éléver le niveau de la mer sur les côtes. Ainsi, des surélévations du plan d'eau de plus de 0,5 m, dues à de brusques variations de la pression atmosphérique, ont été signalées à Ny-Ålesund (Wiseman *et al.*, 1981).

LES PRINCIPAUX CARACTÈRES SÉDIMENTOLOGIQUES ET HYDROLOGIQUES DES PLAINES D'ÉPANDAGE FLUVIOGLACIAIRE

La plaine côtière, à l'aval des moraines, est constituée de cônes d'épandage fluvioglaciaire, qui sont soit distincts et bien individualisés, soit coalescents. Ils forment dans ce dernier cas de vastes plaines d'épandage que l'on peut qualifier de sandur. Certains de ces sandurs sont

fonctionnels ou partiellement actifs, alors que d'autres, colonisés par une végétation rase de mousses et de lichens, ne sont plus actifs (fig. 3). Les caractères morpho-sédimentologiques de ces sandurs sont étroitement liés aux régimes hydrologiques des torrents qui les alimentent.

Le régime hydrologique dans les régions de hautes latitudes est marqué par sa discontinuité dans le temps. Les écoulements sont temporaires; ils ne sont actifs que pendant l'été thermique, soit pendant environ quatre mois. Même pendant cette saison, le débit des torrents est loin d'être régulier et fonctionne plutôt par à-coups.

Les facteurs déterminants pour l'écoulement sont évidemment les facteurs climatiques: les températures, les précipitations et dans une moindre mesure l'ensoleillement. Le retour des températures positives au printemps provoque la fonte nivale et le déclenchement des transports liquides. Le maximum hydrologique de printemps dû à la fonte de la neige de versant et de piedmont se produit généralement en juin (Griselin, 1982). Par la suite, il existe une relation étroite entre le débit des torrents et l'état thermique du glacier qui les alimente.

Si le régime hydrologique saisonnier suit d'assez près les pulsations thermiques, les précipitations entraînent une grande irrégularité dans les débits journaliers des torrents. Pendant les étés les plus arrosés, les débits les plus forts correspondent à de fortes averses coïncidant dans le temps avec des températures élevées. Ainsi pendant l'été 1980, le plus fort débit d'un des torrents issus du glacier Austre Loven (fig. 2) a été enregistré à la suite de fortes pluies pendant le mois d'août (85,4 mm en 5 jours, soit 20% des précipitations totales de l'année) associées à une hausse des températures, variant de $1 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ à près de $15 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ en l'espace de cinq jours (Griselin, 1982).

Lors des crues, les capacités d'érosion et de transport augmentent considérablement. Le début de saison estivale est donc un moment favorable au creusement des lits et au transport d'une importante charge sédimentaire, d'autant plus qu'avec le retour des températures positives le dégel de la surface du terrain provoque une perte de cohésion du matériel qui devient facilement érodable par les eaux courantes. Les oscillations des débits favorisent également la mobilité des sédiments à

la surface des sandurs (Church et Gilbert, 1975). Ces torrents extrêmement chargés en matériel détritique vont déposer l'essentiel de leur charge là où la pente longitudinale des sandurs diminue.

La pente générale de ces sandurs est relativement forte. Elle est de 3% dans le cas de la plaine d'épandage des glaciers Vestre et Midre Loven, ce qui est comparable à la pente de certains sandurs d'Islande, comme les petits sandurs du Breidamerkjökull, par exemple (Bodéré, 1985). Les profils longitudinaux des plaines d'épandage de la péninsule sont paraboliques; les pentes se redressent à l'amont et s'adoucissent à l'aval, ce qui est la règle pour la majorité des sandurs (Boothroyd et Ashley, 1975). Les hauts sandurs sont parcourus par des torrents fluvioglaciaires très canalisés, alors que vers l'aval la pente s'atténue progressivement et les écoulements s'épanouissent en de nombreux bras formant un réseau de chenaux anastamosés (fig. 4). C'est dans cette partie du sandur, où les chenaux s'étalent, que domine l'aggradation, particulièrement lors des débâcles. Les écoulements fluvioglaciaires peuvent changer de lit plusieurs fois pendant une seule saison estivale, et parfois d'un jour à l'autre. Cette divagation des écoulements est favorisée par la faible profondeur des chenaux et par l'absence de levées latérales importantes (Church et Gilbert, 1975).

La granulométrie des sédiments de surface des plaines d'épandage décroît nettement d'amont en l'aval, ce qui est le cas de presque tous les sandurs (Price, 1973; Boothroyd et Ashley, 1975; Embleton et King, 1975). Les sandurs moyens sont ici caillouteux et ce n'est que dans les parties les plus basses des plaines d'épandage, à l'approche de la côte, que les matériaux de surface deviennent essentiellement sablo-graveleux. Les sédiments fins atteignent le fjord où ils sont transportés en panaches d'eaux turbides comme le montrent les photographies aériennes (i.e., fig. 3).

Les dépôts fluvioglaciaires en péninsule de Brögger sont très faiblement triés, ce qu'a également constaté Sendobry (1977) pour d'autres sandurs dans la même région. Lorsqu'une stratification est visible dans ces dépôts fluvioglaciaires, le pendage des couches est souvent horizontal ou subhorizontal. L'absence de stratification est due à un dépôt lors de conditions de débâcles ou de débits puissants, accompagnées de transport de matériel grossier autant que fin. La

chute brutale du débit provoque l'abandon du matériel qui s'accumule en une structure massive, peu ou pas stratifiée. Ces structures sont plutôt caractéristiques des hauts sandurs; les sections distales des sandurs sont caractérisées par des sédiments généralement plus fins et mieux stratifiés. Les sédiments fluvioglaciaires sont invariablement non usés en péninsule de Brögger, comme les analyses morphoscopiques effectuées sur les sables l'ont révélé. Les grains de quartz possèdent un éclat naturel, ainsi que des angles et des arêtes anguleux. Cette absence d'émuossé est le reflet d'un environnement dynamique caractérisé par un apport constant de nouveaux sédiments.

LES PROCESSUS MORPHO-SÉDIMENTOLOGIQUES LITTORAUX

En bordure des plaines d'épandage fonctionnelles, les accumulations littorales ressemblent à une chaîne d'îles barrières à échelle réduite. De minces cordons littoraux sablo-graveleux, d'un peu plus de 1 m de développement vertical et de longueur moyenne de 200 m, sont tronçonnés par des passes qui correspondent à des écoulements fluvioglaciaires (fig. 5). Au débouché de ces passes, de petites accumulations deltaïques découvrent à marée basse. En général, le cordon est séparé de la plaine d'épandage fluvioglaciaire par une micro-lagune alimentée par les eaux continentales et envahie par la mer à marée haute (fig. 6).

Dès que le pied de glace disparaît, généralement durant le mois de juin, la mer commence à prendre en charge les sédiments de l'estran dont le tri est encore très médiocre (Moign et Héquette, 1985). Les matériaux qui composent les cordons littoraux sont essentiellement d'origine fluvioglaciaire, comme l'indiquent la pétrographie et le façonnement des grains. Leur nature pétrographique est en effet similaire à celle des sédiments fluvioglaciaires: principalement des micaschistes, des quartzites et des quartzophyllades, roches métamorphiques issues des moraines en amont. On dénombre également une très faible proportion de grains émuossés dans les échantillons prélevés sur les estrans et dans les cordons. De plus, presque partout le long du littoral du Kongsfjord, de trop grandes profondeurs à l'avant-côte interdisent des apports de provenance marine, exception faite de l'apport marginal de sédiments par de petits icebergs échoués qui se

délestent de leur charge à proximité du rivage.

Le secteur côtier situé en aval des sandurs des glaciers Vestre et Midre Loven fournit un excellent exemple des interactions qui existent entre les processus marins et fluviatiles en bordure de plaines d'épandage fluvioglaciaire fonctionnelles (fig. 5). Ce littoral, de 1,8 km de longueur, est situé dans la partie amont du Kongsfjord, à l'abri de petits îlots calcaires sous le vent desquels de faibles profondeurs favorisent la sédimentation. Il est de ce fait grandement protégé des houles du large, d'autant plus qu'un rétrécissement à mi-chemin entre l'entrée et le fond du fjord contribue à dissiper l'énergie des vagues. Les vagues locales, de secteur est, sont des houles de faible hauteur et de courte période, aussi ce littoral est-il soumis à des houles d'énergie faible à modérée. L'analyse des paramètres texturaux, calculés pour les sédiments prélevés le long de ce secteur côtier, a révélé une décroissance de la taille moyenne des sédiments (M_z) d'ouest en est, une amélioration corrélative de l'indice de tri (S_i), ainsi qu'une augmentation de la proportion des particules les plus fines dans les courbes cumulatives de fréquence ($Sk_i > 0$) vers l'est (tabl. 1). Ces variations granulométriques indiquent un transport préférentiel des sédiments vers l'est en raison d'une dérive littorale majeure dans cette direction.

LE DÉVELOPPEMENT DES MICRO-DELTAS

En début de saison estivale, les écoulements fluvioglaciaires sont très puissants et les cordons littoraux subissent une érosion fluviatile efficace au niveau de brèches qui les tronçonnent au débouché des torrents. Certains cours d'eau non alimentés par les eaux glaciaires se tarissent rapidement après le maximum hydrologique de la fonte nivale et la mer a alors tôt fait de combler la brèche. Les sédiments précédemment livrés à l'avant-plage sont ramenés par les vagues et réagencés en un gradin de plage au niveau des hautes mers (fig. 7). Au débouché des autres exutoires, des micro-deltas se développent, alimentés par les écoulements fluvioglaciaires. Les processus fluviatiles sont ici plus efficaces que les forces marines puisque celles-ci ne sont pas

capables de disperser tous les sédiments terrigènes apportés, dont une partie s'accumule sur place. Les écoulements fluvioglaciaires s'épanouissent au niveau de ces micro-deltas, dont le rayon varie de 25 à 60 m, et leur confèrent une forme arrondie. En début d'été, des ébauches de petites barres convexes soulignent la forme parabolique des deltas. Plusieurs profils topographiques ont été établis au débouché d'écoulements actifs afin de suivre le rythme de construction de ces accumulations au sein des systèmes deltaïques (fig. 5).

Les profils 2 et 3 (fig. 8) représentent l'évolution estivale d'un de ces complexes deltaïques. Au début du mois de juillet 1983, alors que les torrents étaient fortement chargés en sédiments, deux petites barres de sables et graviers commençaient à se former à environ 10 et 25 m à l'avant de la crête du cordon littoral (fig. 8). Pendant la deuxième semaine de juillet, le dégel sur la marge proglaciaire fut particulièrement actif et, au sein du delta, les levés topographiques successifs révélèrent un développement notable de ces accumulations. Les apports de sédiments transportés par les torrents furent considérables pendant cette période et les barres se développèrent rapidement (fig. 8). Dès la fin juillet, le débit du cours d'eau principal alimentant ce delta s'était fortement amoindri et, en raison de la diminution d'apports sédimentaires, le rythme d'engraissement des barres se ralentissait.

La morphologie de ces formes d'accumulation résulte de l'efficacité respective des différents agents marins et fluviatiles. Plus la saison estivale avance, plus les pentes se régularisent et plus le modèle marin l'emporte. À partir de la fin juillet, leur forme en coupe démontre la prédominance des vagues dans leur façonnement (fig. 8). Leur profil est dissymétrique en raison du courant oscillatoire engendré par les vagues, et ces accumulations se comportent alors comme des barres de déferlement.

Si la dynamique de ces barres est fortement influencée par les vagues, les agents fluviatiles sont par contre prépondérants pour la construction des deltas (fig. 9). Leur convexité indique une efficacité relativement faible des marées et des vagues sur leur façonnement, quoique la dérive littorale joue un rôle déterminant en alimentant de petites flèches d'embouchure qui s'accroissent à

partir de la rive située du côté d'où provient le transit sédimentaire dominant, soit de l'ouest dans ce cas-ci.

Devant chaque brèche de semblables processus ont été observés. L'ampleur de chaque système deltaïque dépend de la taille et du débit du torrent qui l'alimente. La vitesse de construction peut être très rapide; on note, parfois en quelques jours seulement, une accrétion verticale sensible, de l'ordre de 50 cm. Quelques semaines suffisent pour que des formes embryonnaires d'accumulation deviennent des barres de déferlement. Ces barres ont ensuite tendance à s'allonger dans le sens de la dérive littorale, constituant ainsi l'ébauche d'un nouveau cordon parallèle à la ligne de côte. Ce type de processus a d'ailleurs déjà été remarqué sur le littoral du Skeidararsandur en Islande où Ward *et al.* (1976) ont noté que la progradation du rivage se manifeste d'abord sous la forme de deltas au niveau des passes dans les cordons littoraux, puis que les sédiments sont redistribués le long du rivage par la dérive littorale.

L'ÉDIFICATION DE NOUVEAUX CORDONS LITTORAUX

En 1985, les profils topographiques ont été levés de nouveau et l'on a noté un développement important au sein du système deltaïque des profils 2 et 3 (fig. 10). Au niveau du profil 3, la barre de déferlement la plus externe s'est développée à un point tel qu'elle forme la nouvelle crête externe du cordon. Les submersions épisodiques lors des hautes mers de fort coefficient ont régularisé les accumulations supérieures qui ont évolué en une crête interne individuelle. Cette évolution est également visible sur le profil 2. Dans ce cas également, la barre de déferlement, qui n'émergeait qu'à basse mer en 1983, est devenue un véritable cordon littoral à l'avant de l'ancienne crête principale. Plus bas sur l'estran, à 100 m de distance de la station de mesure, une nouvelle barre de déferlement submergée à marée haute, commençait à se construire.

Bien que les exutoires se reforment préférentiellement aux mêmes endroits en début d'été , en raison de la canalisation des eaux courantes dans des chenaux principaux, de nouvelles brèches peuvent apparaître d'une année à l'autre si des captures ou des changements de cours surviennent

sur le sandur. Ainsi, les cordons sont chaque année remis en cause par le tracé final des torrents. Les anciens cordons, devenus crêtes internes à la suite de l'édification d'un nouveau cordon à partir d'une barre au sein d'un delta, sont progressivement détruits par les écoulements fluvioglaciaires (fig. 11). On remarque souvent, faisant maintenant partie du domaine du sandur, de petites accumulations sablo-graveleuses longilignes ou parfois de simples buttes, qui sont les vestiges d'un ancien cordon littoral démantelé (fig. 9). À la faveur de la divagation des cours d'eau, ces restes de cordons sont de plus en plus érodés, puis complètement effacés, le matériel allant engranger le nouveau cordon à l'avant.

Le mécanisme de progradation du rivage consiste donc en une destruction des anciens cordons littoraux et en une mise en place de nouvelles accumulations au débouché des exutoires qui, par accroissement vertical et longitudinal, forment un nouveau cordon. Ce développement vers le large se manifeste surtout là où les écoulements sont les plus actifs; dans les secteurs où les débits sont moins importants, les cordons sont moins érodés par les cours d'eau et la ligne de côte est plus stable. Les cordons littoraux sont en général peu élevés, en partie en raison d'une durée de vie restreinte, car la progradation vers le large est très rapide. Sur le littoral de la plaine d'épandage des glaciers Vestre et Midre Loven, nous avons constaté qu'en l'espace de deux ans seulement, de petites barres d'embouchure se transforment en cordons et que l'ancienne crête principale devient un cordon interne commençant à être détruit par les écoulements fluvioglaciaires. Nummedal et al. (1974) et Hine et Boothroyd (1978) ont également noté, sur les côtes des sandurs islandais, que de forts débits des cours d'eau fluvioglaciaires sont des facteurs limitatifs pour le développement des cordons littoraux.

L'analyse stratigraphique des cordons littoraux a révélé que la progradation du rivage peut être entrecoupée par des phases transgressives pendant lesquelles le cordon recule. Sur la côte de la plaine d'épandage du glacier Pedersen (fig. 2), les écoulements fluvioglaciaires ont en partie détruit un cordon littoral interne, situé à une quinzaine de mètres à l'arrière d'un nouveau cordon en formation, dégageant ainsi une coupe transversale de 1,5 m de hauteur (fig. 12). On observe, à la

base de cette coupe (fig. 12), une unité peu stratifiée (1) de sédiments hétérométriques comprenant des galets anguleux et subanguleux, des graviers, des sables, et des pélites en faible proportion. Ce dépôt, d'au moins 30 cm d'épaisseur, est caractéristique de sédiments fluvioglaciaires déposés lors de conditions de débâcle. Cette unité dont la surface est très faiblement inclinée vers la mer, est surmontée d'un dépôt de 5 cm d'épaisseur de sables moyens assez bien classés (2). Cette unité a été interprétée comme un sédiment fluvioglaciaire déposé alors qu'agissait un courant plus faible ayant permis la sédimentation de matériel de cette taille. Ce sédiment est surmonté de deux unités distinctes juxtaposées, d'une épaisseur de 10 à 20 cm: vers l'intérieur des terres, le dépôt est composé de sables et graviers fluvioglaciaires médiocrement triés (3), alors que vers la mer, le sédiment est un sable moyen bien classé (4) caractérisé par des stratifications entrecroisées dont le pendage général s'oriente vers la terre (fig. 12). Ce dépôt sableux est caractéristique d'une migration vers la terre d'un cordon embryonnaire ou du moins représente-t-il plusieurs épisodes d'accumulation et d'érosion en milieu intertidal. Ce dépôt a donc été interprété comme une crête pré littorale ou une "barre de delta" ayant migré vers la côte, sa structure interne étant en effet comparable à celle des crêtes pré littorales transgressives (Davis *et al.*, 1972). L'unité suivante (5) est constituée de 12 cm de sables vaseux (Mz: 0,066 mm; 42% < 50 µm), représentatifs de la sédimentation qui s'effectue dans les micro-lagunes à l'arrière des cordons. L'épaisse unité supérieure (6) est essentiellement composée de sables et graviers bien stratifiés. Chaque lit s'incline en pente douce vers la terre et témoigne d'une accrétion verticale sous l'effet de vagues de débordements.

Cette coupe, qui révèle des dépôts littoraux surmontant des sédiments fluvioglaciaires et lagunaires, met en évidence une migration vers la terre des accumulations littorales. Bien qu'il semble que le niveau marin relatif puisse actuellement s'élever dans le nord-ouest du Spitsberg (Héquette et Ruz, 1986; Forman *et al.*, 1987), l'évolution de ces cordons littoraux n'est influencée que par des variations momentanées du niveau de la mer étant donné la courte période pendant laquelle ils se développent. Les oscillations dans la position de la ligne de côte sont

vraisemblablement causées principalement par les fluctuations de la dynamique fluvioglaciaire en amont du système littoral. Lorsque l'épandage fluvioglaciaire est actif une importante charge sédimentaire est livrée à la zone littorale et les accumulations littorales se développent en aval. Par contre, lorsque le débit des torrents diminue et que les apports sédimentaires sont plus réduits, la dynamique littorale peut alors devenir transgressive notamment lors des tempêtes.

DISCUSSION

Le processus d'édification des cordons littoraux en bordure des plaines d'épandage fluvioglaciaire de la péninsule de Brøgger débute par la construction de barres de déferlement au sein de micro-deltas qui, par développement vertical et longitudinal, se transforment en véritables cordons. Les vagues et les marées constituent les principaux agents morphogéniques affectant ces accumulations littorales, mais le développement de ces formes dépend au départ de l'existence et du développement de micro-deltas. La présence de deltas n'est possible par ailleurs que si certaines conditions existent. Il est essentiel que les cours d'eau aient non seulement une capacité de transport élevée, mais qu'elle soit effectivement utilisée. Tel est le cas dans cette région où la gélification fournit une abondante charge clastique aux torrents. Le réseau hydrographique anastamosé, spécifique aux plaines d'épandage fluvioglaciaire, favorise aussi le développement, au débouché des exutoires, de nombreux micro-deltas. La topographie de la zone infratidale intervient également. Il importe que les profondeurs à remblayer à l'avant-plage soient peu importantes pour que les deltas puissent se développer et émerger rapidement.

La tendance générale est une migration de la position des cordons littoraux vers le large: de nouveaux cordons se développent à partir des micro-deltas, alors que les levées littorales précédemment mises en place sont progressivement érodées par les torrents. Ces accumulations littorales sont rapidement érodées par les écoulements fluvioglaciaires, spécialement lors des crues, et leur matériel est redistribué vers le large au niveau des exutoires. Ce sédiment alimente, avec les alluvions transportées par les torrents, les micro-deltas au sein desquels des barres

sablo-graveleuses s'exhaussent progressivement pour former des ébauches de cordon littoraux. L'action des vagues et des courants littoraux conduit à une coalescence de certaines de ces accumulations qui forment alors une crête continue, parallèle à l'orientation générale de la ligne de côte.

De légères fluctuations dans la position des cordons peuvent cependant intervenir. Le mouvement n'est donc pas uniforme vers la mer, mais de courtes phases transgressives peuvent se produire, particulièrement en cas de diminution d'apports sédimentaires à la zone littorale par les torrents et si les caractéristiques des vagues sont telles qu'elles favorisent un mouvement net des sédiments vers le haut de plage. Le facteur primordial pouvant déterminer un mouvement transgressif ou régressif des cordons littoraux semble être la disponibilité de matériel terrigène. Si les écoulements fluvioglaciaires fournissent un apport sédimentaire suffisant au système littoral, une progradation du rivage se produit; si, par contre, les apports terrigènes se réduisent, les cordons littoraux peuvent connaître une légère phase transgressive et migrer sur le bas sandur.

L'étude des processus actuels affectant les littoraux meubles bordant les sandurs de la péninsule de Brøgger semble donc indiquer que, lors de la progradation des plaines d'épandage fluvioglaciaire pendant le relèvement glacio-isostatique postglaciaire (Héquette et Ruz, sous presse), des cordons littoraux se sont successivement mis en place à leur limite, puis ont été détruits selon un modèle d'évolution cyclique d'accumulation et d'érosion. Au fur et à mesure que les plaines d'épandage s'étendaient vers le large, les accumulations littorales étaient progressivement érodées par les cours d'eau, le matériel étant aussitôt livré à l'avant-plage et repris par la mer pour reformer un nouveau cordon littoral prenant naissance à l'embouchure d'un exutoire. Ce type de dynamique littorale, essentiellement conditionnée par les agents fluviatiles, est fondamentalement différente de celle qui caractérise les cordons littoraux qui, en péninsule de Brøgger, ne sont pas directement alimentés par des apports terrigènes d'origine fluvioglaciaire, comme au cap Kvadehuk (fig. 2) où les cordons de barrage migrent lentement vers la terre depuis au moins 2100 ans BP (Héquette et Mann, 1986). L'évolution du littoral en bordure des sandurs actifs est donc

principalement conditionnée par les processus fluvioglaciaires qui contribuent à alimenter, mais aussi à détruire les accumulations littorales.

REMERCIEMENTS

Cette étude a été financée par le GIS Études arctiques n° 49 du CNRS (France) et par le Département de géographie de l'Université de Bretagne occidentale (Brest). Les données climatologiques de la station de Ny-Ålesund nous ont été aimablement communiquées par le Norsk Meteorologiske Institutt (Oslo). L'analyse des sédiments pélitiques à l'aide de la centrifugeuse a été effectuée avec le concours de Bernard Hallégouët. Sur le terrain, nous avons bénéficié de l'aide de Brigitte Van Vliet-Lanoë et de Annik Moign qui nous a quittés tragiquement lors d'un accident de plongée en juillet 1987. Son expérience du terrain, sa confiance et ses encouragements ont grandement contribué à mener à bien ce projet de recherche. Jean-Claude Bodéré et John Shaw ont eu l'obligeance de lire une première version de ce manuscrit. Nous remercions Brigitte Van Vliet-Lanoë et Claude Larsonneur pour leur commentaires constructifs.

RÉFÉRENCES

- Barbaroux, L., 1967. Étude géologique et sédimentologique de la presqu'île de Brögger, Baie du Roi, Vestspitsbergen. Thèse de doctorat de 3ème cycle, Université de Nantes, 185 p.
- Bodéré, J.C., 1979. Le rôle essentiel des débâcles glacio-volcaniques dans l'évolution récente des côtes sableuses en voie de progradation du sud-est de l'Islande, p. 55-64. In: A. Guilcher, édit., Les côtes atlantiques de l'Europe. Actes Colloques CNEXO No 9, Brest.
- Bodéré, J.C., 1985. La région côtière sud-est de l'Islande, recherches géomorphologiques. Thèse d'Etat, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 3 vol., 1826 p.
- Boothroyd, J.C. et Ashley, G.M., 1975. Processes, bar morphology, and sedimentary structures on braided outwash fans, northeastern Gulf of Alaska, p. 193-222. In: A.V. Jopling et B.C. Mc Donald, édit., Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication no 23, 320 p.
- Boothroyd, J.C., Cable, M.S. et Levey, R.A., 1976. Coastal morphology and sedimentation, Gulf Coast of Alaska, p. 87-182. In: Environmental Assessment of the Alaskan Continental Shelf, vol.12, Environmental Research Laboratories, Boulder (Colorado).
- Boulton, G.S., 1979. Glacial history of the Spitsbergen archipelago and the problem of a Barents Shelf ice sheet. *Boreas*, 8: 31-57.
- Church, M. et Gilbert, R., 1975. Proglacial, fluvial and lacustrine environments, p. 22-100. In: A.V. Jopling et B.C. Mc Donald, édit., Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication no 23, 320 p.
- Davies, J.L., 1964. A morphogenic approach to world shorelines. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 8: 27-42.
- Davis, R.A., Fox, W.T., Hayes, M.O. et Boothroyd, J.C., 1972. Comparison of ridge and runnel systems in tidal and non-tidal environments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 42:

413-421.

Embleton, C. et King, C.A.M., 1975. Glacial Geomorphology. Edward Arnold, Londres, 573 p.

Folk, R.L. et Ward, W.C., 1957. Brazos River bar: a study of the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27: 3-26.

Forman, S.L., Mann, D.H. et Miller, G.H., 1987. Late Weichselian and Holocene relative sea-level history of Bröggerhalvöya, Spitsbergen. *Quaternary Research*, 27: 41-50.

Galloway, W.E., 1976. Sediments and stratigraphic framework on the Copper River Fan-Delta, Alaska. *Journal of Sedimentary Petrology*, 46: 726-737.

Guilcher, A., Bodéré, J.-C., Coudé, A., Hansom, J.D., Moign, A. et Peulvast, J.-P., 1986. Le problème des strandflats en cinq pays de hautes latitudes. *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique*, 27: 47-79.

Griselin, M., 1982. Les modalités de l'écoulement liquide et solide sur les marges polaires: exemples du bassin Loven Est, côte Nord-Ouest du Spitsberg. Thèse de doctorat de 3ème cycle, Université de Nancy II, 500 p.

Héquette, A., 1986. Morpho-sédimentologie et évolution de littoraux meubles en milieu arctique. Péninsule de Brögger, Spitsberg. Thèse de doctorat de 3ème cycle, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 397 p.

Héquette, A., 1988 (sous presse). Vues récentes sur le Quaternaire du Svalbard. *Revue de Géomorphologie Dynamique*, 38.

Héquette, A. et Mann, D.H., 1986. Des figurations périglaciaires immergées, preuve d'une transgression marine ayant succédé à l'émersion postglaciaire au Spitsberg nord-occidental (Svalbard). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 303: 1237-1240.

Héquette, A. et Ruz, M.-H., 1986. Migration de cordons littoraux par processus de débordements de tempête dans le cadre d'une transgression marine, Kvadehuk, Péninsule de Brögger, Spitsberg. *Géographie physique et Quaternaire*, 40: 197-206.

- Héquette, A. et Ruz, M.-H. (sous presse). Les variations postglaciaires de la ligne de rivage au Spitsberg nord-occidental. *Zeitschrift für Geomorphologie*.
- Hine, A.C. et Boothroyd, J.C., 1978. Morphology, processes, and recent sedimentary history of a glacial-outwash plain shoreline, southern Iceland. *Journal of Sedimentary Petrology*, 48: 901-920.
- Joly, D. et Kergomard, C., 1983. Eléments pour une étude comparée du climat au nord et au sud de la presqu'île de Brögger (Spitsberg nord-occidental). *Norois*, 30: 363-379.
- Kergomard, C., 1982. Quelques effets de la circulation atmosphérique sur l'extension des glaces marines dans les mers arctiques européennes. *Norois*, 29: 599-613.
- Le Ribault, L., 1977. Exoscopie des quartz. Masson, Paris, 150 p.
- Moign, A., 1974. Strandflats immersés et émergés du Spitsberg central et nord-occidental. Thèse d'Etat, Brest, Service de reproduction des thèses (Lille), 727 p.
- Moign, A., 1976. L'action des glaces flottantes sur le littoral et les fonds marins du Spitsberg central et nord-occidental. *Revue de géographie de Montréal*, 30: 51-64.
- Moign, A. et Héquette, A., 1985. Evolution estivale d'un littoral arctique en péninsule de Brögger (Spitsberg). *Norois*, 32: 5-17.
- Nummedal, D., Hine, A.C., Ward, L.G., Hayes, M.O., Boothroyd, J.C., Stephen, M.F. et Hubbard, D.K., 1974. Recent migrations of the Skeidararsandur coastline, southeast Iceland. Contract N60921-73-C-0258 Final Report, Naval Ordnance Laboratory, Washington D.C., 183 p.
- Nummedal, D., Hine, A.C. et Boothroyd, J.C., 1987. Holocene evolution of the south-central coast of Iceland, p. 115-150. In: D.M. Fitzgerald et P.S. Rosen édit., *Glaciated Coasts*. Academic Press, New York, 364 p.
- Price, J.R., 1973. *Glacial and Fluvioglacial Landforms*. Oliver and Boyd, Edinburgh, 242 p.
- Salvigsen, O. et Nydal, R., 1981. The Weichselian glaciation in Svalbard before 15,000 B.P. *Boreas*, 10: 433-446.

- Sendobry, K., 1977. Morphology and structure of outwash plains in the forefield of Elise and Irene Glaciers on Oscar II Land, west Spitsbergen. *Acta Universitas Nicolai Copernici, Geografia*, 13: 75-95.
- Ward, L.G., Stephen, M.F. et Nummedal, D., 1976. Hydraulics and morphology of glacial outwash distributaries, Skeidararsandur, Iceland. *Journal of Sedimentary Petrology*, 46: 770-777.
- Wiseman, W.J.Jr., Owens, E.H. et Kahn, J., 1981. Temporal and spatial variability of ice-foot morphology. *Geografiska Annaler*, 63A: 69-80.

No de profil	1 (ouest)	3	5	6	7 (est)
Mz (mm)	0,62	0,70	0,33	0,35	0,38
Si (\emptyset)	1,03	1,23	0,58	0,54	0,39
Ski (\emptyset)	-0,36	-0,23	-0,04	+ 0,05	+ 0,31

Tableau 1. Paramètres texturaux des sables de l'estran moyen le long du littoral de la plaine d'épandage des glaciers Vestre et Midre Loven (voir Fig. 5 pour la localisation des échantillons).

Table 1. Textural parameters of the mid-foreshore sands along the shoreline of the outwash plain of the Vestre and Midre Loven glaciers (see Fig. 5 for sample location).

LÉGENDE DES FIGURES

FIGURE 1. Carte de localisation du Spitsberg et de la région étudiée (voir fig. 2).

Location map of Spitsbergen and study area (see fig. 2).

FIGURE 2. La péninsule de Brøgger et le Kongsfjord.

1) glacier Brøgger; 2) glacier Vestre Loven; 3) glacier Midre Loven; 4) glacier Austre Loven; 5) glacier Pedersen.

The Brøgger Peninsula and the Kongsfjord.

1) Brøgger glacier; 2) Vestre Loven glacier; 3) Midre Loven glacier; 4) Austre Loven glacier; 5) Pedersen glacier.

FIGURE 3. Photographie aérienne des glaciers Vestre et Midre Loven et de leur marge proglaciaire (Photo S71 7038, Norsk Polarinstittut, Oslo).

1) moraine; 2) plaine d'épandage fluvioglaciaire active; 3) plaine d'épandage fluvioglaciaire végétalisée.

Aerial photograph of the Vestre and Midre Loven glaciers and of their proglacial environments (Photo S71 7038, Norsk Polarinstittut, Oslo).

1) moraine; 2) active glaciofluvial outwash plain; 3) vegetated glaciofluvial outwash plain.

FIGURE 4. Réseau de chenaux fluvioglaciaires anastamosés à l'aval d'un petit sandur du glacier Midre Loven.

Braided glaciofluvial streams in the lower part of a small sandur of the Midre Loven glacier.

FIGURE 5. Schéma géomorphologique de la zone littorale de la plaine d'épandage des glaciers Vestre et Midre Loven (d'après photographies aériennes).

Geomorphologic sketch of the outwash plain coast of the Vestre and Midre Loven glaciers (after aerial photographs).

FIGURE 6. Cordon littoral barrant une micro-lagune le long du littoral de la plaine d'épandage des glaciers Vestre et Midre Loven.

Barrier beach isolating a micro-lagoon along the coast of the outwash plain of the Vestre and Midre Loven glaciers.

FIGURE 7. Exutoire comblé; cordon littoral en bordure de la plaine d'épandage des glaciers Vestre et Midre Loven.

Infilled outlet through a barrier; coast of the outwash plain of the Vestre and Midre Loven glaciers.

FIGURE 8. Variations des profils topographiques 2 et 3 pendant l'été 1983.

Variations of topographic profiles 2 and 3 during summer 1983.

FIGURE 9. Illustration schématique d'un micro-delta en bordure de plaine d'épandage.

Schematic illustration of a micro-delta bordering a glacial outwash plain.

FIGURE 10. Variations des profils topographiques 2 et 3 entre 1983 et 1985.

Variations of topographic profiles 2 and 3 between 1983 and 1985.

FIGURE 11. Cordon littoral interne partiellement érodé par les écoulements fluvioglaciaires; littoral de la plaine d'épandage des glaciers Vestre et Midre Loven (le personnage est situé sur un cordon interne).

Remnant barrier beach partially eroded by glaciofluvial streams; coast of the outwash plain of the Vestre and Midre Loven glaciers (the person is located on an inner barrier beach).

FIGURE 12. Stratigraphie d'un cordon littoral interne en bordure du sandur du glacier Pedersen (HMM: haute mer moyenne; BMM: basse mer moyenne). A) Profil topographique du cordon

littoral et localisation de la coupe (B). B) Coupe stratigraphique. C) Lithostratigraphie et paramètres texturaux; lithofaciès: 1) matériel fluvioglaciaire grossier; 2) sables fluvioglaciaires; 3) matériel fluvioglaciaire sablo-graveleux; 4) sables littoraux grossiers; 5) sables vaseux lagunaires; 6) sables et graviers de cordon littoral (dépôts de débordement).

Stratigraphy of a barrier beach slightly landward of the coastline of the outwash plain of the Pedersen glacier (HMM: mean high water level; BMM: mean low water level). A) Topographic profile of the barrier beach, and location of the stratigraphic section (B). B) Stratigraphic section. C) Lithostratigraphy and textural parameters; lithofacies: 1) coarse glaciofluvial sediments; 2) glaciofluvial sands; 3) sandy-gravely glaciofluvial sediments; 4) coarse littoral sands; 5) lagoonal silty sands; 6) barrier beach sands and gravels (overwash deposits).

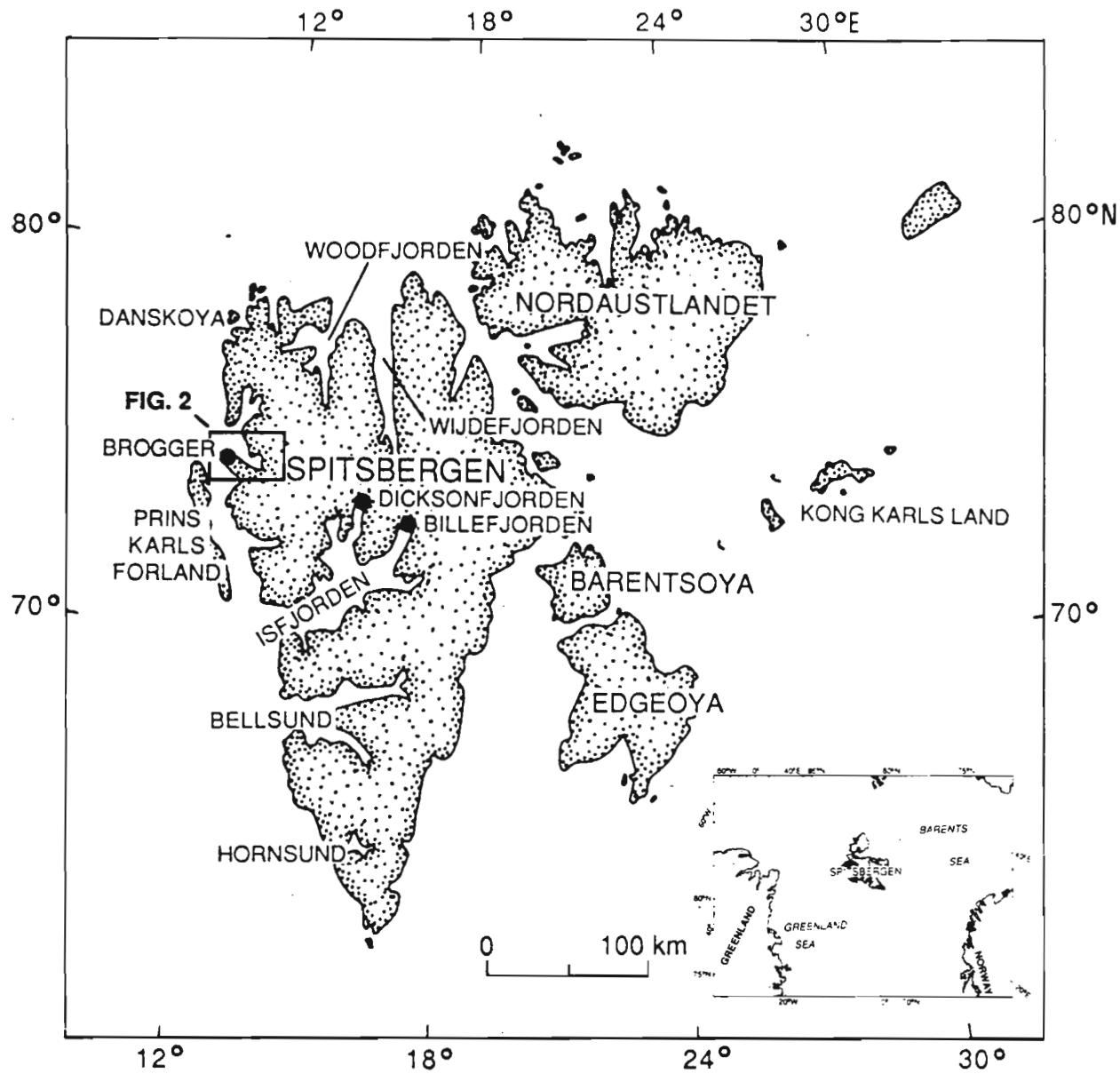


Fig. 1

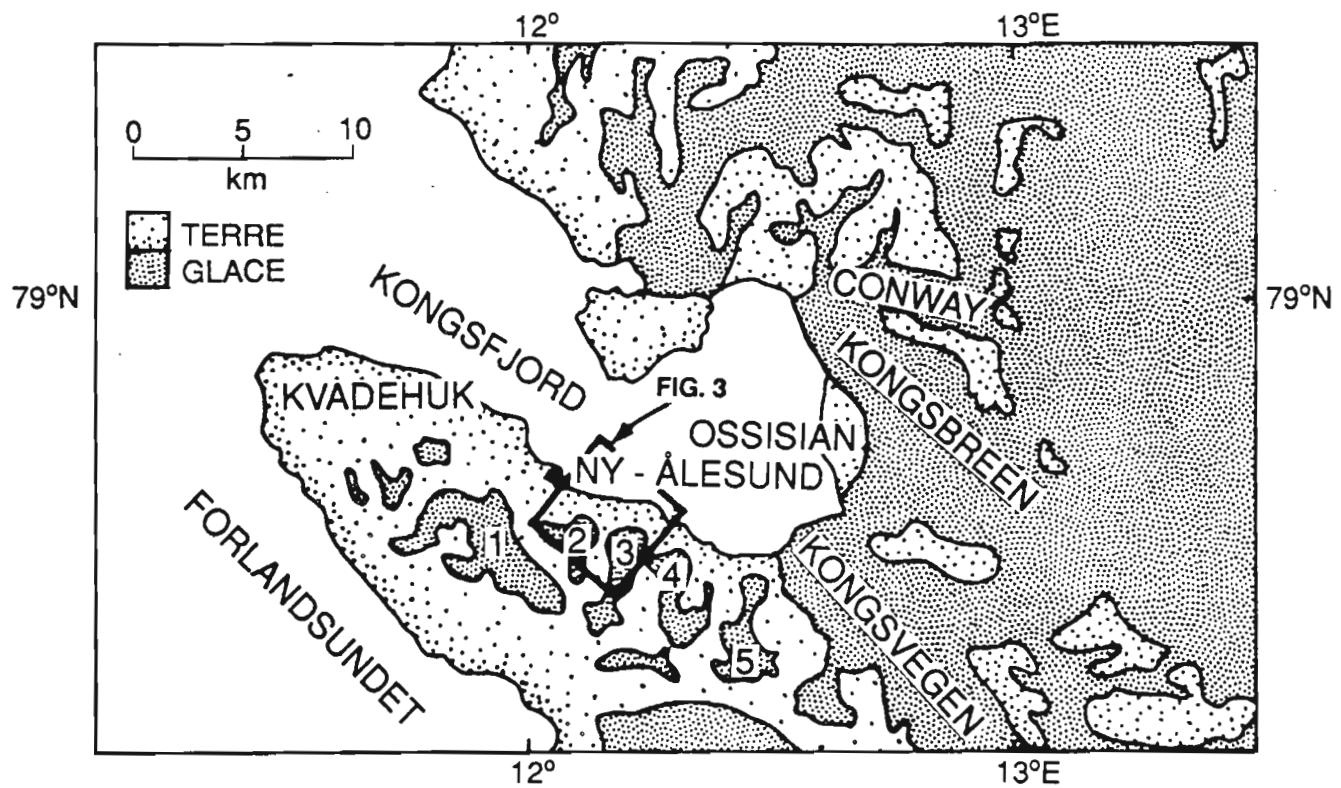


Fig. 2

KONGSFJORD

CORDONS LITTORAUX

2

3

1

3

1

MIDRE
LOVEN

VESTRE LOVEN

Fig. 3

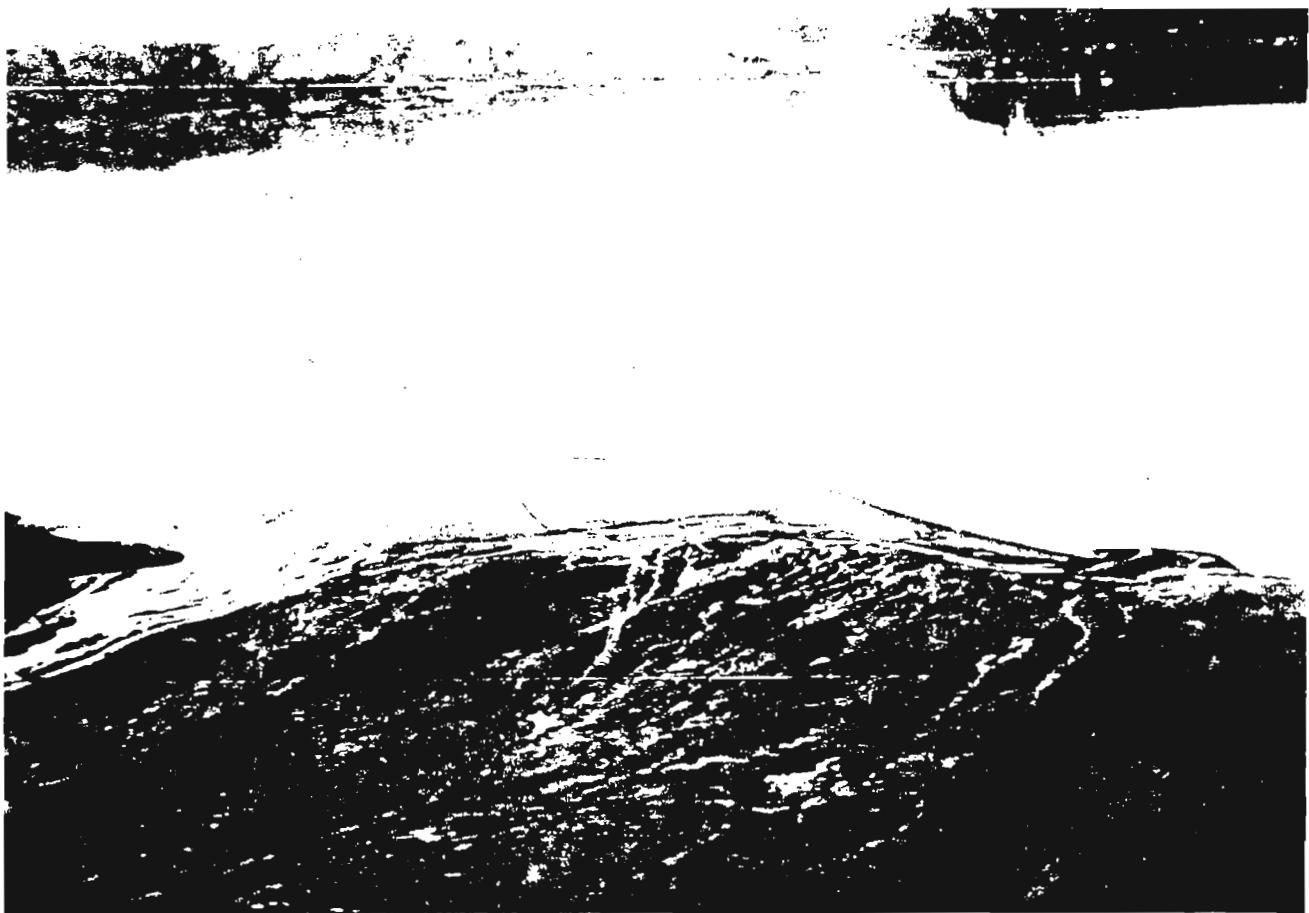


Fig. 4

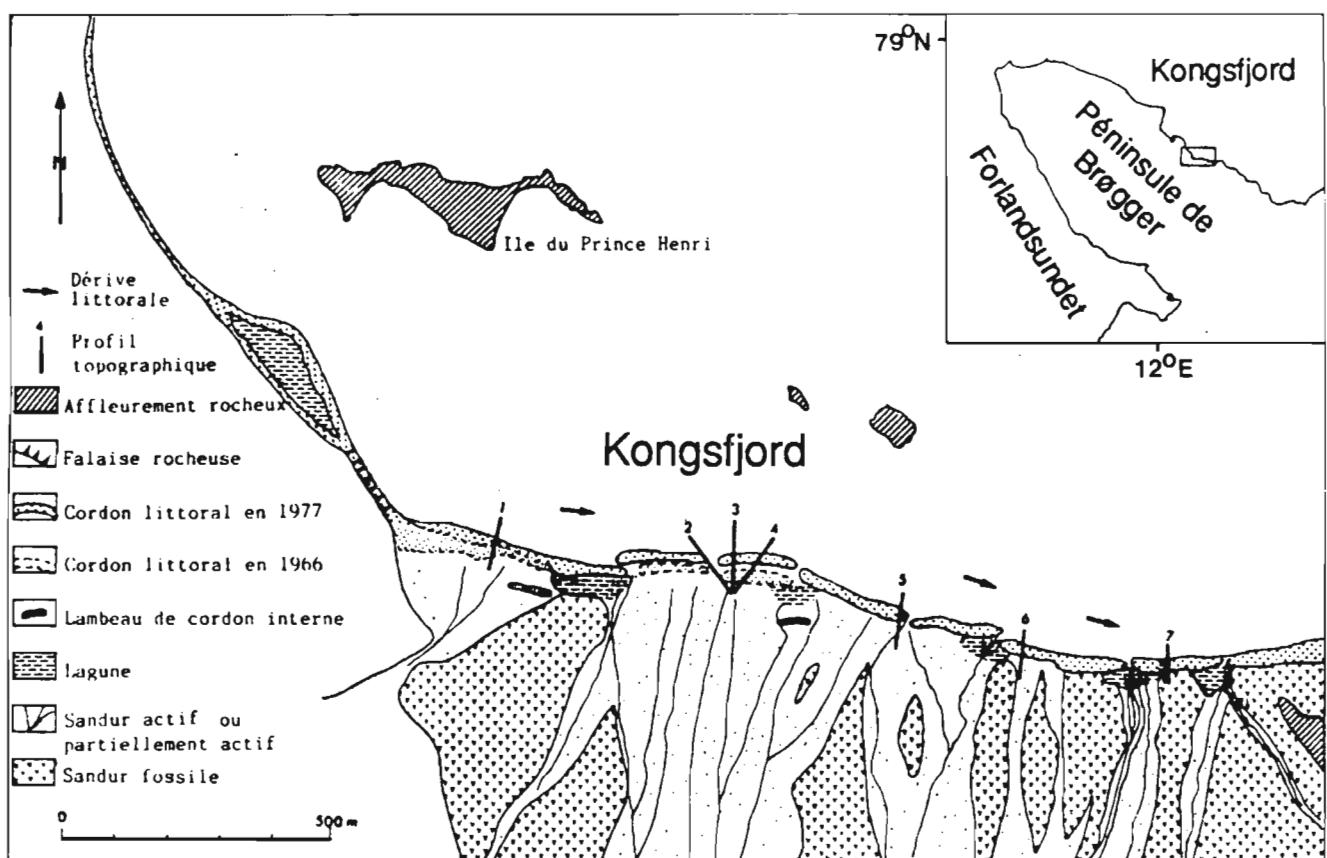


Fig. 5



Fig. 6



Fig. 7

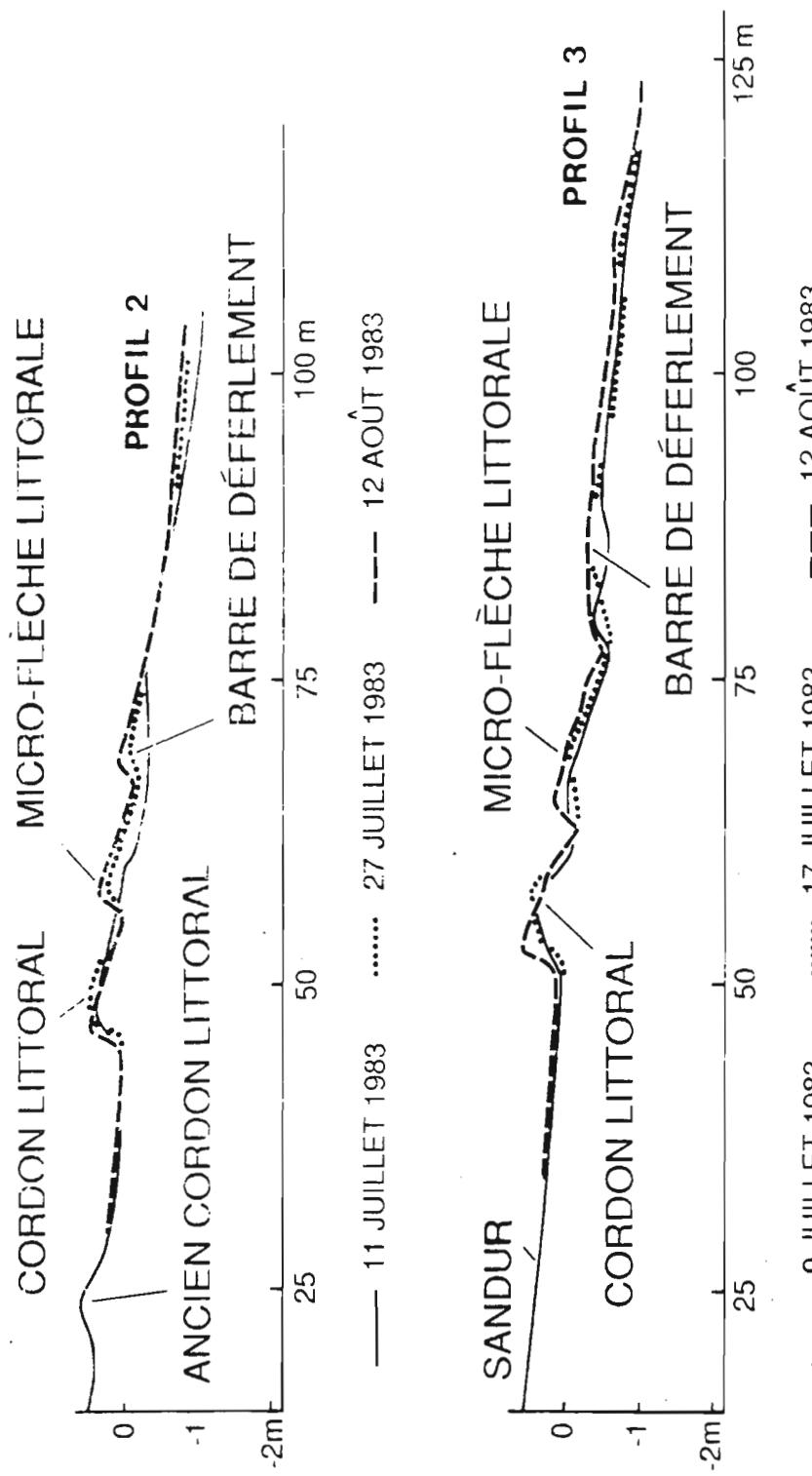
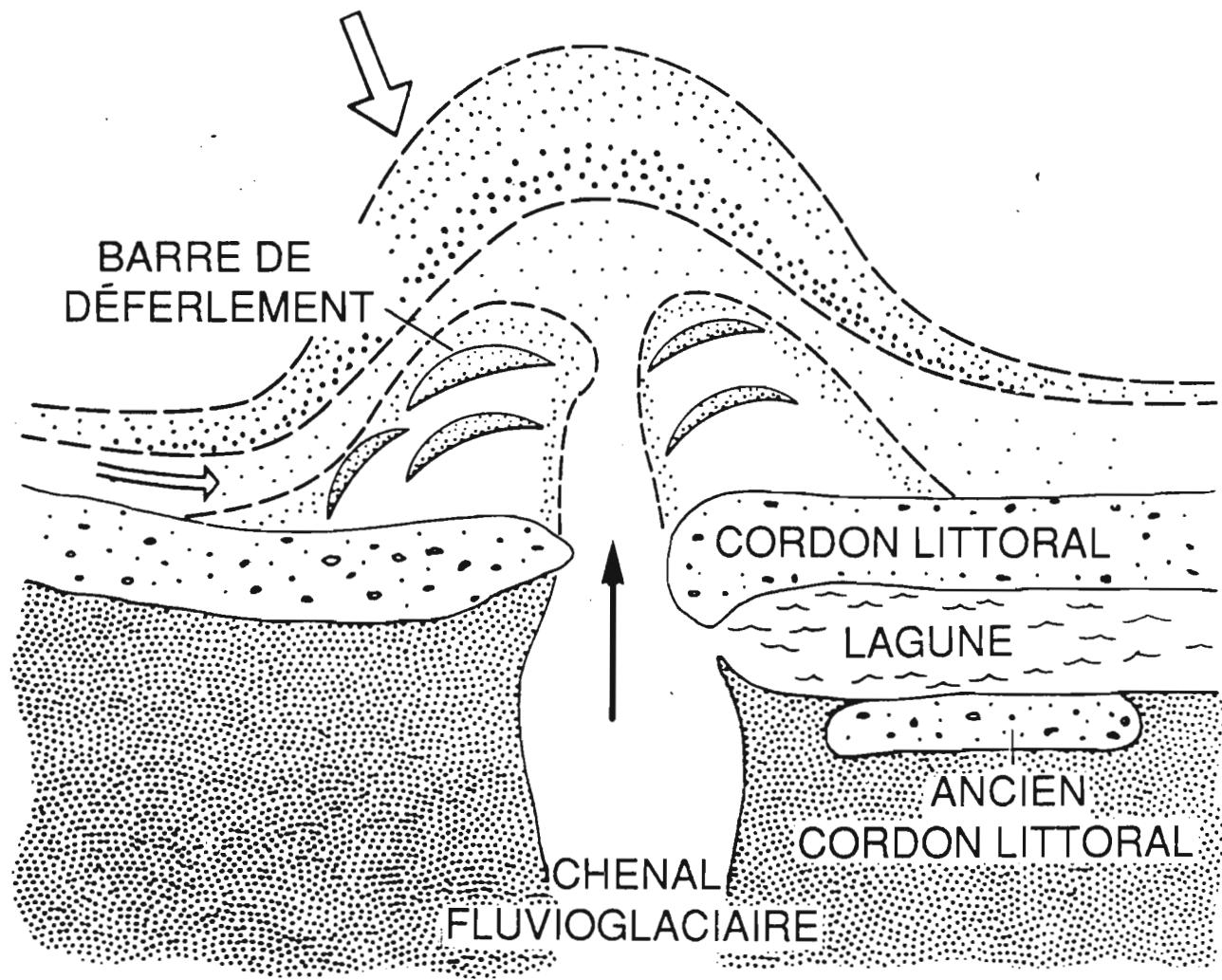


Fig. 8

APPROCHE DOMINANTE DES VAGUES



→ D'ÉRIVE LITTORALE PRINCIPALE
████ PLaine d'épandage fluvioglaciaire

Fig. 9

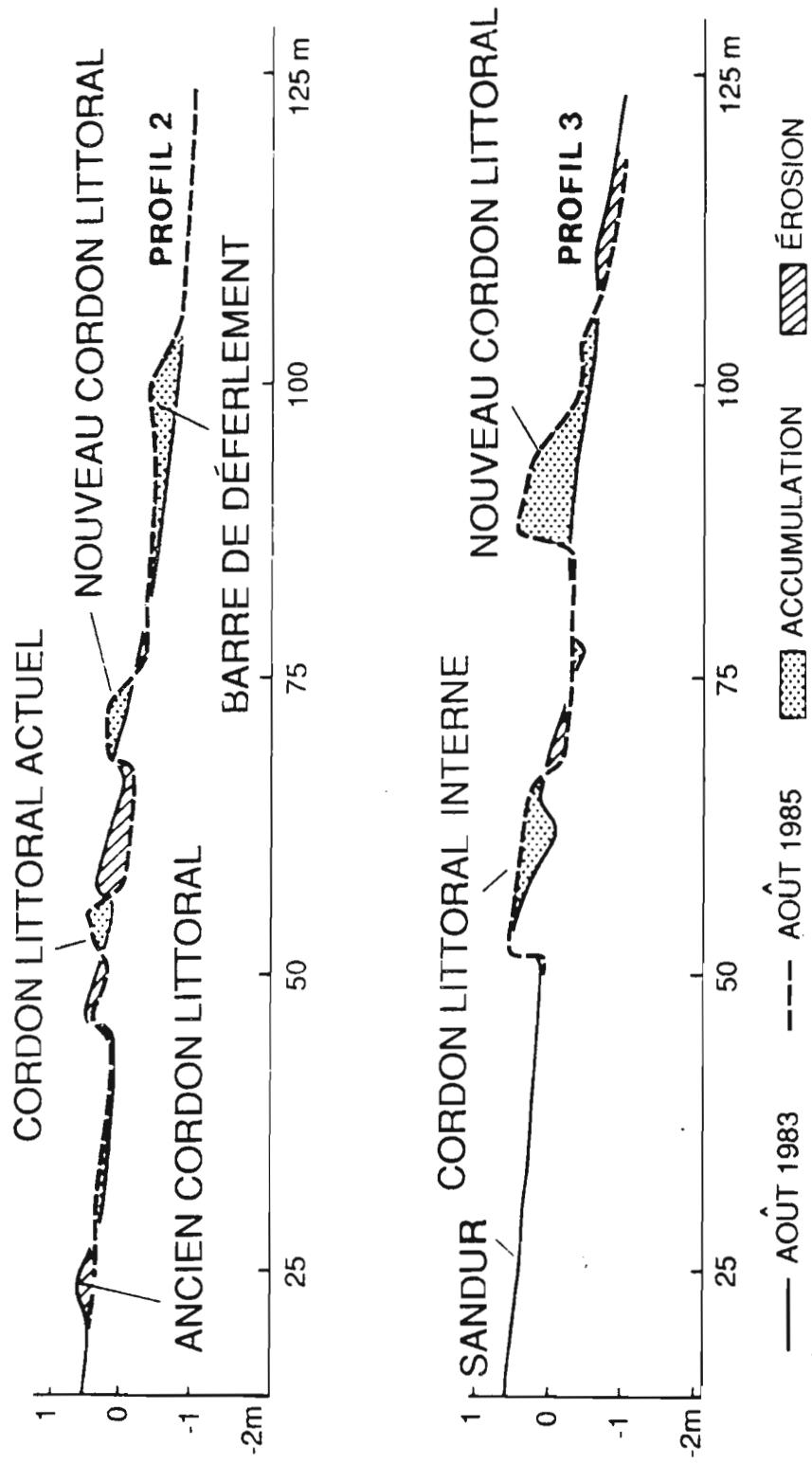


Fig. 10



Fig. 11

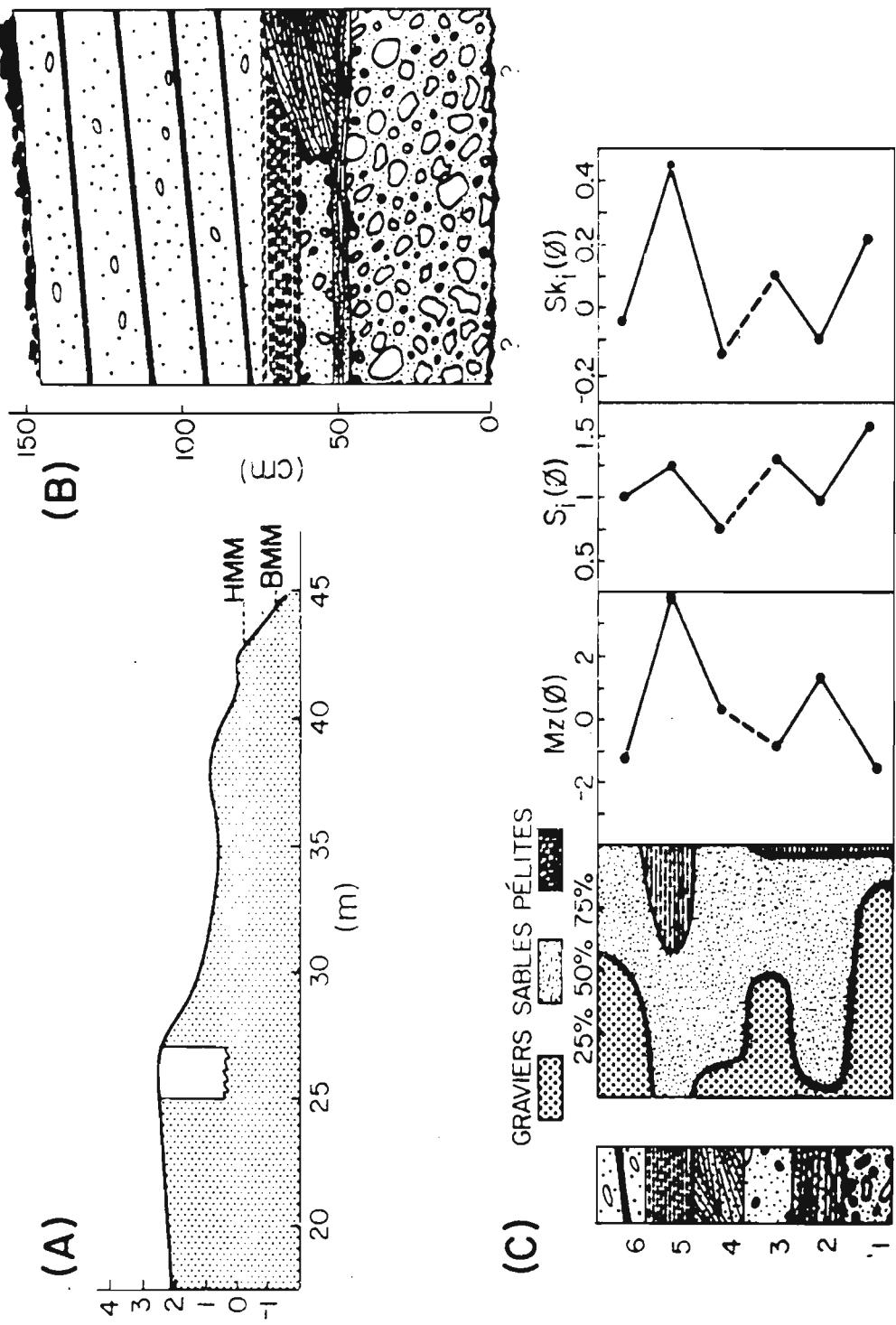


Fig. 12

**UNE TRANSGRESSION MARINE HOLOCENE
AU SPITSBERG NORD-OCCIDENTAL (SVALBARD):
UNE ORIGINE EUSTATIQUE OU GLACIO-ISOSTATIQUE?**

par Arnaud HEQUETTE*

URA 904 du CNRS, Département de géographie

Université de Bretagne Occidentale, B.P. 814 - 29285, Brest Cédex

* Adresse actuelle: Commission géologique du Canada, Institut océanographique de Bedford

C.P. 1006, Dartmouth (N-E), B2Y 4A2, Canada

Mots-clés: Spitsberg, Niveau marin relatif, Holocène, Glacio-isostasie.

Key words: Spitsbergen, Relative sea level, Holocene, Glacio-isostasy.

RÉSUMÉ:

Dans la région de la Péninsule de Brøgger, au Spitsberg nord-occidental, le soulèvement glacio-isostatique postglaciaire a provoqué une émersion rapide des terres pendant l'Holocène inférieur. La régression marine s'est poursuivie jusqu'à un niveau inférieur au niveau marin actuel, et a été suivie par une transgression d'une quinzaine de mètres pendant la deuxième partie de l'Holocène. Les variations postglaciaires du niveau marin relatif sont expliquées en termes de réajustements glacio-isostatiques. La migration d'un bombement périphérique (forebulge), induit à l'origine par la dépression isostatique causée par les glaciers du Weichsel supérieur dans l'est du Svalbard, serait à l'origine d'une transgression ayant succédé à l'émergence postglaciaire dans cette région.

ABSTRACT:

In the Brøgger Peninsula area, northwest Spitsbergen, the postglacial glacio-isostatic uplift has induced a rapid land emergence during the Early Holocene and relative sea level fell below its present position. This regression was followed by approximately 15 m of relative sea level rise during the second part of the Holocene. The postglacial relative sea level variations are explained in terms of glacio-isostatic adjustments. The migration of a peripheral forebulge, initially induced by ice-loading on eastern Svalbard, at the end of the Late Weichselian glaciation, is likely the cause of a transgression which followed the postglacial emergence in that area.

Introduction

Dans les régions arctiques, la disparition des glaciers du Pléistocène supérieur a provoqué un relèvement isostatique ayant dépassé la hausse eustatique postglaciaire du niveau marin. Ceci s'est traduit, pendant l'Holocène, par une régression marine générale responsable de la mise en place de plages soulevées. Au Spitsberg, on a cru jusqu'à très récemment que les variations verticales de la ligne de rivage s'étaient soldées par un abaissement relatif jusqu'au niveau marin actuel. Toutefois, la découverte de figurations périglaciaires submergées dans la zone côtière de la Péninsule de Brøgger (Héquette, 1985) (Fig. 1) a démontré qu'un niveau marin plus bas que l'actuel avait été atteint, et des datations ^{14}C ont révélé que la transgression responsable de cette submersion était holocène (Héquette et Mann, 1986).

Présentation du secteur d'investigation

Il est unanimement reconnu aujourd'hui que l'extension des glaciers dans l'ouest du Spitsberg pendant la dernière glaciation fut limitée à des avancées locales ou régionales et que d'importantes superficies furent épargnées par les glaces lors du maximum glaciaire tardi-weichselien vers 18 000 - 20 000 ans B.P. (Salvigsen et Nydal, 1981; Troitsky, 1981; Boulton *et al.*, 1982; Guilcher *et al.*, 1986; Mangerud *et al.*, 1987; Héquette, 1988). En Péninsule de Brøgger, la situation au Weichsel récent était similaire à celle qui prévalait dans d'autres régions de la côte ouest du Spitsberg où des glaciers aboutissaient aux fjords mais ne les occupaient pas. Selon Miller (1982), le Kongsford, fjord qui borde la face nord-est de la Péninsule de Brogger, n'aurait pas été occupé par un glacier depuis au moins 90 000 ans, soit depuis le Weichsel inférieur. Les recherches menées par Troitsky *et al.* (1979) sur les dépôts quaternaires en bordure de la péninsule de Brøgger, démontrent que le Kongsfjord n'était qu'à moitié occupé par un glacier lors du maximum glaciaire tardi-weichsélien.

La récession glaciaire subséquente a ensuite provoqué une émersion des terres par réajustement isostatique, attestée par l'existence de plages soulevées, même dans les régions partiellement englacées. En Péninsule de Brøgger, la plaine côtière est recouverte de formations détritiques marines et littorales isostatiquement soulevées jusqu'à 80 m d'altitude. Il existe maintenant un nombre

appreciable de datations ^{14}C de dépôts littoraux et infralittoraux postglaciaires dans cette région (Forman *et al.*, 1987; Héquette et Ruz, sous presse). Depuis une trentaine de mètres d'altitude jusqu'au niveau marin actuel, les âges ne concernent que l'Holocène ancien et démontrent que l'émergence s'est produite à un rythme extrêmement rapide pendant cette période.

I - UNE TRANSGRESSION HOLOCENE AU SPITSBERG DU NORD-OUEST

Vers la fin de la glaciation weichsélienne, la fonte des glaciers provoqua une élévation eustatique du niveau marin qui submergea les régions encore déprimées par le poids de la glace. Le début de l'Holocène fut caractérisé dans la région de la Péninsule de Brøgger par un soulèvement isostatique très rapide, correspondant vraisemblablement à la déglaciation finale du Svalbard (Forman *et al.*, 1987). Ceci se traduisit par une régression de plus de 3 m/100 ans après 10 000 ans B.P., malgré la hausse eustatique du niveau marin qui se poursuivait. Ensuite, après approximativement 9000 ans B.P., le niveau marin relatif (NMR) a continué de s'abaisser pour atteindre un niveau plus bas que le niveau marin actuel (Fig. 2).

La découverte de sols structurés périglaciaires sous le niveau des plus basses mers en bordure de la Péninsule de Brøgger (Héquette, 1985) a mis en évidence l'existence d'une transgression marine. Comme ces formes périglaciaires n'ont pas pu se former sous l'eau, ceci implique que l'actuelle zone infratidale a été livrée à une action continentale périglaciaire, puis qu'elle a été submergée lors d'une hausse du niveau marin relatif. Des datations ^{14}C effectuées sur des coquilles de *Hiatella arctica* prélevées dans ces figurations périglaciaires ont révélé que cette transgression était holocène (Héquette et Mann, 1986). Des observations concordantes ont été effectuées dans la région. A. Moign (1974) a signalé des sols polygonaux envahis par la mer dans la lagune Ebeltofhamna, à une quinzaine de km au nord de la Péninsule de Brøgger. Des dépôts littoraux datant d'environ 9000 ans B.P. sont actuellement érodés sur les rives du Kongsfjord (Héquette et Ruz, sous presse). Au Cap Mitra, près de l'embouchure du Kongsfjord, une rivière se raccorde à un niveau de base situé au moins à 1 m plus bas que le niveau marin actuel et son embouchure est transformée en estuaire (Forman *et al.*, 1987).

Des galets bien émoussés et relativement homométriques, semblables aux galets des cordons littoraux actuels, ont été signalés par A. Moign (1974) à environ -15 m de profondeur sur les plateformes sous-marines de la région. Ces galets disposés en ridges que l'on retrouve toujours aux mêmes profondeurs ont été interprétés comme les restes d'une ligne de rivage correspondant à la limite inférieure du niveau marin relatif pendant l'Holocène. La période pendant laquelle la mer aurait atteint ce niveau ne peut être connue avec précision en l'absence de datation, mais en raison des autres datations disponibles, il est très probable que la mer a atteint ce niveau entre 7000 et 5000 ans B.P. (Fig. 2). La transgression qui a suivi débute il y a plus de 2000 ans et se poursuivrait encore de nos jours (Héquette et Ruz, 1986), non seulement dans cette région, mais aussi au Spitsberg central (Christiansson, 1961) et au Nordaustlandet (Fig. 1) (Blake, 1961).

II - HYPOTHESE D'EXPLICATION DES VARIATIONS DU NIVEAU MARIN RELATIF

La courbe des changements du niveau marin relatif en Péninsule de Brøgger (Fig. 2) diffère considérablement des autres courbes de variations postglaciaires du niveau marin publiées pour le Spitsberg. Elle est cependant similaire à certaines courbes de variations du NMR de régions marginales ou périphériques d'engagement et correspond bien aux modèles géophysiques de prédiction des changements du niveau marin dans de telles régions.

On sait maintenant que l'essentiel de la transgression eustatique postglaciaire s'est réalisé pendant la première partie de l'Holocène et que la mer s'est stabilisée à un niveau très proche de son niveau actuel, le long de nombreuses côtes du monde, il y a 5 à 6000 ans (Kidson, 1982). Il est donc difficile d'expliquer d'importantes variations du NMR pendant la deuxième moitié de l'Holocène en ne faisant intervenir que des facteurs d'ordre eustatique. Walcott (1972) a montré qu'en l'absence de variations de volume des eaux océaniques depuis 6000 ans, les changements "apparents" du niveau marin pouvaient être expliqués en terme de modifications visco-élastiques des couches profondes de la Terre (sublithosphère), sans faire appel à des variations d'ordre eustatique. A partir de ce concept largement accepté aujourd'hui, Clark (1980) a proposé un modèle de prédiction des changements du

NMR pendant l'Holocène, dans lequel la carte du monde est divisée en six zones distinctes, chacune ayant connu un type de variations du niveau marin. Selon ce modèle, appuyé par des données de terrain, la dépression isostatique engendrée par les glaciers du Pléistocène aurait induit un mouvement de matière sublithosphérique qui se serait traduit par un bombement (forebulge) dans les régions périphériques de l'engagement. Par la suite, la récession glaciaire aurait provoqué, dans les régions effectivement couvertes par les glaciers, une émersion importante et rapide par réajustement isostatique, alors que dans les régions périphériques, une subsidence se serait produite par rééquilibrage de matière profonde. Dans la zone de transition située entre la zone déprimée par la glace et la zone de bombement périphérique, l'émersion initiale est normalement suivie d'une submersion due à la migration du forebulge vers le centre de relèvement glacio-isostatique. Cette migration, impliquant une redistribution de matière dans les couches visco-élastiques de la Terre, s'effectue à un rythme beaucoup plus lent que celui du retrait glaciaire, et de ce fait, continue de se produire bien après la fin de la déglaciation.

En comparant des prédictions basées sur ce modèle et des données recueillies dans une telle zone de transition dans la région atlantique du Canada, Quinlan et Beaumont (1981) ont affiné ce type de modèle à une échelle régionale en démontrant que sur moins de 500 km de distance, le NMR s'est constamment abaissé en certains sites, s'est régulièrement élevé en d'autres ou encore a régressé puis s'est élevé en plusieurs endroits. Comme ces auteurs l'ont montré, ceci peut être expliqué uniquement en termes de réajustements néo-tectoniques, par la migration d'un forebulge à travers la région (Fig. 3). La courbe des variations du NMR en Péninsule de Brøgger est identique à la courbe type de la zone B (Fig. 3) de Quinlan et Beaumont (1981). Comme cette région était située à la périphérie des glaciers pendant le Weichsel supérieur, tout comme l'était la région atlantique du Canada, nous expliquons la submersion tardi-holocène de la Péninsule de Brøgger comme une manifestation de la migration d'un forebulge vers l'intérieur du Svalbard, c'est à dire vers le centre de la glaciation tardi-weichsélienne dans l'est de l'archipel (Salvigsen et Nydal, 1981; Troitsky, 1981).

Conclusion

Ces résultats rejoignent les conclusions des recherches récentes menées sur les changements postglaciaires du niveau marin dans les régions soumises à une dépression glacio-isostatique pendant le Pléistocène. Il a en effet été mis en évidence que les variations apparentes du niveau marin ont pu y être très différentes entre plusieurs sites côtiers peu éloignés les uns des autres. De nouvelles investigations seraient nécessaires, particulièrement dans le nord et le nord-ouest du Spitsberg, afin de déterminer si la transgression qui a affectée la région de la Péninsule de Brøgger à l'Holocène a été un phénomène isolé ou si d'autres régions ont connu de semblables variations de la ligne de rivage.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Blake, W., jr (1961). Russian settlement and land rise in Nordaustlandet, Spitsbergen. Arctic, vol. 14, p. 101-111.
- Boulton, G.S. et al. (1982). A glacio-isostatic facies model and amino acid stratigraphy for the Late Quaternary events in Spitsbergen and the Arctic. Nature, n° 298, p. 437-441.
- Christiansson, H. (1961). The Russian settlement at Russekeila and land rise in Vestspitsbergen. Arctic, vol. 14, p. 112-118.
- Clark, J.A. (1980). A Numerical Model of Worldwide Sea Level Changes on a Viscoelastic Earth. In: N.A. Mörner (Ed.), Earth rheology, isostasy and eustasy, John Wiley and Sons, London, p. 525-534.
- Forman, S.L., Mann, D.H. et Miller, G.H. (1987). Late Weichselian and Holocene relative sealevel history of Brøggerhalvøya, Spitsbergen. Quaternary Research, vol. 27, p. 41-50.
- Guilcher, A. et al. (1986): Le problème des strandflats en cinq pays de hautes latitudes. Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique, vol. 27, p. 47-79.
- Héquette, A. (1985). Découverte de structures de cryosols immergés et hypothèse de transgression marine récente en Péninsule de Brøgger (Spitsberg). Norois, t. 32, n° 127, p. 429-433.
- Héquette, A. (1988, sous presse). Vues récentes sur l'évolution du Svalbard au Quaternaire. Revue de Géomorphologie Dynamique, vol. 38, n° 4.
- Héquette, A. et Mann, D.H. (1986): Des figurations périglaciaires immergées, preuve d'une transgression marine ayant succédé à l'émersion postglaciaire au Spitsberg nord-occidental (Svalbard). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, Série II, t. 303, n° 13, p. 1237-1240.
- Héquette, A. et Ruz, M.H. (1986). Migration de cordons littoraux par processus de débordements de tempête dans le cadre d'une transgression marine, Kvadehuk, péninsule de Brøgger, Spitsberg. Géographie physique et Quaternaire, vol. 40, n° 2, p. 197-206.

- Héquette, A. et Ruz, M.H. (sous presse). Les variations postglaciaires de la ligne de rivage au Spitsberg nord-occidental, Svalbard. Zeitschrift für Geomorphologie.
- Kidson, C. (1982). Sea level changes in the Holocene. Quaternary Science Review, vol. 1, n° 2, p.121-151.
- Mangerud, J. et al. (1987). The Late Weichselian glacial maximum in western Svalbard. Polar Research, vol. 5, p. 275-278.
- Miller, G.H. (1982). Quaternary depositional episodes, western Spitsbergen, Norway: aminostratigraphy and glacial history. Arctic and Alpine Research, vol. 14, p. 321-340.
- Moign, A. (1974). Strandflats immersés et émergés du Spitsberg central et nord-occidental. Thèse d'Etat, Brest, 727p.
- Quinlan, G. et Beaumont, C. (1981). A comparison of observed and theoretical postglacial relative sea level in Atlantic Canada. Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 18, p. 1146-1163.
- Salvigsen, O. et Nydal, R. (1981). The Weichselian glaciation in Svalbard before 15,000 B.P. Boreas, vol. 10, p. 433-446.
- Troitsky, L.S. (1981). The history of the glaciation of Svalbard. Polar Geography and Geology, vol. 5, p. 57-81.
- Troitsky, L.S. et al. (1979). Pleistocene glaciation chronology of Spitsbergen. Boreas, vol. 8, p. 401-407. —
- Walcott, R.I. (1972). Past sea levels, eustasy and deformation of the Earth. Quaternary Research, vol. 2, p. 1-14.

FIGURES

Figure 1. Carte de localisation du Svalbard et de la Péninsule de Brøgger (indiquée par la flèche).

Figure 2. Courbe des variations postglaciaires du niveau marin relatif dans la région de la Péninsule de Brøgger, nord-ouest du Spitsberg (d'après Héquette et Ruz, sous presse). Les coquilles provenant de dépôts infralittoraux n'ont pas été utilisées pour la construction de la courbe, car le niveau marin correspondant n'est pas connu.

Figure 3. Représentation schématique de la migration postglaciaire du bombement périphérique (forebulge) et de son effet sur le niveau marin relatif en quatre sites (d'après Quinlan et Beaumont, 1981). La flèche indique la direction du retrait glaciaire; la migration du forebulge s'effectue dans le même sens.

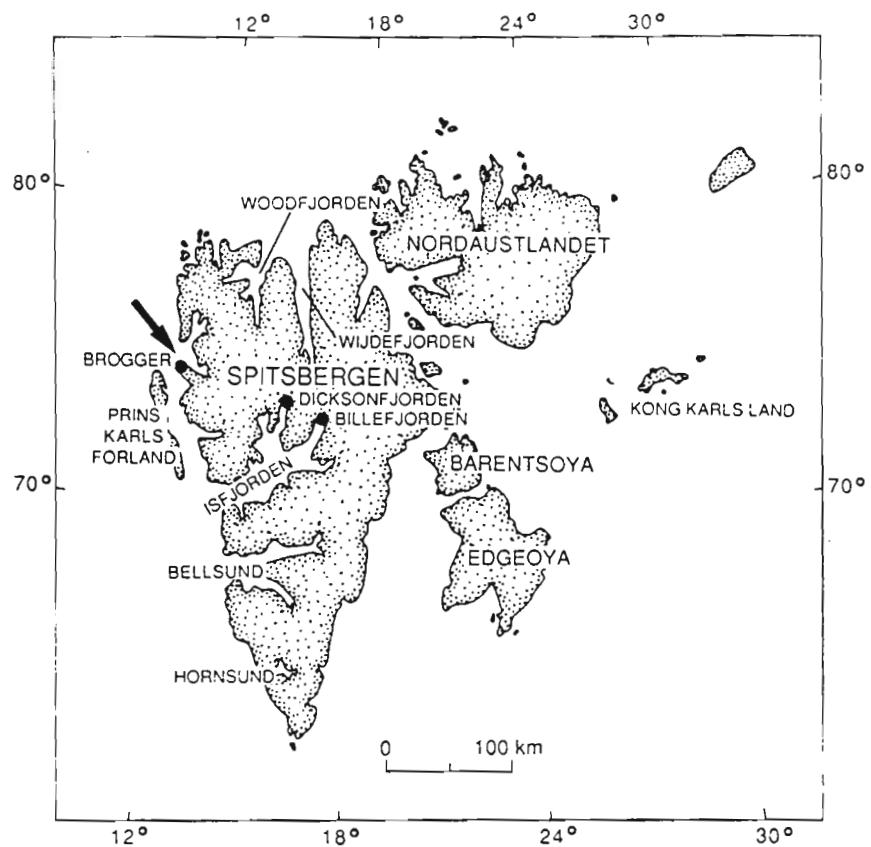


Fig. 1

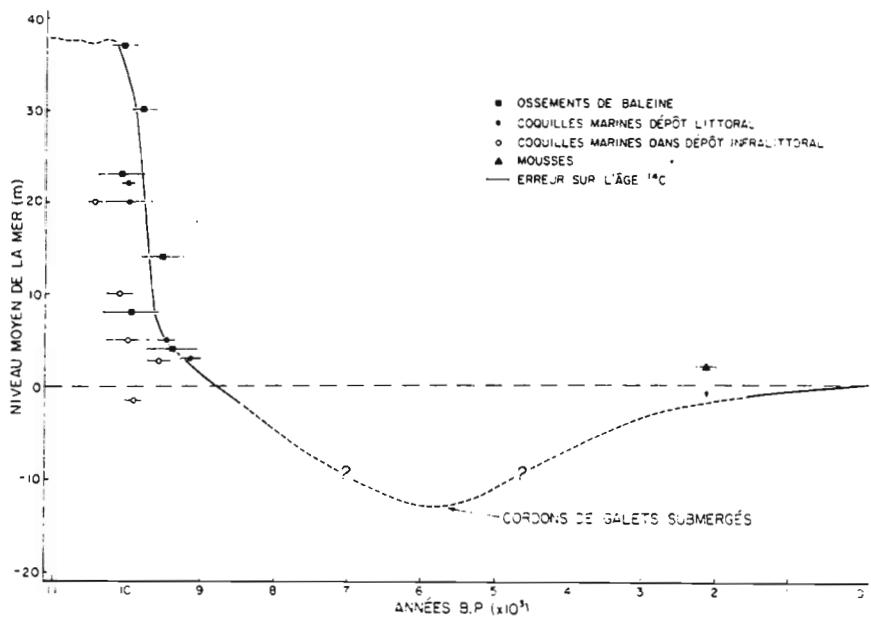


Fig. 2

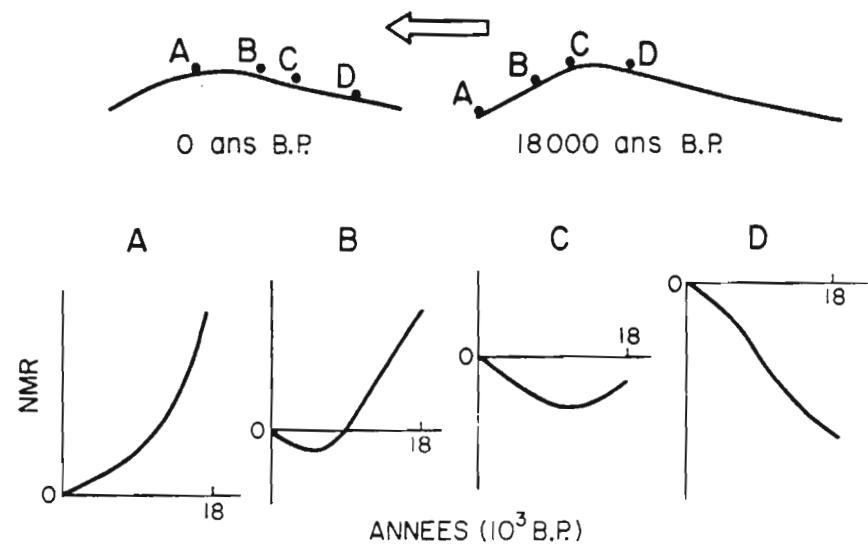


Fig. 3

APPENDIX III: BEAUFORT SEA DATA

Table 1: KARLUK 87 - LINE INVENTORY

LINE	SOL			EOL			7&200 kHz	ROLL Seismic	SSS
	Day	Time	Fix	Day	Time	Fix			
1	241	0940	001	241	1135	110	1/2	1	1
2	241	1412	111	241	1620	407	2/3	1	-
3	244	0829	410	244	0844	419	4	1	1
4	244	0941	420	244	1131	458	4	1	2
5	244	1245	460	244	1555	675	5/6	2	2
6	244	1610	676	244	1720	712	6	2	2
7	244	1726	713	244	1910	765	6	2	2/3
8	244	1914	766	244	2050	814	6/7	2	3
9	245	0829	002	245	1154	167	7/8	3	4
10	245	1202	168	245	1638	503	8,9/10	3	4/5
11	246	0844	505	246	0922	551	10	-	-
12	246	0948	552	246	1304	710	11	4	6
13	246	1312	711	246	2001	923	12,13/14	4/5	6/7
14	246	2017	924	246	2200	066	14/15	-	-
15	247	0926	068	247	0938	094	15	-	-
16	247	0940	095	247	0952	123	15	-	-
17	247	0959	124	247	1009	146	15	-	-
18	247	1012	147	247	1027	175	15	-	-
19	247	1039	176	247	1200	279	15/16	5	8
20	247	1202	280	247	1313	378	16	5	8
21	247	1323	379	247	1612	598	16/17	5	8
22	247	1647	599	247	1926	746	18	5/6	9
23	249	0930	748	249	0943	790	19	-	-
24	249	1016	791	249	1030	840	19	-	-
25	249	1125	841	249	1354	1025	19/20	6	9/10
26	249	1413	1026	249	1507	1081	20	-	-
27	250	0807	001	250	0841	048	21	-	-
28	250	0900	049	250	1627	616	21,22/23	7,8/9	11/12
29	250	1631	617	250	1723	675	23/24	9	12
30	250	1750	676	250	1859	755	25	-	-
31	251	1010	757	251	1126	822	-	10	-
32	251	1130	823	251	1406	915	26	10	13
33	253	0739	917	253	0950	1065	26	10/11	14
34	253	1019	1066	253	1155	1163	27	11	14
35	253	1205	1164	253	1431	1237	27/28	11/12	15
36	253	1436	1238	253	1600	1280	28	12	15
37	253	1709	1281	253	1859	1336	28	12	15
38	254	0943	001	254	1027	023	29	-	-
39	254	1031	024	254	1201	069	29/30	-	-
40	254	1203	070	254	1253	114	30	-	-
41	254	1254	115	254	1309	156	30	-	-
42	254	1510	164	254	1653	244	30	12	16
43	254	1659	245	254	1939	390	31	13	16
44	254	1951	391	254	2107	426	31/32	-	-
45	255	1011	428	255	1104	478	32	-	-
46	255	1418	490	255	1621	614	32/33	13	16

LINE	SOL			EOL			7&200 kHz	ROLL Seismic	SSS
	Day	Time	Fix	Day	Time	Fix			
47	255	1658	616	255	1918	672	33/34	-	-
48	257	1236	674	257	1257	695	34	-	-
49	257	1636	708	257	1719	811	34	-	-
50	257	1720	812	257	1731	841	34	-	-
51	257	1734	842	257	1850	1038	34/35	-	-
52	258	0832	001	258	1312	334	35	14	17
53	258	1330	335	258	1440	523	36	-	-
54	258	1454	524	258	1708	807	36/37	-	-
55	258	1726	808	258	1747	857	37	-	-
56	258	1759	858	258	1813	910	37	-	-
57	258	1833	911	258	1843	946	37	-	-

Table 2 - BEACH SAMPLE LOG

No.	Day	Year	Location	Latitude	Longitude	Notes
1TT0-1	234	1987	Tibjak	69° 35' 54"	132° 58' 24"	Backshore (P.0)
1TT0-2	234	1987	Tibjak	69° 35' 54"	132° 58' 24"	M. Foreshore (P.0)
1TT0-3	234	1987	Tibjak	69° 35' 54"	132° 58' 24"	L. Foreshore (P.0)
1TT0-4	248	1987	Tibjak	69° 35' 54"	132° 58' 24"	Backshore (P.0)
1TT0-5	248	1987	Tibjak	69° 35' 54"	132° 58' 24"	M. Foreshore (P.0)
1TT1-1	234	1987	Tibjak	69° 35' 42"	132° 58' 50"	Backshore (P.1)
1TT1-2	234	1987	Tibjak	69° 35' 42"	132° 58' 50"	Berm (P.1)
1TT1-3	234	1987	Tibjak	69° 35' 42"	132° 58' 50"	M. Foreshore (P.1)
1TT1-4	234	1987	Tibjak	69° 35' 42"	132° 58' 50"	L. Foreshore (P.1)
1TT1-5	248	1987	Tibjak	69° 35' 42"	132° 58' 50"	M. Foreshore (P.1)
1TT1-6	248	1987	Tibjak	69° 35' 42"	132° 58' 50"	Trough (P.1)
1TT1-7	248	1987	Tibjak	69° 35' 42"	132° 58' 50"	Bar Crest (P.2)
1TT2-1	234	1987	Tibjak	69° 35' 36"	132° 59' 00"	Berm (P.2)
1TT2-2	234	1987	Tibjak	69° 35' 36"	132° 59' 00"	M. Foreshore (P.2)
1TT2-3	234	1987	Tibjak	69° 35' 36"	132° 59' 00"	L. Foreshore (P.2)
1TT2-4	234	1987	Tibjak	69° 35' 36"	132° 59' 00"	Dune Base (P.2)
1TT2-5	248	1987	Tibjak	69° 35' 36"	132° 59' 00"	Trough (P.2)
1TT2-6	248	1987	Tibjak	69° 35' 36"	132° 59' 00"	L. Foreshore; bk, pt.(P.2)
1TT2-7	248	1987	Tibjak	69° 35' 36"	132° 59' 00"	M. Foreshore (P.2)
87-24-1	249	1987	Tibjak	69° 35' 48"	132° 59' 00"	Nearshore Bar (P.1)
1TH1-1	236	1987	Hutchison Bay	69° 43' 28"	132° 04' 36"	HWL
1TH1-2	236	1987	Hutchison Bay	69° 43' 28"	132° 04' 36"	Backshore (R-M)
1TH1-3	236	1987	Hutchison Bay	69° 43' 28"	132° 04' 36"	Berm
1TH1-4	236	1987	Hutchison Bay	69° 43' 28"	132° 04' 36"	M. Foreshore
1TH1-5	236	1987	Hutchison Bay	69° 43' 28"	132° 04' 36"	L. Foreshore
1TH2-1	236	1987	Hutchison Bay	69° 43' 53"	132° 02' 36"	Berm
1TH2-2	236	1987	Hutchison Bay	69° 43' 53"	132° 02' 36"	M. Foreshore
1TH2-3	236	1987	Hutchison Bay	69° 43' 53"	132° 02' 36"	L. Foreshore (R-M)
1TH2-4	236	1987	Hutchison Bay	69° 43' 53"	132° 02' 36"	Dune
1TH3-1	236	1987	Hutchison Bay	69° 45' 18"	131° 59' 10"	Backshore (Trough of R-M)
1TH3-2	236	1987	Hutchison Bay	69° 45' 18"	131° 59' 10"	Backshore (Crest of R-M)
1TH3-3	236	1987	Hutchison Bay	69° 45' 18"	131° 59' 10"	M. Foreshore

Table 2 (Continued) - BEACH SAMPLE LOG

No.	Day	Year	Location	Latitude	Longitude	Notes
1TB1-1	236	1987	Bols Pt. Lagoon Beach	69° 50' 04"	131° 42' 48"	Transverse Bar
1TB1-2	236	1987	Bols Pt. Lagoon Beach	69° 50' 04"	131° 42' 48"	In Trough (R-M)
1TB1-3	236	1987	Bols Pt. Lagoon Beach	69° 50' 04"	131° 42' 48"	H. Foreshore
1TB2-1	236	1987	N. Bols Pt. Barrier	69° 51' 15"	131° 43' 24"	Backshore
1TB2-2	236	1987	N. Bols Pt. Barrier	69° 51' 15"	131° 43' 24"	Berm
1TB2-3	236	1987	N. Bols Pt. Barrier	69° 51' 15"	131° 43' 24"	M. Foreshore
1TB3-1	236	1987	M. Bols Pt. Barrier	69° 49' 04"	131° 48' 00"	M. Foreshore
1TB3-2	236	1987	M. Bols Pt. Barrier	69° 49' 04"	131° 48' 00"	Berm
1TB3-3	236	1987	M. Bols Pt. Barrier	69° 49' 04"	131° 48' 00"	Lagoon Side
1TB4-1	236	1987	S. Bols Pt. Barrier	69° 47' 58"	131° 51' 25"	Berm
1TB4-2	236	1987	S. Bols Pt. Barrier	69° 47' 58"	131° 51' 25"	M. Foreshore
1TA1-1	236	1987	E. Atkinson Pt.	69° 57' 20"	131° 24' 48"	Berm
1TA1-2	236	1987	E. Atkinson Pt.	69° 57' 20"	131° 24' 48"	M. Foreshore
1TA1-3	236	1987	E. Atkinson Pt.	69° 57' 20"	131° 24' 48"	L. Foreshore
1TA2-1	236	1987	W. Atkinson Pt.	69° 56' 24"	131° 27' 42"	Berm
1TA2-2	236	1987	W. Atkinson Pt.	69° 56' 24"	131° 27' 42"	M. Foreshore
1TA2-3	236	1987	W. Atkinson Pt.	69° 56' 24"	131° 27' 42"	L. Foreshore
1TA3-1	236	1987	N. Barrier S.W. Atk.	69° 54' 42"	131° 30' 00"	Berm
1TA3-2	236	1987	N. Barrier S.W. Atk.	69° 54' 42"	131° 30' 00"	M. Foreshore
1TA3-3	236	1987	N. Barrier S.W. Atk.	69° 54' 42"	131° 30' 00"	L. Foreshore
1TA4-1	236	1987	S. Barrier S.W. Atk.	69° 53' 50"	131° 31' 00"	Crest Swash Bar
1TA4-2	236	1987	S. Barrier S.W. Atk.	69° 53' 50"	131° 31' 00"	M. Foreshore
1TA4-3	236	1987	S. Barrier S.W. Atk.	69° 53' 50"	131° 31' 00"	L. Foreshore
1TA4-4	236	1987	S. Barrier S.W. Atk.	69° 53' 50"	131° 31' 00"	Berm
1TT3-1	237	1987	Toker Pt.	69° 38' 52"	132° 53' 36"	Berm
1TT3-2	237	1987	Toker Pt.	69° 38' 52"	132° 53' 36"	M. Foreshore
1TW1-1	237	1987	E. Warren Pt.	69° 45' 36"	132° 18' 30"	Berm
1TW1-2	237	1987	E. Warren Pt.	69° 45' 36"	132° 18' 30"	M. Foreshore
1TW2-1	237	1987	M. Warren Pt.	69° 45' 14"	132° 20' 50"	Berm
1TW2-2	237	1987	M. Warren Pt.	69° 45' 14"	132° 20' 50"	M. Foreshore
1TW2-3	237	1987	M. Warren Pt.	69° 45' 14"	132° 20' 50"	Backshore
1TW3-1	237	1987	W. Warren Pt.	69° 44' 34"	132° 28' 24"	Berm
1TW3-2	237	1987	W. Warren Pt.	69° 44' 34"	132° 28' 24"	M. Foreshore

Table 2 (Continued) - BEACH SAMPLE LOG

No.	Day	Year	Location	Latitude	Longitude	Notes
CW3-1	237	1987	Warren Pt.	69° 44' 34"	132° 28' 24"	Section 3 (Unit 1)
CW3-2	237	1987	Warren Pt.	69° 44' 34"	132° 28' 24"	Section 3 (Unit 2)
CW2-1	237	1987	Warren Pt.	69° 45' 10"	132° 20' 50"	Section 2 (Unit 1)
CW2-2	237	1987	Warren Pt.	69° 45' 10"	132° 20' 50"	Section 2 (Unit 2)
CW2-4	237	1987	Warren Pt.	69° 45' 10"	132° 20' 50"	Section 2 (Unit 4)
CW2-5	237	1987	Warren Pt.	69° 45' 10"	132° 20' 50"	Section 2 (Unit 5)
W5-1	238	1987	Warren Pt.	69° 44' 30"	132° 29' 00"	Section 5 (Unit 1)
W5-4	238	1987	Warren Pt.	69° 44' 30"	132° 29' 00"	Section 5 (Unit 4)
TU-B	249	1987	Tuft Pt.	69° 44' 28"	132° 33' 12"	Unit B2
TU-C	249	1987	Tuft Pt.	69° 44' 28"	132° 33' 12"	Unit C
Mc-1-3	236	1987	McKinley Bay	69° 52' 50"	132° 05' 36"	3 m Top of Section
A2-87-S	252	1987	Atkinson Pt.	69° 57' 04"	132° 25' 40"	Surface of Core A2-87

Table 3 - ORGANIC MATERIAL

No.	Day	Year	Latitude	Longitude	Notes
PB-1	236	1987	69° 50' 04"	131° 42' 48"	Peat on foreshore at B1
1TT3-3	237	1987	69° 38' 52"	132° 53' 36"	Peat on foreshore, Toker Pt.
1TW3-3	238	1987	69° 44' 25"	132° 28' 00"	Vegetation under eolian sands, Warren Pt.
W5-2	238	1987	69° 44' 30"	132° 29' 00"	Veg. top of unit 2, sect. 5, Warren Pt.
W5-3	238	1987	69° 44' 30"	132° 29' 00"	Peat at base of old eolian sands, Unit 3, sect. 5
AT-D1	251	1987	69° 56' 54"	131° 26' 48"	Roots base dune, Atkinson Pt.
A3-87	254	1987	69° 56' 54"	131° 27' 00"	Peat on foreshore, Atkinson Pt.

Table 4 - GRAB SAMPLE LOG

No.	Day	Year	Location	Latitude	Longitude	Water Depth (m)
87-19-1	249	1987	Off Toker Pt.	69° 39' 07"	132° 52' 02"	1.5
87-19-2	249	1987	Off Toker Pt.	69° 39' 11"	132° 52' 03"	3
87-19-7	249	1987	Off Toker Pt.	69° 39' 19.4"	132° 52' 00.1"	2.5-3
87-19-8	249	1987	Off Toker Pt.	69° 39' 22"	132° 51' 58.5"	4.3
87-19-9	249	1987	Off Toker Pt.	69° 39' 22"	132° 51' 58.5"	4.3
87-19-10	249	1987	Off Toker Pt.	69° 39' 26.9"	132° 51' 59.7"	3
87-19-11	249	1987	Off Toker Pt.	69° 39' 38.9"	132° 51' 59.8"	5.2
87-19-12	249	1987	Off Toker Pt.	69° 39' 43.5"	132° 52' 00.1"	3.5
87-19-13	249	1987	Off Toker Pt.	69° 39' 46.9"	132° 51' 59.7"	5
87-19-14	249	1987	Off Toker Pt.	69° 39' 56.9"	132° 52' 00.8"	6
87-19-15	249	1987	Off Toker Pt.	69° 39' 49"	132° 51' 58.3"	4
87-19-16	249	1987	Off Toker Pt.	69° 39' 06.8"	132° 51' 58.9"	5
87-35-1	254	1987	Off Atkinson Pt.	69° 57' 38.8"	131° 25' 03.6"	3
87-35-2	254	1987	Off Atkinson Pt.	69° 57' 41.5"	131° 25' 14"	5
87-35-3	254	1987	Off Atkinson Pt.	69° 58' 05.7"	131° 25' 13.6"	6.5
87-35-4	254	1987	Off Atkinson Pt.	69° 58' 29"	131° 25' 14.2"	8.3
87-35-5	254	1987	Off Atkinson Pt.	69° 58' 29"	131° 25' 14.2"	8.3
87-35-6	254	1987	Off Atkinson Pt.	69° 59' 05.4"	131° 25' 12.5"	10
87-35-7	254	1987	Off Atkinson Pt.	70° 00' 15.3"	131° 25' 12.6"	12
87-35-8	254	1987	Off Atkinson Pt.	70° 02' 48.9"	131° 25' 08.1"	14

Table 4 (Continued) - GRAB SAMPLE LOG

No.	Day	Year	Location	Latitude	Longitude	Water Depth (m)
87-9-1	255	1987	Hutchison Bay	69° 42' 38.2"	132° 12' 34.3"	2
87-9-2	255	1987	Hutchison Bay	69° 44' 26.8"	132° 12' 36.9"	4.3
87-9-3	255	1987	Warren Pt. Shoal	69° 45' 55.8"	132° 12' 33.3"	4.3
87-9-4	255	1987	South of Beluga Shoal	69° 47' 47.7"	132° 12' 34.7"	6
87-9-5	255	1987	Beluga Shoal	69° 48' 25.4"	132° 12' 40.9"	2.8
87-9-6	255	1987	North of Beluga Shoal	69° 49' 21.6"	132° 12' 32.9"	7
87-9-7	255	1987	North of Beluga Shoal	69° 51' 08.2"	132° 12' 35.3"	8.7
87-9-8	255	1987	North of Beluga Shoal	69° 53' 05.8"	132° 12' 40.3"	9.7
87-9-9	255	1987	North of Beluga Shoal	70° 00' 23"	132° 12' 31.8"	17.5
87-15-1	257	1987	Off Toker Pt.	69° 39' 23.5"	132° 48' 54.6"	1.3
87-15-2	257	1987	Off Toker Pt.	69° 39' 26.6"	132° 48' 59"	2.3
87-15-3	257	1987	Off Toker Pt.	69° 39' 26.1"	132° 48' 57.1"	2
87-15-4	257	1987	Off Toker Pt.	69° 39' 31.2"	132° 48' 56.7"	2
87-15-5	257	1987	Off Toker Pt.	69° 39' 51.5"	132° 48' 54.9"	4.2
87-15-6	257	1987	Off Toker Pt.	69° 40' 05.4"	132° 48' 54.9"	3.1
87-15-7	257	1987	Off Toker Pt.	69° 40' 20.4"	132° 48' 54.4"	4.5
87-15-8	257	1987	Off Toker Pt.	69° 40' 27"	132° 48' 54.7"	3.7
87-15-9	257	1987	Off Toker Pt.	69° 40' 34.7"	132° 48' 53.1"	4
87-15-10	257	1987	Off Toker Pt.	69° 40' 50.2"	132° 48' 53"	5.5
87-22-1	258	1987	NW Toker Pt.	69° 47' 58.9"	133° 00' 02"	9
87-22-2	258	1987	NW Toker Pt.	69° 50' 49.2"	132° 59' 46.7"	11
87-25-1	258	1987	James Shoal	69° 44' 17.1"	132° 59' 57.5"	4.2
87-25-2	258	1987	West Toker Pt.	69° 40' 37"	133° 00' 00.5"	8.5
87-25-3	258	1987	West Toker Pt.	69° 38' 07.5"	133° 00' 00.8"	

* Equivalent to 87-46.1

Table 5 - WATER SAMPLES*

No.	Day	Year	Location	Latitude	Longitude	Sample Depth (m)
87-19-1P	249	1987	Off Toker Pt.	69° 39' 07"	132° 52' 02"	0
87-35-1P	254	1987	Off Atkinson Pt.	69° 57' 38.8"	132° 25' 03.6"	0
87-35-2P	254	1987	Off Atkinson Pt.	69° 57' 41.5"	132° 25' 14"	0
87-35-3P	254	1987	Off Atkinson Pt.	69° 58' 05.7"	132° 25' 13.6"	0
87-35-4P	254	1987	Off Atkinson Pt.	69° 58' 29"	132° 25' 14.2"	0
87-35-6P	254	1987	Off Atkinson Pt.	69° 59' 05.4"	132° 25' 12.5"	0
87-35-7P	254	1987	Off Atkinson Pt.	70° 00' 15.3"	132° 25' 12.6"	0
87-35-8P	254	1987	Off Atkinson Pt.	70° 02' 48.9"	132° 25' 08.1"	0

* All samples have a volume of 1 l (2 × 0.5 l)

Table 6 - CORE LOG

No.	Day	Year	Location	Latitude	Longitude	Notes
C88-1	223	1988	Topkak Marsh	69° 30' 34"	132° 57' 24"	
C88-2	223	1988	Topkak Marsh	69° 30' 30"	132° 57' 24"	sampled on site
C88-3	223	1988	Topkak Marsh	69° 30' 36"	132° 57' 42"	sampled on site
C88-5	224	1988	E. Toker Pt.	69° 39' 00"	132° 48' 36"	
C88-6	224	1988	E. Toker Pt.	69° 39' 00"	132° 48' 30"	sampled on site
C88-7	224	1988	Kukjuktuk Bay Island	69° 39' 00"	132° 41' 12"	
C88-8	225	1988	Drift Pt. Marsh	69° 52' 00"	131° 37' 00"	
C88-10	227	1988	North Head	69° 43' 24"	134° 23' 00"	Backbarrier lagoon
C88-11	227	1988	Canyanek Inlet	69° 23' 24"	133° 23' 00"	Backbarrier lagoon
C88-12	229	1988	Topkak Marsh	69° 30' 30"	132° 57' 36"	sampled on site
C88-13	229	1988	Topkak Marsh	69° 30' 48"	132° 55' 48"	
BH-5	235	1988	North Head Spit	69° 43' 28"	134° 22' 45"	tip of the spit
A1-87	252	1987	Atkinson Point	69° 57' 15"	131° 25' 50"	Backbarrier
A2-87	252	1987	Atkinson Point	69° 57' 04"	131° 25' 40"	Backbarrier

Table 7 - CORE SAMPLE LOG

No.	Day	Year	Location	Latitude	Longitude	Notes	Depth (cm)
C88-2A	223	1988	Topkak Marsh	69° 30' 36"	132° 57' 42"	peat	20
C88-2B	223	1988	Topkak Marsh	69° 30' 36"	132° 57' 42"	mud	30
C88-3A	223	1988	Topkak Marsh	69° 30' 36"	132° 57' 42"	peat	10
C88-3B	223	1988	Topkak Marsh	69° 30' 36"	132° 57' 42"	grey mud	23
C88-3C	223	1988	Topkak Marsh	69° 30' 36"	132° 57' 42"	mud	31
C88-3D	223	1988	Topkak Marsh	69° 30' 36"	132° 57' 42"	mud	37
C88-3E	223	1988	Topkak Marsh	69° 30' 36"	132° 57' 42"	frozen mud	45
C88-3F	223	1988	Topkak Marsh	69° 30' 36"	132° 57' 42"	brown frozen mud	55
C88-5A	224	1988	E. Toker Pt.	69° 39' 00"	132° 48' 36"	upper soil	9
C88-6A	224	1988	E. Toker Pt.	69° 39' 00"	132° 48' 30"	mud	32
C88-6B	224	1988	E. Toker Pt.	69° 39' 00"	132° 48' 30"	peat and mud	51
C88-6C	224	1988	E. Toker Pt.	69° 39' 00"	132° 48' 30"	mud	61
C88-12A	229	1988	Topkak Marsh	69° 30' 30"	132° 57' 36"	peat	39
C88-12B	229	1988	Topkak Marsh	69° 30' 30"	132° 57' 36"	frozen grey mud	76
C88-12C	229	1988	Topkak Marsh	69° 30' 30"	132° 57' 36"	frozen grey mud	97
C88-12D	229	1988	Topkak Marsh	69° 30' 30"	132° 57' 36"	frozen grey mud	125
C88-12E	229	1988	Topkak Marsh	69° 30' 30"	132° 57' 36"	frozen grey mud	147
C88-12F	229	1988	Topkak Marsh	69° 30' 30"	132° 57' 36"	frozen brown mud	161
C88-12G	229	1988	Topkak Marsh	69° 30' 30"	132° 57' 36"	frozen brown mud	175

Table 8 - CROSS-SECTION LOG

No.	Day	Year	Location	Latitude	Longitude	Notes
C88-4	223	1988	Topkak Marsh	69° 30' 24"	132° 57' 06"	sampled on site
C88-9	225	1988	Drift Pt. (Dune)	69° 52' 12"	131° 37' 00"	sampled on site
C88-14	230	1988	S.E. Ikpisugyuk Pt.	70° 07' 36"	128° 04' 00"	sampled on site

Table 9 - CROSS-SECTION SAMPLE LOG

No.	Day	Year	Location	Latitude	Longitude	Notes	Depth* (cm)
C88-4A	223	1988	Topkak Marsh	69° 30' 24"	132° 57' 06"	soil	6
C88-4B	223	1988	Topkak Marsh	69° 30' 24"	132° 57' 06"	mud	20
C88-4C	223	1988	Topkak Marsh	69° 30' 24"	132° 57' 06"	wood fragments	30
C88-4D	223	1988	Topkak Marsh	69° 30' 24"	132° 57' 06"	peat	40
C88-4E	223	1988	Topkak Marsh	69° 30' 24"	132° 57' 06"	organic and wood	60
C88-9A	225	1988	Drift Pt.	69° 52' 12"	131° 37' 00"	dune sand	150
C88-9B	225	1988	Drift Pt.	69° 52' 12"	131° 37' 00"	buried soil	300
C88-9C	225	1988	Drift Pt.	69° 52' 12"	131° 37' 00"	old dune sand	377
C88-9D	225	1988	Drift Pt.	69° 52' 12"	131° 37' 00"	peaty soil	420
C88-14A	230	1988	S.E. Ikpisugyuk Pt.	70° 7' 36"	128° 04' 00"	compact mud	700
C88-14B	230	1988	S.E. Ikpisugyuk Pt.	70° 7' 36"	128° 04' 00"	mud and sandy beds	600
C88-14C	230	1988	S.E. Ikpisugyuk Pt.	70° 7' 36"	128° 04' 00"	mud and sandy beds	450
C88-14D	230	1988	S.E. Ikpisugyuk Pt.	70° 7' 36"	128° 04' 00"	peat soil	370
C88-14E	230	1988	S.E. Ikpisugyuk Pt.	70° 7' 36"	128° 04' 00"	mud and sand	330
C88-14F	230	1988	S.E. Ikpisugyuk Pt.	70° 7' 36"	128° 04' 00"	thinly bedded	150
TM88-A	229	1988	Topkak Marsh	69° 30' 48"	132° 55' 48"	soil	20

* Depth is from top of section

Table 10 - EROSION BENCH MARKS

No.	Day	Year	Location	Latitude	Longitude	Distance from Cliff Edge			Retreat Rate (m/a)
						1986	1987	1988	
AGC-88-1	221	1988	Topkak spit	69° 30' 36"	132° 59' 36"	-	-	23.5	-
AGC-88-2	221	1988	Topkak spit	69° 30' 42"	132° 59' 48"	-	-	33.4	-
AGC-88-3	224	1988	E. Tuft Pt.	69° 43' 24"	132° 33' 00"	-	-	51	-
AGC-88-4	224	1988	E. Tuft Pt.	69° 43' 48"	132° 33' 48"	-	-	50	-
AGC-88-5	225	1988	Drift Pt.	69° 52' 00"	131° 38' 00"	-	-	50	-
AGC-88-6	225	1988	w. Drift Pt.	69° 51' 36"	131° 39' 00"	-	-	50.5	-
AGC-88-6bix	226	1988	E. Mingnuk Pt.	69° 40' 24"	132° 38' 12"	-	-	36.9	-
AGC-88-7	226	1988	W. Warren Pt.	69° 44' 30"	132° 28' 24"	-	-	51m	-
AGC-88-8	226	1988	Warren Pt.	69° 45' 00"	132° 22' 12"	-	-	73	-
AGC-88-9	226	1988	Hutchinson Bay	69° 43' 24"	132° 05' 22"	-	-	51.5	-
AGC-88-10	226	1988	Atkinson Pt.	69° 56' 54"	131° 26' 30"	-	-	30	-
AGC-88-11	226	1988	E. McKinley Bay	69° 55' 54"	131° 04' 24"	-	-	38.8	-
AGC-88-12	226	1988	E. McKinley Bay	69° 53' 24"	131° 05' 24"	-	-	44.2	-
AGC-88-13	230	1988	W. Russel inlet	70° 08' 24"	130° 33' 54"	-	-	57.2	-
AGC-88-14	230	1988	W. Russel inlet	70° 12' 56"	129° 50'	-	-	47.3	-
AGC-87-3	222	1987	Tibjak	69° 36'	132° 58' 38"	-	27.9	23.3	4.6
TP-6*		1986	Toker Point	69° 38' 48"	132° 47' 00"	74.6	-	51.5	11.5
TP-7*		1986	Toker Point	69° 39' 00"	132° 47' 48"	58	-	52.5	2.7
TP-8*		1986	Toker Point	69° 39' 15"	132° 48' 20"	57	-	44.7	6.1
TP-11*		1986	Toker Point	69° 39' 20"	132° 51' 25"	42.5	-	34.5	4.0

* Installed by R. Gillie (see R.D. Gillie, 1988 for bench mark description)

Table 11. EROSION BENCH MARKS DESCRIPTION*

No	Location	Description
AGC 88-1	Topkak Point	Wooden log in upright position, located near the edge of the northernmost marsh, and identified by fluorescent orange paint and fluorescent tape with corresponding number.
AGC 88-2	Topkak Point	Two wooden stakes located near the edge of the marsh, near the northern limit of the dunes of the spit. The two wooden stakes were aligned perpendicular to the coast and were identified by fluorescent orange paint and fluorescent tape with numbers AGC 88-2A and AGC 88-2B. AGC 88-2A was 33.4 m from the edge of the dune cliff; AGC 88-2B was 39.3 from the edge of the cliff.
AGC-88-3	East of Tuft Point	Wooden stake with orange paint, located in the western part of the dunes on top of the cliff, at 51 m from cliff edge.
AGC-88-4	East of Tuft Point	Located ca 150 m eastward of AGC-88-3, 23.2 m behind a wood cross in the dunes, and 49.9 m from the cliff edge.
AGC-88-5	West of Drift Point	Located ca 20 m westward of the coastal dunes, at a distance of 50 m from the cliff edge.
AGC-88-6	Drift Point	Located within the Drift Point coastal dunes complex, at 50.5 m from the cliff edge.
AGC-88-6b	East of Toker Point	Located on the east side of Mingnuk Bay; distance 36.9 m from cliff edge. Cliff composed of ca. 80% massive ice.
AGC-88-7	West of Warren Point	Installed at 51.05 m from cliff edge. 10-15 m high cliff affected by block failure.
AGC-88-8	Warren Point	Iron rod identified by "Legal Survey Marker" in backshore dunes; distance 73 m from low scarp on the seaward-facing side of the dunes.
AGC-88-9	Hutchison Bay	Installed in coastal dunes located on small peninsula in Hutchison Bay. The bench mark was located 51.5 m from the eroding dune cliff (2-3 m high), in the middle part of the small coastal dune field.
AGC-88-10	Atkinson Point	Installed 30 m westward of beacon tower. The bench mark (iron rod) was located 25.3 m from the eroding dune cliff (1 m high).

Table 11 (Continued). EROSION BENCH MARKS DESCRIPTION

No	Location	Description
AGC-88-11	McKinley Bay	Installed on the eastern shore of McKinley Bay (orange painted iron rod); distance 38.8 m from the cliff edge (1.5 m high).
AGC-88-12	McKinley Bay	Installed on the eastern shore of McKinley Bay (orange painted iron rod), southward of AGC-88-11; distance 44.2 m from the cliff edge (12 m high).
AGC 88-13	Russell Inlet	Installed on an island on the west side of Russell Inlet. Wooden stake with fluorescent paint, located 57.2 m from the edge of a 10 m high sandy cliff with occasional ice wedges.
AGC 88-14	Russell Inlet	Installed on an island on the eastern side of Russel Inlet. Bench mark is an orange iron rod, located 47.3 m from the edge of a 12 m high sandy cliff with ice wedges.
AGC 87-3	Tibjak Point	Located on 5 m high cliff northward of Tibjak beach. Two wooden stakes identified by fluorescent orange paint and fluorescent tape

* See following figures for bench mark locations

A26750 200

FIGURE 12

AGC 87-3

TIBJAK
POINT

KUGMALLIT
BAY

FIGURE 13



© SA MAJESTE LA REINE DU CHEF DU CANADA, MINISTÈRE DE L'ÉNERGIE, DES MINES ET DES RESSOURCES.

T

FIGURE 14

AGC-88-4

AGC-88-3

TUFT
POINT

AGC-88-6b

MINGNUK
POINT

A26/47

© HER MAJESTY THE QUEEN IN RIGHT OF CANADA, DEPARTMENT OF ENERGY, MINES AND RESOURCES.

T

A26754 169

FIGURE 15

WARREN
POINT

AGC-88-8

AGC-88-7

© SA MAJESTE LA REINE DU CHEF DU CANADA, MINISTÈRE DE L'ÉNERGIE, DES MINES ET DES RESSOURCES.

T

FIGURE 16

DRIFT
POINT

AGC-88-5

AGC-88-6

FL

A26755

12

© HER MAJESTY THE QUEEN IN RIGHT OF CANADA, DEPARTMENT OF ENERGY, MINES AND RESOURCES.

T

OH-98E226

FIGURE 17

HUTCHISON
BAY

AGC-88-9



A36755 228

FIGURE 18



