

268  
POLSKA AKADEMIA NAUK  
INSTYTUT GEOGRAFII  
Zakład Geografii i Meteorologii

INSTYTUT GEOGRAFII i Meteorologii 64, ul. Krak. Przedmieście 36  
POLSKIEJ AKADEMII NAUK

---

PRACE GEOGRAFICZNE NR 71

JAN SZUPRYCZYŃSKI

# NIEKTÓRE ZAGADNIENIA CZWARTORZĘDU NA OBSZARZE SPITSBERGENU

WARSZAWA 1968  
PAŃSTWOWE WYDAWNICTWO NAUKOWE



INSTYTUT GEOGRAFII  
POLSKIEJ AKADEMII NAUK

\*

PRACE GEOGRAFICZNE NR 71

ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ТРУДЫ

№ 71

ЯН ШУПРЫЧИНЬСКИ

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА  
ТЕРРИТОРИИ ШПИЦБЕРГЕНА



GEOGRAPHICAL STUDIES

No. 71

JAN SZUPRYCZYŃSKI

SOME PROBLEMS OF THE QUATERNARY  
ON SPITSBERGEN

INSTYTUT GEOGRAFII  
POLSKIEJ AKADEMII NAUK

---

PRACE GEOGRAFICZNE NR 71

JAN SZUPRYCZYŃSKI

NIEKTÓRE ZAGADNIENIA CZWARTORZĘDU  
NA OBSZARZE SPITSBERGENU

WARSZAWA 1968  
PAŃSTWOWE WYDAWNICTWO NAUKOWE

## Komitet Redakcyjny

REDAKTOR NACZELNY: M. KIELCZEWSKA-ZALESKA  
ZASTĘPCA REDAKTORA NACZELNEGO: K. DZIEWONSKI  
CZŁONKOWIE: R. GALON, L. STARKEL  
SEKRETARZ: I. STAŃCZAK

## Rada Wydawnicza (Redakcyjna)

K. DZIEWOŃSKI, R. GALON, J. GRZESZCZAK, Ł. GÓRECKA (SEKRETARZ RADY),  
M. KIELCZEWSKA-ZALESKA (PRZEWODNICZĄCA RADY), M. KLIMASZEWSKI,  
J. KOBENDZINA, J. KOSTROWICKI, S. LESZCZYCKI

Printed in Poland

Państwowe Wydawnictwo Naukowe  
Oddział w Łodzi 1968

Wydanie I. Nakład 600 + 90 egz. Ark. wyd. 11,50, ark. druk. 8,25.  
Papier druk.-sat. kl. III 80 g 70×100. Oddano do składania w listo-  
padzie 1967 r. Podpisano do druku w kwietniu 1968 r. Druk ukoń-  
czono w maju 1968 r. P-8. Cena zł 34,—

Wojskowa Drukarnia w Łodzi. Zam. 7489

## SPIS TREŚCI

Wstęp . . . . .	7
Zlodowacenia w plejstocenie . . . . .	13
Rozwój rzeźby wybrzeży w czwartorzędzie . . . . .	22
Rozwój procesów wulkanicznych w czwartorzędzie . . . . .	38
Zlodowacenia w holocenie . . . . .	45
Formy akumulacji glacialnej współczesnego zlodowacenia . . . . .	61
Moreny boczne . . . . .	63
Moreny środkowe . . . . .	65
Morena denna . . . . .	69
Moreny ablacyjne . . . . .	78
Wały lodowo-morenowe . . . . .	80
Moreny czołowe . . . . .	85
Formy akumulacji glacialnej współczesnego zlodowacenia . . . . .	91
Sandry . . . . .	91
Ozy . . . . .	94
Kemy . . . . .	98
Zakończenie . . . . .	100
Literatura . . . . .	103
Indeks nazwisk . . . . .	112
Резюме . . . . .	114
Summary . . . . .	121

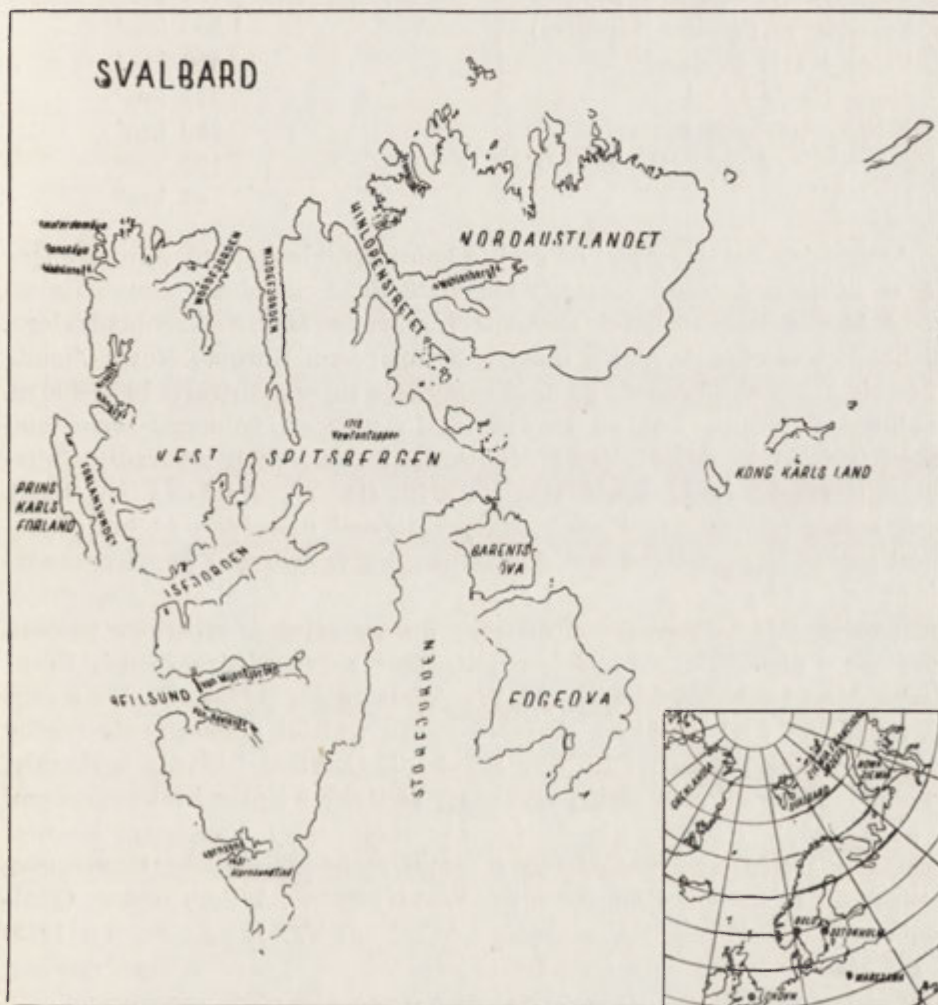
1938. 11. 11

1  
2  
3  
4  
5  
6  
7  
8  
9  
10  
11  
12  
13  
14  
15  
16  
17  
18  
19  
20  
21  
22  
23  
24  
25  
26  
27  
28  
29  
30  
31  
32  
33  
34  
35  
36  
37  
38  
39  
40  
41  
42  
43  
44  
45  
46  
47  
48  
49  
50  
51  
52  
53  
54  
55  
56  
57  
58  
59  
60  
61  
62  
63  
64  
65  
66  
67  
68  
69  
70  
71  
72  
73  
74  
75  
76  
77  
78  
79  
80  
81  
82  
83  
84  
85  
86  
87  
88  
89  
90  
91  
92  
93  
94  
95  
96  
97  
98  
99  
100



## WSTĘP

Spitsbergen wchodzi w skład archipelagu wysp zwanych Svalbardem. Svalbard jest jednym z najbardziej na północ wysuniętych archipelagów w Arktyce i rozprzestrzeni się pomiędzy  $74^{\circ}$  a  $81^{\circ}$  szerokości północnej oraz  $10^{\circ}$  i  $35^{\circ}$  długości geograficznej wschodniej (ryc. 1). Pod



Ryc. 1. Schematyczna mapka archipelagu Svalbard  
Fig. 1. Diagrammatical map of Svalbard Archipelago

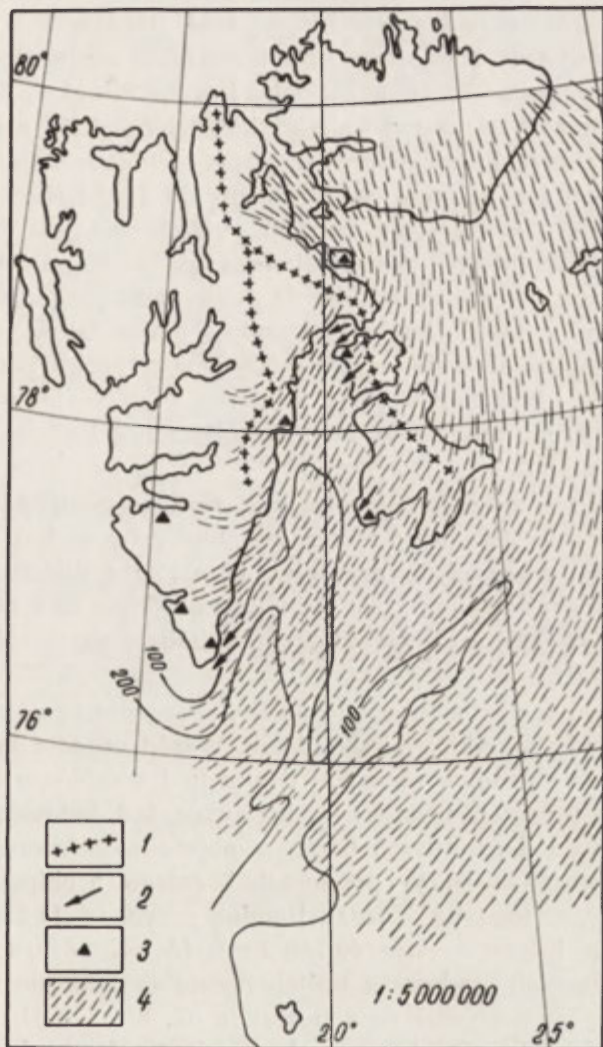
względem administracyjnym, zgodnie z traktatem zawartym 9 lutego 1920 r. w Paryżu, podlega Norwegii. Pięć największych wysp, w tym archipelagu, tj. Prins Karls Forland, Vestspitsbergen, Nordaustlandet, Barentsöya i Edgeöya według norweskiego podziału administracyjnego określa się skrótowo mianem Spitsbergenu (Svalbard, s. 417). Ponadto w skład archipelagu wchodzi cztery wyspy leżące w większej odległości od zasadniczej grupy wysp archipelagu — są to Kvitöya, Kong Karls Land, Hopen i Björnöya (ryc. 1). Ogólna powierzchnia archipelagu obejmuje 62 405 km<sup>2</sup>, w tym:

Vestspitsbergen (Spitsbergen Zachodni) — ok.	39 500 km <sup>2</sup>
Nordaustlandet (Ziemia Północno-Wschodnia) ok.	15 000 km <sup>2</sup>
Edgeöya (Wyspa Edge)	5 150 km <sup>2</sup>
Barentsöya (Wyspa Barentsa)	1 300 km <sup>2</sup>
Prins Karls Forland	650 km <sup>2</sup>
Kong Karls Land	331 km <sup>2</sup>
Kvitöya (Wyspa Biała)	250 km <sup>2</sup>
Björnöya (Wyspa Niedźwiedzia)	178 km <sup>2</sup>
Hopen	46 km <sup>2</sup>

Archipelag położony jest na szelfie kontynentalnym, który rozpościera się w północnej części Eurazji. Od wschodu i południa obmywają go wody Morza Barentsa, od zachodu zaś wody Morza Grenlandzkiego. Głębokości w obrębie szelfu między Svalbardem, Europą, Nową Ziemią i Ziemią Franciszka Józefa na ogół zamykają się w granicach 100—400 m. Svalbard położony jest na skraju szelfu w jego północno-zachodniej części (ryc. 2). W odległości 80—100 km od zachodnich wybrzeży Spitsbergenu przebiega krawędź stoku szelfu (H. W. Ahlmann 1933). Stok szelfu jest bardzo stromy, na przestrzeni niecałych 40 km głębokości morza wzrastają od 400 do 1800 m, by w centrum M. Grenlandzkiego osiągnąć głębokość ponad 3000 m. Na powierzchni szelfu wyróżnić można depresje i wyniesienia. Znaczny obszar zajmuje centralne plateau szelfowe o głębokości do 200 m rozciągające się pomiędzy Ziemią Franciszka Józefa a Nową Ziemią (H. W. Ahlmann 1933). F. Nansen (S. Z. Różycki 1936) na obszarze szelfu widział przedłużenie rzeźby erozyjnej rzek północnej Europy i Syberii. Ostatnie badania wykazały, że obniżenia w obrębie szelfu wykazują związek z liniami tektonicznymi (Saks 1953). Krótkie, ale bardzo głębokie doliny występują również na stoku szelfu w przedłużeniu fiordów spitsbergeńskich: Hornsundu, Bellsundu, Isfjorden, Kongsfjorden, Woodfjorden i Wijdefjorden. Obniżenia te posiadają również założenia tektoniczne (T. Hagerman 1925) i zostały w końcu trzeciorzędu przekształcone przez erozję rzeczną, a w okresie plejstocenu przekształcone przez egzarację lodowcową.

W obrębie archipelagu na stosunkowo małym obszarze występuje inwentarz skał prawie wszystkich formacji geologicznych od prekambriu

po czwartorzęd oraz różne style budowy tektonicznej (A. G. Nat-  
horst 1910, H. Frebold 1935, S. Z. Różycki 1936, K. Orvin  
1940). Najstarsze skały granity i gnejsy stanowiące fragmenty starej  
platformy krystalicznej występują w północnej części Spitsbergenu.  
Wzdłuż zachodnich wybrzeży Spitsbergenu w pasie od 20—30 km  
szerokości występują silnie zmetamorfizowane skały tzw. formacji Hecla



Ryc. 2. Rozprzestrzenienie się lodowców w plejstocenie na Spitsbergenie  
wg G. de Geera

1 — główne działy lodowce, 2 — kierunek przesuwania się lodowców, 3 — miejsca, w których  
znaleziono materiał eratyczny, 4 — pokrywa lodowa we wschodnim rejonie archipelagu

Fig. 2. Glacier spread on Spitsbergen during Pleistocene, after G. de Geer

1 — main ice divides, 2 — direction of glacier movement, 3 — places where erratics were found,  
4 — ice cover in eastern archipelago region

Hoek. Są to wapienie krystaliczne, dolomity i różnego rodzaju łupki pochodzące z prekambru, kambru i ordowiku. Utwory te zostały w czasie orogenezy kaledońskiej (w sylurze) silnie sfałdowane i utworzyły łańcuch górski ciągnący się od północnej Irlandii poprzez północną Szkocję, Norwegię, Wyspę Niedźwiedzią i Spitsbergen aż po Grenlandię. W obrębie pasma kaledońskiego występują najpiękniejsze formy krajobrazowe Spitsbergenu, ostre wierzchołki i strome granie górskie wznoszące się do tysiąca metrów ponad powierzchnię wód fiordów i M. Grenlandzkiego. Najwyższa kulminacja tego pasma znajduje się na obszarze południowego Spitsbergenu w obrębie masywu Hornsundtind — 1431 m n.p.m.

Dalej na wschód od pasma kaledońskiego leżą skały młodszych formacji geologicznych, które spoczywają prawie horyzontalnie lub też są słabo nachylone. Na północy Spitsbergenu do Hecla-Hoeku przylegają dewońskie osady czerwonych i szarych piaskowców oldredu, natomiast w środkowej i południowej części Spitsbergenu osady triasu, jury, kredy i trzeciorzędu, reprezentowane głównie przez warstwy piaskowców, łupków i częściowo wapieni. Osady te decydują o tym, że w tych częściach Spitsbergenu wykształcił się zupełnie odmienny typ krajobrazu. Występują tu rozległe i wyrównane płaskowzgórza — góry stołowe, osiągające średnio 600—800 m, oddzielone od siebie głębokimi i szerokimi dolinami o stromych ścianach.

W okresie trzeciorzędu na obszarze Spitsbergenu nie notuje się ruchów fałdowych orogenezy alpejskiej. Jednakże w tym czasie mają miejsce intruzje czerwonych granitów, bazaltów i diabazów wciskających się w skały mezozoiczne. Na jednym z płaskowyzży z pokrywą czerwonych granitów leży najwyższy szczyt Spitsbergenu — Newtontoppen 1712 m n. p. m.

Osady okresu czwartorzędowego na Spitsbergenie są różnorodne, a są to zarówno osady morskie, jak i lądowe. Wśród osadów lądowych najbardziej rozpowszechnione są osady dawnego i współczesnego zlodowacenia. Są one reprezentowane również przez lód lodowcowy, a także różnego rodzaju lód gruntowy. Obszary objęte współczesnym zlodowaceniem pokrywają 80—85% powierzchni całego archipelagu, to jest ok. 58 000 km<sup>2</sup>, z tego na Nordaustlandet przypada 11 250 km<sup>2</sup>, a na Vestspitsbergen i inne wyspy 46 750 km<sup>2</sup> (A. Kosiba 1958). Poza tym wśród lądowych osadów na Spitsbergenie spotyka się eluwia, deluwia oraz w bardzo małych ilościach aluwia (G. W. Gorbaczkij 1964, s. 140). Spotyka się również na obszarach tundrowych osady organiczne — torf (A. G. Nathorst 1910, W. Blake, I. U. Olsson, A. Środoń 1965) oraz osady limniczne. Na obszarze północnego Spitsbergenu w rejonie Bockfjorden występują czwartorzędowe skały wylewne — osady wulkaniczne (A. Hoel 1910, A. Hoel i O. Holte-dahl 1911). Wokół czynnych obecnie gorących źródeł w rejonie Bockfjorden oraz na obszarze południowego Spitsbergenu na Sörkapie

wytrącają się skały osadowe — martwice wapienne (A. Hoel i O. Holtedahl 1911, S. Z. Różycki 1936, W. Werenskiöld 1952/53).

W dotychczasowej literaturze naukowej brak syntetycznego opracowania problemów okresu czwartorzędowego. W syntetycznych opracowaniach, które ukazały się dotychczas, zagadnienia okresu czwartorzędowego są potraktowane marginesowo i obejmują zwykle 1—2 strony druku (Nordenskiöld 1876, Nathorst 1910, Frebold 1935, Harland 1961) albo są zupełnie pominięte (Orvin 1940). Najobszerniejsze opracowanie czwartorzędu znajduje się w dużym dziele W. H. Saks (1953, s. 433—455). Opracowanie to nie uwzględnia w pełni problematyki czwartorzędu, w większości jest to opis fizjograficzny archipelagu. W opracowaniu tym W. H. Saks nie rozpatruje form i osadów glacialnych, streszcza jedynie krótko jedną z prac K. Grippa. Problem zlodowaceń plejstocenijskich na obszarze Spitsbergenu nie doczekał się dotąd syntetycznego ujęcia i stąd też często nowe ekspedycje prowadzące badania na obszarze Spitsbergenu odkrywają na nowo zagadnienia, które wcześniej już zostały opracowane i opublikowane.

Literatura dotycząca badań na Spitsbergenie jest olbrzymia i w dużym stopniu w Polsce niedostępna. Problematyką czwartorzędu Spitsbergenu zainteresowałem się w 1959 r. i odtąd zbierałem materiały z myślą o opracowaniu niektórych problemów okresu czwartorzędu. Obszar Spitsbergenu poznałem z autopsji jako uczestnik trzech ekspedycji na tę wyspę: w latach 1959 i 1960 uczestniczyłem w wyprawach polskich kierowanych przez S. Siedleckiego i w 1963 r. w wyprawie Norweskiego Instytutu Polarnego. W 1962 i 1963 r. w ciągu krótkiego, 2-miesięcznego pobytu w Norwegii miałem możliwość korzystania z bibliotek norweskich (Norweskiego Instytutu Polarnego i Instytutu Geograficznego Uniwersytetu w Oslo-Blindern). W 1966 r. podczas dwutygodniowego pobytu w Związku Radzieckim zbierałem materiały do tej pracy w Instytucie Geologii Arktyki w Leningradzie. Część publikacji niemieckich uzyskałem w postaci oryginałów lub fotokopii z biblioteki Instytutu Geograficznego w Greifswaldzie w Niemieckiej Republice Demokratycznej.

Załączona mapa form akumulacji glacialnej i glacialfluwalnej przedstawia dotychczasowy stan badań nad formami zlodowacenia, głównie współczesnego. Zdaję sobie sprawę, że być może nie uwzględnia ona pełnej rejestracji form, gdyż często drobne wzmianki o charakterze genetycznym tych form znajdują się w pracach geologicznych poświęconych innym formacjom geologicznym. Z mapy tej wyraźnie wynika, że poznanie form akumulacji glacialnej i glacialfluwalnej na wybrzeżach zachodnich Spitsbergenu wokół Kongsfjorden, Isfjorden, Bellsundu i Hornsundu jest nieporównywalnie większa aniżeli regionów wschodnich; w szczególności dotyczy to Ny Fryzland (ryc. 1).

W badaniach czwartorzędowych form i osadów na obszarze Spitsbergenu duże zasługi mają Polacy. Prace wyłącznie poświęcone tym osadom, nacechowane szczerą obserwacją, wydali: S. Z. Różycki (1957), K. Birkenmajer (1958a, 1959, 1960, 1964), A. Jahn (1958a, 1958b, 1959a, 1959b, 1961), J. Dylik (1958), T. Klatka (1958), A. Kosiba (1958, 1960), M. Klimaszewski (1960), S. Szczepankiewicz (1960), L. Dutkiewicz (1961), A. Marcinkiewicz (1961), Z. Michalska (1961), S. Jewtucho- wicz (1962) i J. Szupryczyński (1960, 1963a, 1963b, 1963c, 1965a, 1965b). Sporo materiału dotyczącego czwartorzędu Spitsbergenu znajduje się w innych pracach S. Z. Różyckiego (1938, 1959) oraz w podręczniku geomorfologii M. Klimaszewskiego (IV wyd. 1961—1966). W wyniku polskich badań został dobrze poznany czwartorzęd wokół fiordu Hornsund, obszar leżący na południe od fiordu Bell- sund oraz obszary między Kongsfjorden a Eidembukta.

Badania form i osadów glacialnych współczesnego zlodowacenia mają duże znaczenie dla interpretacji form i osadów glacialnych zlodowacenia plejstocenijskiego w północnej Europie. Już w końcu XIX stulecia geolo- gowie niemieccy doceniając ten fakt organizowali w tym celu badania na przedpolach lodowców islandzkich (H. Spethmann 1911). Utwory glacialne i glacialne oraz eoliczne z okresu zlodowaceń plejstocenijskich pokrywają ponad 80% obszaru Polski. Na tych utworach, na gli- nach moren dennych i czołowych, na piaskach sandrowych i na lessach rozwinięte jest rolnictwo i gospodarka leśna, wybudowane zostały i są w trakcie rozbudowy osiedla miejskie i wiejskie. Osady glacialne i glaci- fluwialne są niezwykle ważnym surowcem dla budownictwa. Poznanie zatem procesów doprowadzających do powstania form i osadów glacial- nych w obszarach współcześnie zlodowaconych ma więc nie tylko aspekt naukowy, lecz w dużym stopniu też aspekt praktyczny. Większość form spotykanych w strefach marginalnych współczesnych lodowców spitsber- geńskich występuje również w poglacialnym krajobrazie Polski. Chciał- bym, aby ta publikacja mogła w pewnym zakresie spełnić rolę odnośnika porównawczego dla interpretacji form i osadów występujących w krajo- brazie Polski.

## ZŁODOWACENIA W PLEJSTOCENIE

Liczne dane geologiczne i geomorfologiczne wykazują, że dawne zlodowacenie plejstocenijskie na obszarze Spitsbergenu było znacznie większe od współczesnego. Na obszarach poza zasięgiem współczesnego zlodowacenia spotyka się liczne U-kształtne doliny lodowcowe, kary polodowcowe, wygłady i rysy lodowcowe oraz bardzo obfity materiał eratyczny. Od drugiej połowy XIX stulecia, kiedy to na obszarze Spitsbergenu prowadziły badania ekspedycje szwedzkie (O. Torell, A. E. Nordenskiöld, A. G. Nathorst i G. de Geer), po dzisiejszy dzień trwa dyskusja dotycząca dwóch problemów:

1. rozmiarów zlodowacenia plejstocenijskiego na obszarze archipelagu Svalbard,

2. kierunku przesuwania się lodowców w plejstocenie i lokalizacji centrów zlodowaceń.

Odnosnie rozmiarów zlodowaceń istniały diametralnie różne poglądy. Niektórzy sądzili, że poszczególne archipelagi Arktyki w plejstocenie rozwinęły własne centra zlodowaceń, inni zaś, że w okresie plejstocenu na obszarze M. Barentsa rozwinęła się olbrzymia czapa lądolodu. A. E. Nordenskiöld (1875) w drugiej połowie XIX stulecia wysunął pogląd, że w okresie plejstocenu Spitsbergen łączył się na południu ze Skandynawią, a na wschodzie z Syberią i nie był wyspą, lecz częścią składową rozległego lądu rozpościerającego się w północnej części Eurazji. Na tym rozległym lądzie miała być rozwinięta potężna czasa lądolodu. A. E. Nathorst (1910) ustosunkowując się do poglądów Nordenskiölda stwierdza, że jeżeli ten pogląd jest nawet przesadzony, to nie ulega wątpliwości, że Spitsbergen i cały archipelag Svalbardu leżał wyżej aniżeli współcześnie i posiadał większe rozmiary; dopiero w wyniku potężnie rozwiniętej czapy lodowej uległ wgnieceniu, podobnie jak półwysep Skandynawski, aby po zaniku zlodowacenia ulec znów wyniesieniu. Nathorst zakładał, że zasięg zlodowacenia wykraczał poza zarysy obecnych konturów lądowych archipelagu Svalbard. Poglądy o większym

zasięgu zlodowacenia na Spitsbergenie podzielali również prowadzący w tych rejonach badania O. Torell, G. de Geer, J. E. Andersson i B. Högbom.

G. de Geer (1900) podobnie jak A. E. Nordenskiöld przyjmował, w oparciu o szereg przesłanek geologicznych, że w plejstocenie szelf M. Barentsa był lądem, na którego powierzchni rozwinięta była czapa lądolodu. Centrum tego lądolodu de Geer umieszczał na północny-wschód od Spitsbergenu. W oparciu o analizę znalezionej materiału eratycznego oraz analizę kierunku przebiegu stwierdzonych rys lodowcowych zakładał, że lód przesunął się z północy wzdłuż wschodnich wybrzeży Spitsbergenu w kierunku Wyspy Niedźwiedziej (ryc. 2).

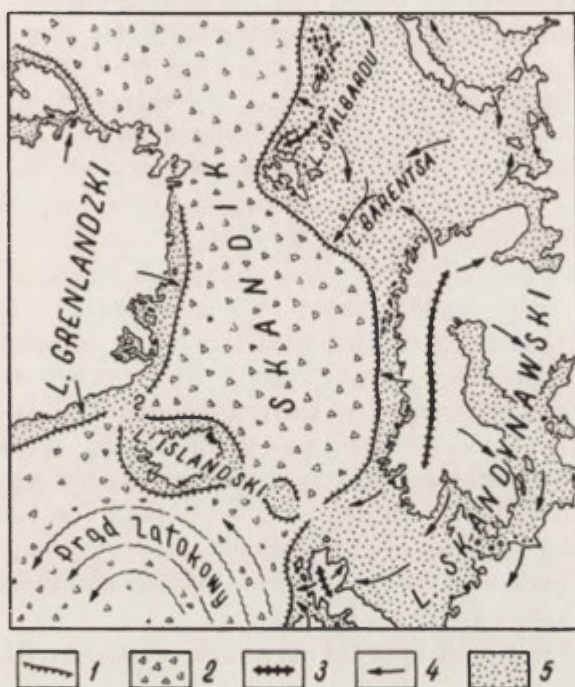
Następne lata przynoszą dalsze badania. A. Hoel i E. Drygalski (1911) dzielą poglądy szwedzkich badaczy o większym rozprze-strzeniu się lodowców w plejstocenie i dostarczają dalszych argumentów. A. Hoel zauważa, że w rejonie Isfjorden materiał eratyczny spotyka się aż po wierzchołki górskie, a wokół Krosfjorden i Kongsfjorden tylko do 350 m wysokości. E. Drygalski zaś zauważa, że istnieją duże różnice w stopniu zwietrzenia szczytów górskich i dolnych partii stoków oraz dolin górskich. Strome stoki górskie i doliny posiadają wyglądy lodowcowe i minimalnie zaawansowany proces wietrzenia, natomiast wierzchołki górskie pokryte są grubym płaszczem zwietrzliny. Drygalski wyprowadza stąd logiczny wniosek, że szczyty górskie w okresie plejstocenu wystawały w charakterze nunataków ponad powierzchnię lodów i ulegały intensywnemu wietrzeniu mechanicznemu, natomiast stoki gór i dolin chroniła przed wietrzeniem zalegająca na nich pokrywa lodowców.

Istniało zatem zróżnicowanie regionalne co do wielkości wykształcenia pokrywy lodowej w plejstocenie. Obszary monotonych płaskowyży nad Isfjorden warunkowały rozwój zwartego płaszcza lodu, podczas gdy silnie zróżnicowana rzeźba obszarów górskich zbudowanych ze skał formacji Hecla-Hoek nie mieściła chyba o wiele więcej lodu aniżeli współcześnie. Zatem budowa geologiczna warunkuje rozwój określonego typu rzeźby, a ta z kolei — właściwy dla tej rzeźby rozwój pokrywy lodowej. Ten typ zróżnicowania pokrywy lodowej na Spitsbergenie w plejstocenie powtarza się również i współcześnie.

J. Blütgen (1942) po raz pierwszy przedstawia kartograficznie koncepcję rozległego zlodowacenia na obszarze szelfu M. Barentsa. Koncepcję tę rozbudował on na podstawie danych dotyczących trzeciorzędu w pracy H. Frebolda (1935). Frebold bowiem zakładał, że na początku plejstocenu szelf był znacznie wyniesiony, w niektórych miejscach nawet do 500 m nad współczesny poziom morza: „Allgemeine Hebung des Barentssee-scheffes im Bereich der Bäreninsel bis etwa 500 m über jetzigem Niveau...” (Frebold 1935, s. 177). Pogląd o znacznym wyniesieniu szelfu w końcu trzeciorzędu zyskał dość powszechne uznanie (S. Z. Różycki 1936, K. Orvin 1940, W. Sokołow 1965).



J. Blütgen w koncepcji swej rozbudowuje wcześniejsze poglądy badaczy szwedzkich. Zakłada on, że łądolód skandynawski (północnoeuropejski) łączył się z tzw. łądolodem Svalbardu na południe od Wyspy Niedźwiedziej w obrębie tzw. rynny Barentsa. Wzdłuż rynny Barentsa masy lodu spływały w kierunku zachodnim (ryc. 3). Kopuły łądolodów obniżały się w kierunku rynny, dokąd również spływały masy lodu z obszaru Nowej Ziemi. Blütgen nie wypowiada się na temat ilości zlodowaceń, ale tak potężnie rozwinięte łądolody wiąże ze zlodowaczeniem maksymalnym. W jakim okresie plejstocenu miało ono miejsce, tego bliżej nie precyzuje.



Ryc. 3. Rozwój łądolodów w centralnym rejonie Arktyki w okresie maksymalnego zlodowacenia plejstocenijskiego wg J. Blütgena

1 — krawędzie łądolodów, 2 — lód morski, 3 — główny dział lodowy, 4 — kierunki przesuwania się lodowców, 5 — powierzchnia łądolodów

Fig. 3. Evolution of inland ice in central Arctic region during maximum of Pleistocene glaciation, after J. Blütgen

1 — inland ice fringes, 2 — marine ice, 3 — main ice divide, 4 — directions of glacier movement, 5 — inland ice surface

Rzeźbie szelfu M. Barentsa przypisuje w dużym stopniu przekształcenie egzaracyjne związane z ruchem mas lodu zlodowacenia łądowego (kontynentalnego).

W tym miejscu należy wspomnieć, że na ogół wykreślając zasięg maksymalnego zlodowacenia w Europie (zlodowacenia Riss), wyznacza się jego północną granicę nieznacznie poza zarysami linii brzegowej Pół-

wyspu Skandynawskiego (I. M. Strachow 1948, s. 300, ryc. 93, P. Woldstedt 1954, s. 320, ryc. 129, S. Lencewicz 1954, s. 91, ryc. 46).

Radzieccy badacze Arktyki, których również interesowało zagadnienie zlodowacenia szelfu M. Barentsa, w obrębie którego leżą zarówno Spitsbergen jak i W. Niedźwiedzia, Ziemia Franciszka Józefa i Nowa Ziemia, wypowiadali różne poglądy na ten temat. Otóż I. M. Iwanow (1935) i W. H. Saks (1953) przyjmowali, że istniały oddzielne centra zlodowaceń w plejstocenie dla Spitsbergenu i dla Ziemi Franciszka Józefa. Według W. D. Dibnera (1961) jest prawdopodobne, że w plejstocenie pokrywa lodowa archipelagu Svalbard łączyła się z pokrywą lodową Ziemi Franciszka Józefa i Skandynawii, a być może również z pokrywą lodową Ziemi Północnej i półwyspu Tajmyrskiego. Swoją tezę Dibner opiera na wynikach badań oceanograficznych, a zwłaszcza na analizie osadów dennych i rzeźby dna M. Barentsa. Na powierzchni szelfu M. Barentsa stwierdza występowanie osadów glacialnych i egzaracyjnej rzeźby glacialnej aż po północne krańce Europy.

Pogląd swój W. D. Dibner streścił w krótkim komunikacie przygotowanym na VI Kongres INQUA w Polsce. Niestety dotąd nie ogłosił szerszej pracy z podaniem miejsc występowania i typu osadów glacialnych. Tylko takie dowody, których brak zresztą również w omówionej poprzednio koncepcji J. Blütgena, byłyby przekonywającym argumentem dla przyjęcia tezy zlodowacenia kontynentalnego szelfu M. Barentsa i jego związku ze zlodowaceniem kontynentalnym Skandynawii w plejstocenie. W ogłoszonym ostatnio wspólnie z innymi autorami, artykule Dibnera (1965), w którym zamieszczono ciekawą mapę geomorfologiczną dna mórz arktycznych, również nie podano rozmieszczenia osadów glacialnych w obrębie szelfu M. Barentsa.

Jeszcze dalej w swych rozważaniach idzie J. Corbel (1960), który przyjmuje hipotezę, że w późnym plejstocenie i na początku holocenu szelf M. Barentsa był pokryty przez zwarty płaszcz lądolodu, którego zarys i rozmiary były prawie równe powierzchni Grenlandii i wynosiły ok. 1,8 mln km<sup>2</sup>. Centrum tego zlodowacenia Corbel umieszcza w rejonie wysp Ziemi Franciszka Józefa.

Badania przeprowadzone przez A. Jahna (1959) i K. Birkenmajera (1959) w ramach polskich wypraw Międzynarodowego Roku Geofizycznego w latach 1956—1960 dostarczyły dalszych argumentów uzasadniających tezę większego rozprzestrzenienia się pokrywy lodowej w plejstocenie oraz jej wykroczenia w rejonie Hornsundu poza zarysy współczesnej zachodniej linii brzegowej Spitsbergenu.

J. Büdel (1960b, s. 83—94) na obszarze Talavera w południowo-wschodniej części wyspy Barentsa stwierdza liczne dowody starszego zlodowacenia w postaci wygładów lodowcowych, egzaracyjnych zagłę-

bień, materiału eratycznego oraz rys lodowcowych. Zarówno formy egzacji lodowcowej, jak i materiał eratyczny czerwonych i białych granitów wiąże on ze zlodowaceniem Würm. Formy mutonów mają oszlifowane stoki północno-wschodnie, a strome stoki zachodnie. Główna generacja stwierdzanych rys lodowcowych wykazuje średni przebieg N 248°. Fakty te świadczą o nasunięciu się głównej masy lodu z kierunku północno-wschodniego. J. Büdel (1960, s. 92) przyjmuje, że centrum zlodowacenia na początku Würmu znajdowało się na obszarze szelfu wokół Kong Karls Land. W tym czasie obszar szelfu wokół Kong Karls Land i Wyspy Barentsa wg Büdela zalegał co najmniej 150 m wyżej aniżeli obecnie, na co wskazują dane wyniesienia izostatycznego morskich poziomów terasowych. Büdel zakłada, że wyniesienie izostatyczne w postglacjale wyniosło tyle, co wgniecenie tego obszaru pod ciężarem łądolodu w okresie zlodowacenia Würm.

Na obszarze Talavera wyróżniono trzy generacje rys lodowcowych. Pierwsza z nich została wg Büdela utworzona na początku Würmu, kiedy rozprzestrzenienie się łądolodu na szelfie było największe. W późnym i schyłkowym okresie Würmu zmniejsza się pokrywa łądolodu. Zmiany centrów zlodowaceń zostawiają ślady w postaci innego przebiegu rys lodowcowych (ryc. 4).



Ryc. 4. Rozwój zlodowacenia würmskiego na obszarze Spitsbergenu wg J. Büdela  
1 — w okresie pełnego würmu, 2 i 3 — w okresie schyłkowym zlodowacenia würm

Fig. 4. Evolution of Würm glaciation on Spitsbergen, after J. Büdel  
1 — during full Würm period, 2 and 3 — during decline of Würm glaciation

W artykule dotyczącym rozwoju linii brzegowych Ziemi Franciszka Józefa M. G. Groswald (1963) wypowiada się również w sprawie zlodowacenia szelfu Morza Barentsa w plejstocenie. W oparciu o informacje ustne Dibnera o zaleganiu na dnie M. Barentsa osadów glacialnych przyjmuje, że w plejstocenie archipelag Svalbardu i Ziemię Franciszka Józefa pokrywał ten sam płaszcz łądolodu (ryc. 5). Miąższość tego łądolodu na obu archipelagach musiała być identyczna, gdyż wielkość pod-

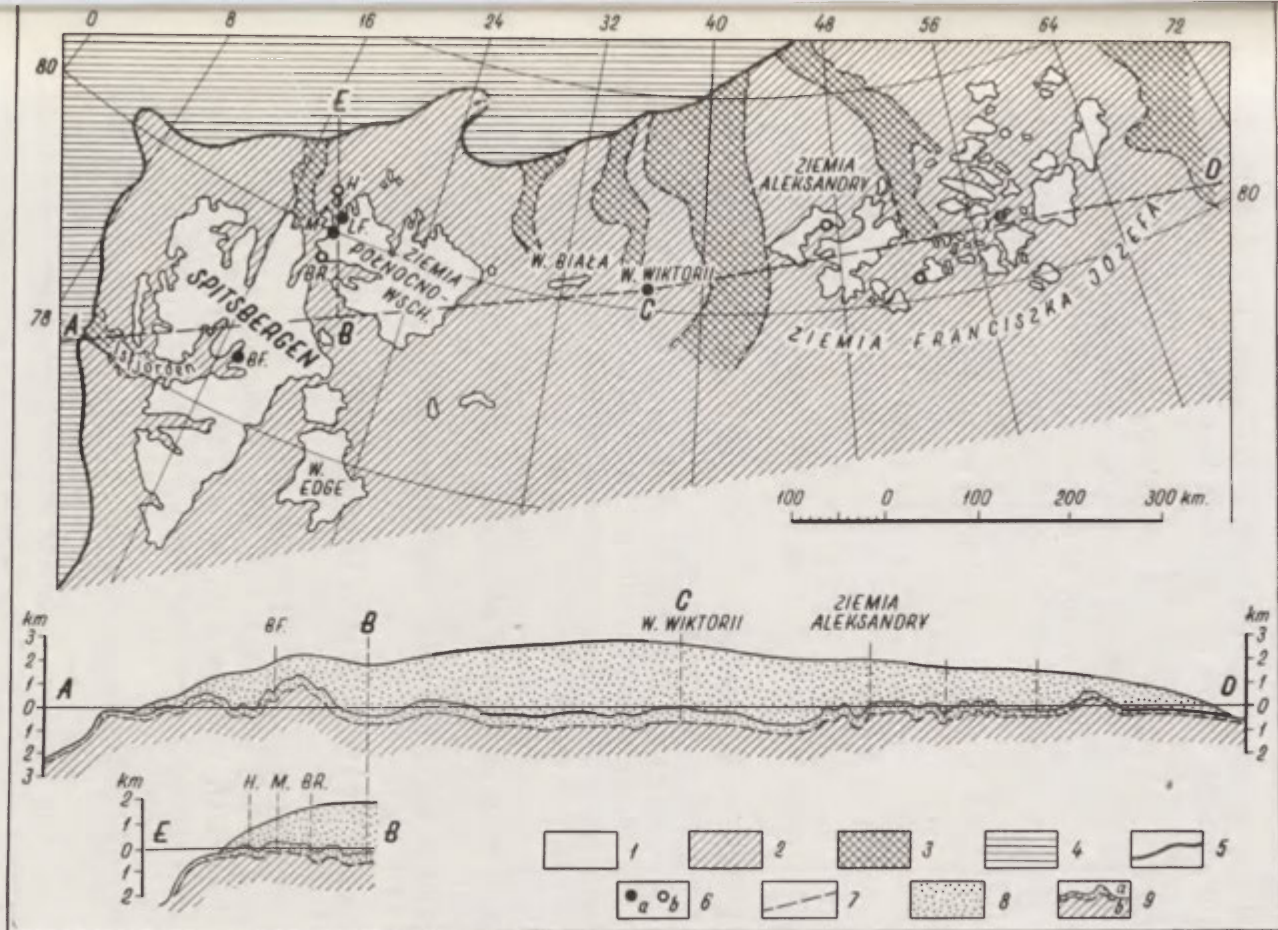
niesienia izostatycznego tych obszarów w postglacjale jest taka sama. Opierając się na wyliczeniach J. Corbela (1960), z których wynika, że stosunek miąższości pokrywy lodowej do amplitudy wyniesienia izostatycznego jest większy niż 4:1, Groswald przyjmuje, że minimalna miąższość lądolodu wynosiła 1300—1500 m. Centrum tego lądolodu znajdowało się nad Wyspą Wiktorii, gdyż jego miąższość musiała przekraczać 2800 m. Grubość tej pokrywy była zróżnicowana w zależności od warunków orograficznych. Większa część masy lądolodu prawdopodobnie spływała na północ, zgodnie z ogólną tendencją przechylenia skłonu szelfu. Masy lodu wypełniły również głębokie rowy w obrębie szelfu i doprowadziły do znacznego przekształcenia egzaracyjnego jego rzeźby. Należy tutaj wspomnieć, że W. D. Dibner (1961, s. 48) wykluczał możliwość wypełnienia głębokich rowów na północnym skłonie szelfu przez masy lądolodu. Groswald w średnio dwukrotnie większej miąższości lodu w plejstocenie w stosunku do miąższości lodowców współczesnych upatruje główną przyczynę potężnej egzaracji lądolodu. Bardzo niska intensywność rzeźbotwórcza współczesnych lodowców na Ziemi Franciszka Józefa jest przeciwieństwem ogromnej roli rzeźbotwórczej lodowców plejstocenijskich (Groswald 1963, s. 134).

Na obszarze południowego Spitsbergenu na przedpolu moren czołowych współczesnego zlodowacenia A. Jahn (1959a i 1959b) i K. Birkenmajer (1959) wyróżnili moreny czołowe i boczne tzw. starszej generacji. Moreny te osiągają 20—70 m wysokości względnej. Są to wały zbudowane z wielkich nieobtoczonych bloków o średnicy do 8 m i tworzące luźny zwał z dużymi przestrzeniami wolnymi pomiędzy głazami (J. Szupryczyński 1963a, Z. Czeppe 1966). Czasami wśród dużych głazów spotyka się drobniejszy materiał. Głazy pokryte są mchami i porostami, a na płatach zbudowanych z drobniejszego materiału spotyka się skalnice i kępki karłowatych wierzb.

K. Birkenmajer uważa formy moren starszej generacji za moreny zlodowacenia późnowürmskiego i stąd notuje na obszarze południowego Spitsbergenu formy akumulacyjne pochodzące z dwóch zlodowaceń: plejstocenijskiego i współczesnego. Natomiast A. Jahn wiąże formy „starszych wałów” moreny czołowej i bocznej z transgresją lodowców w okresie postglacjalnym i wyróżnia trzy etapy zlodowacenia:

1. Etap najstarszy, którego pozostałością są tylko resydualne bloki morenowe rozrzucone na wszystkich tarasach postglacjalnych, rozwinętych wzdłuż wybrzeży Spitsbergenu. Bloki resydualne dowodzą, że w plejstocenie lodowce pokrywały cały archipelag Svalbardu jednolitą tarczą, która sięgała daleko poza dzisiejsze jego brzegi.

2. Etap „starszych wałów” moreny czołowej i bocznej rejestrujących tzw. zlodowacenie postglacjalne, wypadające wg Jahna 5—6 tys. lat p.n.e., tuż przed optimum klimatycznym. Ta transgresja lodowców była



Ryc. 5. Rozwój zlodowacenia w okresie późnego plejstocenu na szelfie M. Barentsa wg M. G. Groswalda

1 — obszary wysp arktycznych, 2 — obszary szelfu M. Barentsa, 3 — rowy w obrębie szelfu, 4 — obszary mórz Oceanu Lodowatego leżące poza szelfem, 5 — skłon szelfu, 6 — miejsca, w których morskie terasy są datowane metodą  $C^{14}$ , 7 — linie profilów, 8 — pokrywa lądolodu, 9a — pokrywa współczesnych lodowców, 9b — podłoże skalne

Fig. 5. Evolution of glaciation during Late Pleistocene on shelf of Barents Sea, after M. G. Groswald

1 — areas of arctic islands, 2 — areas of shelf of Barents Sea, 3 — trenches within shelf, 4 — Arctic Ocean areas beyond shelf, 5 — shelf inclination, 6 — places where marine terraces were dated by  $C^{14}$  method, 7 — lines of profiles, 8 — mantle of inland ice, 9a — mantle of contemporary glaciers, 9b — rock substratum

synchroniczna z powstaniem izostatycznych poziomów terasowych 40—60-metrowych.

3. Etap „młodszych wałów morenowych” czołowych i bocznych wyznaczających zasięg współczesnego zlodowacenia.

Chronologię zlodowaceń na obszarze Spitsbergenu można ustalić w oparciu o stosunek wałów morenowych do morskich poziomów terasowych występujących wzdłuż wybrzeży. Na poziomach terasowych wśród osadów akumulacji morskiej spotyka się liczne zachowane skorupy fauny mięczaków morskich, kości wielorybów, a na niższych poziomach zwały drzewa dryftowego. W ostatnich latach wykonano szereg bezwzględnych datowań skorup fauny mięczaków, kości wielorybów i drzewa dryftowego przy pomocy metody C<sup>14</sup>. Te datowania pozwoliły na ustalenie bezwzględnego wieku różnych poziomów terasowych. W rejonie południowego Spitsbergenu stwierdzono morskie poziomy terasowe do 340 m wysokości n. p. m. (W. W e r e n s k i o l d 1924, 1952/53 — 338 m n. p. m., S. Z. R ó z y c k i 1936, s. 79 — 300 m n. p. m., A. J a h n 1959 — 275 m n. p. m.). W badanej przez A. Jahna dolinie Rev na północnych wybrzeżach fiordu Hornsund, moreny starszej generacji pokrywają terasę 65-metrową, natomiast młodsza linia brzegowa terasy 45-metrowej wycięta jest w tej morenie. Na podstawie ekstrapolacji z datowań poziomów terasowych z obszaru Spitsbergenu przeprowadzonej przez M. G. Groswalda (1963, 1967) wiek terasy 65-metrowej w rejonie Hornsundu można określić na 10,5 tys. lat, a 45-metrowej na 9,5 tys. lat. Zatem wiek moren starszej generacji spoczywających na 65-metrowej terasie wynosi około 10 tys. lat. Moreny te powstały synchronicznie z morenami stadium Salpausselki powstałymi w okresie Młodsze Dryasu w Europie północnej, morenami stadium Walders w Północnej Ameryce, zlodowaceniem sartańskim w północnym Uralu (W. H. S a k s 1953) i stadium Rubinii na Ziemi Franciszka Józefa (G r o s w a l d 1963).

M. G. Groswald, A. L. Devirts, E. J. Dobkina i D. W. Semewski (1967) dla tego stadium zlodowacenia na obszarze Spitsbergenu wprowadzają nazwę stadium Hornsundu.

Zgodnie z ogólnie przyjętą w Europie i Północnej Ameryce chronologią plejstocenu (J. B ü d e l 1960, H. S t r a k a 1961) moreny starszej generacji spoczywające na 65-metrowej terasie wyznaczają schyłkowe stadium zlodowacenia wümskiego. Zgodnie z tą chronologią Młodszy Dryas jest najmłodszą fazą klimatyczną plejstocenu. W Związku Radzieckim ostatnio zaznacza się tendencja przesunięcia granicy plejstocenu na okres Allerödu i według poglądów radzieckich badaczy już Alleröd i Młodszy Dryas włączone są do holocenu, jako najstarsze ogniwa klimatyczne tego okresu. Zatem wyżej wymienieni autorzy radzieccy zgodnie z panującym ostatnio w Związku Radzieckim poglądem stadium Hornsundu uważają za pierwsze stadium zlodowacenia holocenińskiego. Jed-

nakże ograniczam się tu do odnotowania tego poglądu, w dalszych rozważaniach uwzględniając ogólnie przyjęty w Europie podział plejstocenu.

W końcu plejstocenu, tj. około 10 tys. lat wstecz, pokrywa lodowa na Spitsbergenie, jak wykazały wyżej przytoczone argumenty znacznie się skurczyła, podobnie zresztą jak w całym rejonie Arktyki. H. Philipp (1914) sądził, że w schyłkowym okresie plejstocenu pokrywa lodowa zupełnie zniknęła na całym obszarze Spitsbergenu. De Geer (1900) zaś zakładał, że recesja lodowców w schyłku plejstocenu była większa, aniżeli granica współczesnego zlodowacenia. A. Jahn (1959) przypuszcza, że w końcu plejstocenu lodowce zachowały się tylko w centralnej części wyspy. W. H. Saks (1953) i R. Feyling-Hanssen (1959/60) uważają, że rozmiary zlodowacenia na Spitsbergenie w schyłkowym okresie plejstocenu mało różniły się od rozmiarów współczesnego zlodowacenia. Sądzę, że na Spitsbergenie były warunki, aby lodowce utrzymywały się w górach w ciągu całego okresu plejstocenu. W okresach interstadialnych posiadały małe rozmiary, natomiast w okresach glacialnych rozprzestrzeniały się daleko poza zarysy współczesnej linii brzegowej. Resztki plejstoceńskiej pokrywy lodowej znikły z obszaru Spitsbergenu dopiero w okresie pełnego optimum klimatycznego w postglacjale. Są również zwolennicy tezy przetrwałości pokrywy lodowej w Arktyce z plejstocenu po okres współczesny. G. W. Gorbac'kij (1964, s. 141) sądzi, że współczesne lodowce archipelagów arktycznych są relikdami zlodowacenia plejstoceńskiego.

Ostatnio przyjmuje się powszechnie, że eustatyczne obniżenie poziomu oceanu światowego w plejstocenie wynosiło co najmniej 150 m. G. W. Gorbac'kij (1964, s. 142) podaje nawet większą wartość obniżenia izostatycznego, osiagającą około 300 m. Zatem w okresie maksymalnego rozwoju pokrywy lądolodu szelf M. Barentsa na pewno był w znacznej części lądem. Jednakże dyskusyjne w dalszym ciągu pozostaną rozmiary lądolodu rozwiniętego na szelfie M. Barentsa, dopóki nie zostanie opublikowana mapa dokładnego rozmieszczenia występujących na dnie osadów glacialnych. Rozwój pokryw lodowych na Spitsbergenie i Ziemi Franciszka Józefa w okresie plejstocenu nie ulega żadnej wątpliwości, o czym dobitnie świadczą formy egzaracji i akumulacji lodowcowej. Na Spitsbergenie ściśle wydatowano schyłek zlodowacenia Würm. Dotychczas z obszaru Spitsbergenu nie ma jednak żadnych przekonujących dowodów na to, że w plejstocenie w tym rejonie miało miejsce kilkakrotne zlodowacenie, jak na przykład w północnej Europie, gdzie dowiedziono fakt trzykrotnego, a w niektórych rejonach nawet czterokrotnego zlodowacenia (I. M. Strachow 1948, P. Woldstedt 1954). Już w 1910 r. E. Drygalski próbował znaleźć jakieś przesłanki dla podziału plejstocenu na Spitsbergenie. Jednak te poszukiwania nie powiodły się, o czym świadczy następujący cytat z jego pracy: „Für eine wiederholte frühere Vereisung, also für die Annahme mehrerer

Eiszeiten, habe ich keine Anhaltspunkte gefunden" (Drygalski 1911, s. 46). W porównaniu z okresem, w którym prowadził badania E. Drygalski, zazaczył się olbrzymi postęp w badaniach form i osadów plejstocenijskich. Za najważniejsze osiągnięcie należy w tym zakresie uznać znalezienie form moren tzw. starszej generacji i ustalenie ich wieku bezwzględnego. Być może, że nowe interesujące dane odnośnie plejstocenu na Spitsbergenie przyniesie opracowanie znalezionej przez ekspedycję Instytutu Geologii Arktyki z Leningradu w 1966 r. Koło Kapp Lyell na południowych wybrzeżach Bellsundu profilu i analiza fauny z niego. Interesujący ten profil posiada 450 m długości i 40 m głębokości i przecina dwie terasy morskie. Pod osadami akumulacji morskiej holocenijskiej do 27 m miąższości znaleziono osady morskie, glacialne i fluwioglacialne prawdopodobnie plejstocenijskie z fauną, która dotychczas nie była znajdowana na morskich terasach Spitsbergenu (uprzejma informacja ustna W. D. Semewskiego — listopad 1966).

Za najważniejsze zadanie badań dotyczących plejstocenu w Arktyce należy uznać ustalenie liczby zlodowaceń w tych obszarach. Na ogół panuje pogląd (Gorbaczkij 1964, s. 141), że w Arktyce miały miejsce co najmniej dwa zlodowacenia, maksymalne i późno-plejstocenijskie, przedzielone ciepłym okresem interglacialnym. Ślady tych dwóch zlodowaceń zostały już stwierdzone w licznych rejonach polarnych i są często przedzielone osadami interglacialnymi transgresji tzw. borealnej. W niektórych rejonach oprócz tych dwóch zlodowaceń stwierdza się jeszcze trzecie, starsze zlodowacenie, np. w północnej części Zachodniej Syberii (Gorbaczkij 1964, s. 142). Są jednak rejon, gdzie stwierdzono tylko jedno zlodowacenie (północna Alaska) albo nie stwierdzono żadnego (rejon Jukonu) w centralnej Alasce.

## ROZWÓJ RZEŻBY WYBRZEŻY W CZWARTORZĘDZIE

Rekonstrukcję paleogeografii holocenu na obszarze wysp i lądów arktycznych zwykło się opierać głównie na podstawie analizy wyniesionych poziomów terasowych i analizy fauny morskiej pochodzącej z osadów znajdujących na tych poziomach. Terasy morskie pozwalają na odtworzenie holocenijskiej historii Arktyki. Obecnie nie ulega żadnej wątpliwości, że większość obszarów arktycznych w okresie plejstocenu była zlodowacona. Degradacja tego zlodowacenia doprowadziła do izostatycznego wyniesienia lądu. Stopień izostatycznego wyniesienia obszarów arktycznych leżących wokół północnego Atlantyku jest zbliżony. Jest to zrozumiałe, gdyż wyniesienie to zostało uwarunkowane zmianą warunków klimatycznych, które zachodziły w tym samym czasie i do-



prowadziły do recesji lodowców plejstocenijskich. Mięszłość lodowców plejstocenijskich w tych rejonach była prawie taka sama.

Wyniesione terasy morskie występują wzdłuż wybrzeży morskich w pasie od kilkudziesięciu metrów do około 10 km szerokości. Najlepiej są one wykształcone w głębi fiordów oraz na zachodnich wybrzeżach Spitsbergenu (fot. 1). Najwyższe ich położenie stwierdzono na obszarze



Fot. 1. Terasy morskie koło Fuglepynten — Północny Spitsbergen. Lipiec 1963

Photo 1. Marine terraces near Fuglepynten, North Spitsbergen. July 1963

południowego Spitsbergenu i tak w rejonie Bellsundu do 270—300 m (S. Z. Różycki 1936, s. 79, A. Marcinkiewicz 1961), na Sörkappie do 340 m n.p.m. (W. Werenskiold 1922, 1952/53), na północ od Hornsundu do 275 m n.p.m. (A. Jahn 1959a, s. 248, 1959, s. 148). A. Jahn (1959a, s. 247) w rejonie Hornsundu na obszarze południowego Spitsbergenu na podstawie szczegółowych niwelacji w różnych odcinkach wybrzeża wyróżnił następujące stopnie teras: 2—4, 7—13, 16—17, 25, 32, 38—41, 45 i 65 m oraz system starych klifów i półek abrazyjnych na wysokościach 75, 100, 135, 205, 230 i 275 m. Na najwyższej powierzchni abrazyjnej znalazł on otoczaki morskie. Na obszarze Sörkappu, na północ od lodowca Olsok W. Werenskiold (1922, 1952/53) poprowadził profil niwelacyjny w poprzek stoków Hilmarfjellet (825 m n.p.m.), stwierdzając tu następujące wysokości poziomów teras morskich: 8, 20—30, 80, 125—130, 185, 210—225 i 331—334 m n.p.m. Na najwyższym poziomie posiadającym zaledwie 30—35 m szerokości

znalazł on otoczaki morskie. A. Hoel (Werenskiöld 1952/53) znalazł otoczaki morskie jeszcze na wysokości 338 m n.p.m. Najlepiej wykształcony jest poziom 120 m posiadający do 700 m szerokości. Na powierzchni tego poziomu zbudowanego z wapieni stwierdzono otoczaki morskie czerwonych piaskowców.

W 1959 r. wykonałem przy pomocy altymetru Paulina pomiar teras morskich występujących na stokach górskich Karentoppen (692 m n. p. m.) (fot. 2). Jest to masyw górski leżący w najbliższym sąsiedztwie na południe od Hilmarfjellet. Występują tu poziomy terasowe do wysokości 225—230 m n. p. m.: 3, 22—30, 95—100, 148—155, 160, 225—230 m.



Fot. 2. Terasy morskie wycięte w stoku górskim Karentoppen. Sorkapland —  
Południowy Spitsbergen. Lipiec 1959

Photo 2. Marine terraces incised into Karentoppen mountain slope, in Sorkapland,  
South Spitsbergen. July 1959

Poziom 225—230 m jest półką abrazyjną wyciętą w wapieniach formacji Hecla-Hoek. Warstwy wapieni opadają pod kątem 40° na wschód, fakt ten zatem wyklucza strukturalne wypreparowanie tej półki. Niestety, nie znalazłem na najwyższej półce otoczków morskich.

Na stokach Dumskolten (624 m n.p.m.) na wschodnich wybrzeżach Sörkappu znaleziono najwyższe linie brzegowe z otoczkami morskimi do wysokości 340 m n.p.m. (W. Werenskiöld 1952/53). Na południowych wybrzeżach Bellsundu, pomiędzy lodowcami Recherch i Hessa A. Marcinkiewicz (1961, s. 93—103) wyróżnił poziomy terasowe do wysokości 270 m, a to: 0—4, 4—15, 18—30, 34—50, 68—95, 90—130, 140—170, 200—210 i 250—270 m. W ramach tych poziomów wyróżnił zespoły teras do wysokości 170 m oraz dwa wyższe zrównania. M. Th. Heuglin (1874, s. 338) podaje, że terasy morskie na Spitsbergenie występują do wysokości ponad 80 stóp, tj. do około 240 m n.p.m. Niestety nie podaje on, w jakim regionie poczynił te obserwacje. Należy jednak przypuszczać, że pochodzą one z południowego Spitsbergenu, gdyż na obszarze środkowego i północnego Spitsbergenu morskie linie brzegowe znajdowano na niższych wysokościach. W rejonie Isfjorden G. de Geer wyróżnił linie brzegowe do wysokości 130 m (A. G. Nathorst 1910, F. Wahnschaffe 1910). W tym samym rejonie R. W. Feyling-Hanssen (1955, 1965) wyznacza poziomy terasowe tylko do wysokości 96 m n.p.m. Nad Isfjorden i w jego licznych odgałęzieniach Feyling-Hanssen wyróżnia cztery grupy poziomów: 0—5 m, 5—40 m, 40—60 m i 60—96 m.

Na południe od Englesbukta M. Klimaszewski (1960, s. 27) znalazł poziomy terasowe do wysokości 120 m n.p.m., a to następujące: 3, 20, 35—40, 70 i 120 m. Nad Kongsfjorden natomiast koło Ny-Alesund ten sam autor (1960, s. 11) wyróżnił następujące poziomy: 2, 6—8, 36 i 55 m. A. Hoel (A. E. Nathorst 1910) notuje poziomy terasowe do wysokości 110 m n.p.m. Na obszarze północnego Spitsbergenu, nad Bockfjorden stwierdzono poziomy do 60 m n.p.m. (A. Hoel i O. Holdedah 1911, J. Szupryczyński 1966). Na wysepkach leżących na północ od Spitsbergenu występują poziomy morskie do wysokości 40 m n.p.m. W 1963 r. na Indre Norsköya (Sabinodden) stwierdziłem poziomy z otoczkami morskimi na następujących wysokościach: 5, 12, 32 i 40 m. Na Nordeustlandet najwyższe linie brzegowe stwierdzono do wysokości 150 m (K. S. Sandfort 1929).

Niższe poziomy terasowe są lepiej wykształcone, rozleglejsze i oddzielone wyraźnymi klifami abrazyjnymi (fot. 1). Natomiast wyższe poziomy występują tylko fragmentarycznie i czasem brak między nimi wyraźnych granic morfologicznych. Wyższe poziomy są z zasady cokołami abrazyjnymi, na niższych występują piaski i żwiru morskie do kilkumetrowej miąższości (fot. 2, fot. 5), a nawet mułki i ily warstwowane. Wśród żwirów morskich występuje często materiał eratyków, po-

chodzący z przemycia osadów plejstocenijskich. W obrębie morskich osadów budujących poszczególne poziomy spotyka się faunę mięczaków, kości wielorybów oraz różny materiał dryftu morskiego, głównie drzewo dryftowe.

Faunę morską na terasach w rejonie Isfjorden znajdowano do wysokości 84,5 m n.p.m. (R. W. Feyling-Hanssen i I. Olsson 1959/60). Na wyspie Barentsa J. Büdel (1960b, s. 83) znajdował faunę do wysokości 38 m n.p.m. W obrębie Sarsoyra pomiędzy Englishbukta a lodowcem Aavatsmark znaleziono skorupy mięczaków, niestety nie oznaczonych do wysokości 120 m n.p.m. (M. Klimaszewski 1960, s. 27). Wszystkie gatunki fauny z rejonu Isfjorden do wysokości 84,5 m



Fot. 3. Akumulacyjna terasa 3,0 m n.p.m. nad Smeerenburgfjorden. Lipiec 1963

Photo 3. Accumulation terrace 3.0 m a.s.l., on Smeerenburgfjorden. July 1963

n. p. m. zostały określone jako postglacjalne (R. W. Feyling-Hanssen 1955, 1965). Byli jednak zwolennicy traktowania tej fauny jako interglacjalnej, np. O. Heer (A. G. Nathorst 1910). Na faunę mięczaków znajdującą w osadach morskich wyniesionych poziomów po raz pierwszy zwrócono uwagę podczas ekspedycji szwedzkich w połowie XIX stulecia. Zebrane skamieliny tej fauny zostały opracowane przez A. G. Nathorsta i rosyjskiego paleozoologa H. M. Knipowitscha (W. H. Saks 1953). Nathorst (1910) zwrócił uwagę szczególnie na faunę, której wówczas nie stwierdzono na wodach wokół Spitsbergenu, a mianowicie: *Litorina litorea*, *Cyprina islandica* i *Mytilus edulis*. Z tego faktu wyciągnął wniosek, że wody mórz wokół Spitsber-



Fot. 4. Drzewo dryftowe ze śladami obróbki ludzkiej na 2,5-metrowej terasie na Sörkappoya. Sierpień 1959. Fot. S. Siedlecki

Photo 4. Driftwood with traces of having been worked by man, on 2.5 m terrace on Sorkappoya. August 1959

geny znajdowały się kiedyś pod wpływem cieplejszych warunków klimatycznych. Formę *Mytilus edulis* znajdowano powszechnie na wybrzeżach zachodnich Spitsbergenu aż po 78°50' szerokości północnej oraz nad Storfjorden. *Cyprinę islandicę* do 1910 r. znaleziono tylko wokół Isfjorden. Dowodem tego, że w postglacjale miał miejsce okres cieplejszy od współczesnego, były znajdowane przez ekspedycję szwedzką szczątki kopalne rośliny morskiej, wodorostu *Pelvetia canaliculata*, która obecnie nie występuje w wodach wokół Spitsbergenu, oraz kopalne szczątki *Empetrium nigrum* z owocami. Stąd też G. Andersson (Nathorst 1910) przypuszczał, że współcześnie w okresach wegetacji średnia temperatura jest niższa w granicach 2,5 do 3,0°C.



Fot. 5. Kości wielorybów i drzewo dryftowe na 5,5-metrowej terasie na Sorkappoya. Sierpień 1959

Photo 5. Whale bones and driftwood on 5.5 m terrace on Sorkappoya. August 1959

W oparciu o zebrane szczątki fauny morskiej z regionu Billefjorden R. W. Feyling-Hanssen (1955, 1965) ustalił zmiany klimatyczne zachodzące w postglacjale (tab. 1).

Postglacjalny okres zimny miał miejsce, kiedy w Billefjorden linia brzegowa przesunęła się od 90 do 60 m nad współczesny poziom morza. Na tych poziomach stwierdzono rozproszone fragmenty skorup tylko dwóch mięczaków: *Saxicava (Hiatella) arctica* i *Mya truncata*. Pojedyncze egzemplarze skorup lub tylko ich okruchy znajdowano bardzo rzadko do wysokości 84,5 m n. p. m.

Tablica stratygraficzna dla środkowego Spitsbergenu wg R. W. Feyling-Hanssena (uproszczona)

Okres klimatyczny	Nazwa poziomów morskich	Fauna przewodnia	Wysokość linii brzegowej w m n.p.m.
Subrecentny	Najniższe poziomy terasowe	<i>Astarte, Serripes</i>	
Postglacjalny okres ciepły	Terasy z <i>Mytilus</i>	<i>Mytilus edulis</i>	5
	Niższe terasy z <i>Astarte</i>	<i>Astarte borealis, Heteronomia squamula</i>	10 15
	Wyższe terasy z <i>Astarte</i>	<i>Arctica islandica, Zirfaca crispata, Littorina litorea</i>	25
			30 35 40
Postglacjalny okres umiarkowany	Terasy z <i>Mya</i>	<i>Mya truncata, Saxicava artica, Chlamys islandica, Mytilus edulis, Litorina saxatilis</i>	45 50
			55 60
Postglacjalny okres zimny	Terasy <i>Mya</i> i <i>Saxucava</i>	Rozproszone i rzadko spotykane skorupy <i>Mya truncata</i> i <i>Saxucava artica</i>	65
			70
			75
			80
			85 90

Postglacjalny okres umiarkowany obejmuje ten wycinek czasu, w którym nastąpiło wyniesienie linii brzegowej w granicach 60—40 m nad współczesny poziom morza. W osadach morskich znaleziono 14 nowych okazów (11 okazów mięczaków, 1 okaz raka, 1 okaz wapiennej wodorosli), w tej liczbie *Chlamys islandica*, *Mytilus edulis*, *Serripes groenlandicus*, *Macoma calcarea*, *Littorina saxatilis*, *Balanus balanus*. Analiza tej fauny wykazuje, że warunki klimatyczne na Spitsbergenie były nieznacznie lepsze aniżeli współczesne. W zespole fauny przeważa *Mya truncata*, stąd też zespół tych poziomów nazwano terasami *Mya*.

Postglacjalny okres ciepły wyraził się przemieszczeniem morskiej linii brzegowej w granicach 40—3 m nad obecny poziom morza. W tym okresie w rejonie Isfjorden pojawiło się aż 39 nowych gatunków fauny mięczaków w tej liczbie siedem nie spotykanych obecnie w wodach

wokół Spitsbergenu, a to: *Heteranomia squanula*, *Modiolus modiolus* (= *VolSELLA modiolus*), *Arctica islandica* (= *Cyprina islandica*), *Zirfaea crispata*, *Emarginula fussura*, *Littorina littorea*, *Omalogyra atomus*. Przypuszczalnie temperatura wody morskiej była w tym okresie znacznie wyższa aniżeli współcześnie. Wśród fauny przeważa *Astarte borealis*, stąd też zespół tych form R. W. Feyling-Hanssen nazywa terasami *Astarte*. W obrębie tego zespołu wyróżnia wyższe poziomy 40—17 m n. p. m. i niższe 17—6 m n. p. m. Na wysokościach 6—3 m n. p. m. rozwinięte są poziomy terasowe mytilus, w osadach morskich przeważają skorupy *Mytilus edulis*.

W okresie subrecentnym (przedwspółczesnym), linia brzegu morskiego przesunęła się od 3 m n. p. m. do obecnego poziomu morza. W tym czasie gatunki ciepłolubne opuściły wody wokół Spitsbergenu, w tym również *Mytilus*, który ostatnio znów pojawił się w jego wodach. Okres subrecentny zaznaczył się zatem szybkim ochłodzeniem klimatu.

R. W. Feyling-Hanssen i I. Olsson (1959/60) ustalili, że najwyższe poziomy terasowe 60—96 m w regionie Isfjorden powstały w okresie Allerödu i Młodszeo Dryasu, a więc w późnym plejstocenie. Z tych względów określenie tego okresu zimnego powinno być precyzyjniejsze i nazwę „postglacjalny okres zimny” powinno się zmienić na „późno-glacjalny okres zimny”. Zespół poziomów morskich 40—60 m n. p. m. powstał w okresie preborealnym, zaś zespoły poziomów 3—40 m n. p. m. w okresach borealnych, atlantyckich i subborealnych. Okres subrecentny zaś Feyling-Hanssen i Olsson wiążą z okresem subatlantyckim. I tutaj dochodzimy do niezmiernie interesującego problemu skali wyniesienia izostatycznego Spitsbergenu w postglacjale (holocenie).

Czy ruch izostatyczny trwa nadal, czy też ład Spitsbergenu jest obecnie statyczny? Na to pytanie niewielu badaczy starało się dać odpowiedź. A. Hoel (1929), T. Vogt (1932) i R. W. Feyling-Hanssen (1955) byli zdania, że linia brzegowa Spitsbergenu od dłuższego czasu nie ulega już wynoszeniu izostatycznemu. A. Jahn (1959a, s. 257) sądzi, że obecnie ład Spitsbergenu wykazuje równowagę izokinetyczną, tzn. że jeżeli miałyby miejsce procesy wynoszenia, to zmiany poziomu ładu i morza odbywałyby się w tym samym kierunku i z tą samą szybkością. Jeżeli wyniesienie izostatyczne zachodziłoby z szybkością 10 cm na 100 lat, to i tak byłoby ono kompensowane przez eustatyczne podniesienie poziomu morza, które w ostatnich 50 latach wynosi około 1 mm rocznie.

K. Birkenmajer (1958a, s. 159, 1958c, s. 547, 1959, s. 200—202, 1960, s. 284—291) wprowadza tzw. „metodę wieloryba” i przy jej zastosowaniu dochodzi do stwierdzenia zaskakująco szybkiego tempa współczesnego wynoszenia się ładu na obszarze Spitsbergenu. Wokół Hornsundu kości wieloryba (kręgi, żebra i szczęki) są rozproszone wzdłuż wybrzeży, ale występują tylko do wysokości 6,5—8 m n. p. m. Na naj-



niższym poziomie nie stwierdzono ich występowania. Wzdłuż wybrzeży Hornsundu K. Birkenmajer (1958a, s. 159) znalazł prawie 100 szkieletów wielorybów. Tak duże występowanie kości wielorybów wiąże on z okresem wielorybnictwa na Spitsbergenie, kiedy to zabite zwierzęta były oprawiane na plaży, a nieprzydatne kości zostawiano na brzegu. Wieloryby były łowione na wodach Spitsbergenu w latach 1611—1640. W połowie XVII stulecia zwierzęta te zostały całkowicie wytrzebione i w związku z tym wielorybnictwo na wodach Spitsbergenu zamarło. Występowanie kości wielorybów na wysokości dochodzącej do 8 m n. p. m. zdaniem K. Birkenmajera wskazuje, że w czasie ostatnich 350 lat (1611—1957) Spitsbergen w rejonie Hornsundu dźwignął się o blisko 8 m, co daje 2,3 mm na rok. W pracy ogłoszonej w 1959 r. stosując „metodę wieloryba” dochodzi do wniosku, że wyniesienie izostatyczne na obszarze Spitsbergenu jest niejednolite. Północno-zachodnia część wyspy ulega obniżeniu, a wybrzeże wschodnie wykazuje szybki ruch izostatyczny. Ponadto przyjmuje, że na wyspie Edge wyniesienie się lądu wynosiło 4 m na stulecie w ciągu ostatnich 350 lat (1959, s. 248). Szybkie współczesne wynoszenie Spitsbergenu przyjmowali również J. J. Donner i R. G. West (A. Jahn 1959a, s. 254).

Poglądy K. Birkenmajera spotkały się z krytyczną oceną A. Jahn a (1959) i R. W. Feyling-Hanssen a (1959/60). A. Jahn obok argumentów o równowadze izokinetycznej Spitsbergenu, zwraca uwagę, że koncepcja Birkenmajera została wypracowana w oparciu o element ruchomy, jakim są kości wielorybów. Kości te mogą być przemieszczane przez fale sztormowe, przemieszczane przez procesy mrozowe i soliflukcyjne oraz przesuwane przez lód morski znacznie wyżej poza aktualną w danej chwili morfologiczną linię brzegową. Obserwacje A. Jahn a ze współczesnych wybrzeży Spitsbergenu wykazały, że pod naciskiem lodu morskiego głazy były przesuwane w górę o wartość 3—4 m. Podobną wartość przesuwania głazów pod naciskiem lodu podaje S. Z. Różycki (1957) z wybrzeży Van Keulenfjorden. Kości wielorybów mogły być w podobny sposób przesuwane. Poza tym A. Jahn zwraca uwagę, że kości wielorybów znajdowane na wyniesionych dawnych brzegach morskich, niekoniecznie muszą pochodzić z okresu połowu tych zwierząt. Resztki kości wielorybów na Nordaustlandet są znajdowane na różnej wysokości (W. Blake jr. 1961, s. 140—141), a najwyższą na tym obszarze pozycję zanotowano na wysokości 150 m n. p. m. (K. S. Sandfort 1929). Na wyspie Barentsa J. Büdel (1960, s. 83) kości wielorybów znalazł na wysokości 30 m n. p. m.

W odgałęzieniach Isfjorden F. A. Jörstad i R. W. Feyling-Hanssen (1959/60) znajdowali kości wielorybów na terasach od 3 do 10 m n.p.m. (Gipsvika), a w północnej części Sassenfjorden znaleźli je na wysokości 56 m n.p.m. Tak więc, jeżeli kości wielorybów w Hornsundzie spotyka się najczęściej na wysokościach 6—8 m n.p.m., to

zadecydowała o tym zdaniem R. W. Feyling-Hanssena inna przyczyna, aniżeli połowy wielorybów.

Obserwacje dotyczące stałych elementów, jakimi są ruiny dawnych domków traperskich i przetapialni tranu, skłaniają do wniosku, że obecnie Spitsbergen jest statyczny.

Ruiny przetapialni tranu znajdujące się na obszarze północno-zachodniego Spitsbergenu i na wyspie Amsterdam znajdują się na niskich terasach brzegowych (Feyling-Hanssen 1959/60). Na Smeerenburgsletta w południowo-wschodniej części wyspy Amsterdam istniało w XVII wieku osiedle wielorybnicze Smeerenburg. Z osiedla tego zachowały się tylko ruiny domków i wytapialni tranu. Miałem okazję oglądać to miejsce w 1963 r. Szczątki fundamentów niedużych domków oraz okrągłe wytapialnie tranu o średnicy do 5,0 m sporządzone z cegiel i kamieni znajdują się na najniższym poziomie terasy morskiej 2—3 m n. p. m. Zostały one zlokalizowane w pobliżu morza, poza zasięgiem fali sztormowej. Obecnie abrazja morska niszczy brzegi Smeerenburgsletta i część ruin przetapialni uległa już podmyciu przez fale morskie. Zgodnie z koncepcją K. Birkenmajera ruiny Smeerenburga powinny się znajdować powyżej 7 m n. p. m. Wysokość położenia ruin Smeerenburga jako jeden z argumentów przeciwko koncepcji „metody wieloryba” przytoczył już wcześniej R. W. Feyling-Hanssen (1959/60). Na Nordaustlandet znano co najmniej od stu lat ruiny rosyjskiej chaty traperskiej znajdującej się tylko 1,1 m n. p. m. (I. Olsson, W. Blake jr. 1961/62, s. 16).

O jaką wartość podniósł się zatem ląd Spitsbergenu w postglacjale? A. K. Orvin w pracy z 1928 r. (W. H. Saks 1953) sądził, że terasa 35 m n. p. m. powstała synchronicznie z ostatnim zlodowaceniem i przyjmuje, że tylko terasy 35—40 m są wieku postglacjalnego. K. Birkenmajer (1959, 1960) przyjmuje, że w rejonie Hornsundu terasy postglacjalne występują tylko do 45 m n. p. m., natomiast wyższe poziomy uznaje za plejstoceny i preglacjalne. R. W. Feyling-Hanssen (1955, 1959/60) uważa, że w rejonie Isfjorden wyniesienie postglacjalne osiągnęło wartość 96 m. A. Jahn wszystkie znalezione poziomy na obszarze południowego Spitsbergenu aż do wysokości 275 metrów uważa za postglacjalne. M. G. Groswald (1963) przyjmuje, że w ciągu ostatnich 14 tys. lat Spitsbergen i Ziemia Franciszka Józefa podniosły się o 330—370 m, a Kvitöya (Wyspa Biała) ponad 200 m.

W ostatnich latach wykonano szereg datowań fauny mięczaków, kości wielorybów i drzewa dryftowego z różnych poziomów przy pomocy metody radiowęglą (metody C<sup>14</sup>). Pierwsze datowania podali R. W. Feyling-Hanssen i I. Olsson (1959/60). Jest to pięć datowań z rejonu Isfjorden (tab. 2).

W tabeli 2 podano wiek bezwzględny tylko wewnętrznych części skorup, ponieważ wynik datowania tych części uważa się za najbliższy

Datowanie fauny mięczaków z rejonu Isfjorden wg R. W. Feyling-Hanssen i I. Olsson

Wy-sokość n.p.m.	Numer próbki	Miejsce pobrania fauny	Wiek bezwzględny
5,8 m	U — 126	Mytilusbeken	3810 ± 90
17,0 m	U — 130	Ekholmريكا	7595 ± 100
42,0 m	U — 124	Myadalen	9310 ± 200
50,7 m	U — 128	Phautomريكا	9980 ± 140
56,0 m	U — 132	Teltfjellbeken	9840 ± 150

Tabela 3

Wiek kości wielorybów obliczony metodą radiowęgla z obszaru Nordaustlandet (W. Blake jr. 1961, s. 141)

Wy-sokość	Numer	Miejsce pobrania fauny	Wiek bezwzględny
7,8 m	M — 109	Vestre — Tvillingneset	6220 ± 110 (frakcja organiczna po częściowym spalaniu)
	M — 110	— „ —	6380 ± 150 (frakcja organiczna po całkowitym spalaniu)
16,3 m	M — 108	— „ —	4570 ± 100 (frakcja nieorganiczna)
	M — 114	Teodolitkollen	8270 ± 170 (frakcja organiczna po częściowym spalaniu)
	M — 115	— „ —	8530 ± 180 (frakcja organiczna po całkowitym spalaniu)
	M — 113	— „ —	6560 ± 170 (frakcja nieorganiczna)

rzeczywistego wieku skorup. Numery próbek podano według oznaczenia laboratorium w Uppsali, gdzie były one wydatowane przez I. Olsson. Na podstawie tych pięciu próbek wykreślono krzywą wyniesienia izostycznego dla środkowej części Spitsbergenu. Krzywą tę podałem za R. W. Feyling-Hanssen i I. Olsson (1959/60) w jednej z wcześniejszych swoich publikacji (J. Szupryczyński 1963a, s. 18). Wykazuje ona, że wynoszenie Spitsbergenu było niejednolite i od początku holocenu aż do czasów współczesnych stopniowo się zmniejszało. Na początku holocenu wynosiło 200 m/100 lat, a w miarę upływu czasu zmniejszyło się do 15/18 cm/100 lat. Analogiczną, chociaż bardziej

połogą krzywą przedstawia wykres podnoszenia się lądu na Nordaustlandet. Z tego rejonu wykreślono dwie krzywe w oparciu o wydatowanie metodą  $C^{14}$  drzewa dryftowego, kości wielorybów i fauny mięczaków (W. Blake jr., s. 143, I. Olsson i W. Blake jr. 1961/62, s. 14).

Warto również przytoczyć określone przy pomocy metody radiowęgla daty drzewa dryftowego zamieszczone w pracy W. Blake (1961, s. 140). Wszystkie datowania zostały wykonane przez I. Olsson w laboratorium w Uppsali w Szwecji.

Tabela 4

Wiek drzewa dryftowego obliczony metodą radiowęgla z obszaru Nordaustlandet

Wysokość n.p.m.	Numer próbki	Miejsce pobrania drzewa dryftowego	Wiek bezwzględny
2,0 m	U — 33	Kvalrosshalvoya	6780 ± 100
6,2 m	U — 112	Kapp Lady	6900 ± 110
7,6 m	U — 107	Vestre Tvillingneset	6200 ± 100
8,0 m	U — 111	Oddneset	6740 ± 110
8,8 m	U — 36	Sore Russoya	6490 ± 110
9,0 m	U — 116	Indre Russoya	6650 ± 110
9,8 m	U — 34	Kvalrosshalvöya	4020 ± 90
11,3 m	U — 175	Kvalrosshalvöya	7500 ± 150
12,8 m	U — 38	Kvalrosshalvoya	7830 ± 120
36,5 m	U — 70	Sveanor	9270 ± 130

Warto zwrócić uwagę na zbieżne wartości wieku bezwzględnego kości wielorybów i drzewa dryftowego pobranych z wysokości 7,6—7,8 m n. p. m. Kości wielorybów zostały wydatowane na 6220—6380 lat, a drzewo dryftowe na 6200 lat.

Drzewo dryftowe znajdowane jest powszechnie na niższych poziomach Spitsbergenu. W rejonie Billefjorden drzewo dryftowe nie wykazujące obróbki ludzkiej znajdowano na wysokości 3,8—5 m n. p. m., zaś drzewo ze śladami obróbki ludzkiej na wysokości 0,5—3,8 m n. p. m. (F. A. Jörstad i R. W. Feyling-Hanssen 1959/60). Na wybrzeżach Hornsundu drzewo bez śladów obróbki ludzkiej występuje na wysokości 4—5 m n. p. m., zaś ze śladami obróbki do wysokości 4 m n. p. m. (K. Birkenmajer 1958a, s. 160). Na małej wysepce Sörkapp leżącej u nasady południowego przylądka Spitsbergenu stwierdziłem występowanie drzewa dryftowego bez śladów obróbki ludzkiej z korzeniami oraz kości wielorybów i morsów (fot. 4 i fot. 5) na terasie 5,5 m n. p. m. stanowiącej główny zrąb wyspy, zaś począwszy od współczesnej linii brzegowej aż do wysokości 2,5 m kłody drzewa dryftowego wykazujące obróbkę ludzką (fot. 4). Na mapie N. Dunér'a i A. E. Nor-

denskiölda w skali 1:2 200 000 załączonej do książki O. Torella i A. E. Nordenskiölda (1869) podano główne miejsca występowania drzewa dryftowego na obszarze Spitsbergenu. Drzewo dryftowe znoszone prądami i odkładane na wybrzeżach Spitsbergenu pochodzi głównie z północnej części Syberii. Występują tu pnie takich drzew, jak: sosna, świerk i modrzew. Najwyższe położenie drzewa dryftowego stwierdzono na Nordaustlandet na wysokości 36,5 m n. p. m. (W. Blake jr. 1961, s. 140) oraz na wyspie Edge na wysokości 50 m n. p. m. (M. G. Groswald i inni 1967, s. 52).

W 1967 roku opublikowano wyniki datowania metody radiowęglą prób drzewa dryftowego z obszaru wysp Barentsa i Edge (M. E. Groswald, A. L. Dewirts, E. I. Dobkina i D. W. Semewski). Datowania zostały wykonane w Instytucie Geochemii i Chemii Analitycznej im. Wiernadzkiego Akademii Nauk ZSRR przez A. I. Dewirtsa i E. I. Dobkinę (tab. 5).

Tabela 5

Wiek drzewa dryftowego obliczony metodą radiowęglą z obszaru wysp Barentsa i Edge

Wysokość n. p. m.	Numer próbki	Miejsce pobrania drzewa dryftowego	Wiek bezwzględny
5,5 m	Mo — 419	Barentsoya — Barkhamodden 78°20" szer. półn. i 20°50" dług. wschodniej	2400 ± 120
11,0 m	Mo — 420	Barentsoya — Barkhamodden 78°20" szer. półn. i 20°50" dług. wschodniej	3110 ± 130
20,0 m	Mo — 418	Barentsoya — Talawera 78°14" szer. półn. i 21°05" dług. wschodniej	4060 ± 100
50,0 m	Mo — 416	Edgeova — Blåfjorden 78°06" szer. półn. i 23°08' dług. wschodniej	5070 ± 100

Wiek bezwzględny podano w odniesieniu do 1950 r.

Przytoczyłem tu prawie wszystkie datowania wykonane na obszarze Spitsbergenu przy pomocy metody radiowęglą. Na pewno nie dają one jeszcze w pełni obiektywnego obrazu wyniesienia izostatycznego Spitsbergenu w holocenie. Świadczą jednak wyraźnie o tym, że szybkość wyniesienia południowych regionów archipelagu była większa aniżeli regionów północnych. Na Nordaustlandet poziom morski na wysokości ok. 40 m n. p. m. wykazuje wiek w granicach 9 tysięcy lat wstecz, podczas gdy na obszarze środkowego Spitsbergenu wiek około 10 tys. lat wykazują poziomy leżące ok. 56,0 m n. p. m. Na wyspie Edge poziom

50-metrowy wydatowano na 5 tys. lat wstecz. Przyjmuje się bowiem, że wiek fauny mięczaków, kości wielorybów czy drzewa dryftowego jest synchroniczny z powstaniem poziomu morskiego. Większa ilość datowań pozwoli na bardziej realną i bardziej obiektywną ocenę ruchów izostatycznych na obszarze całego archipelagu. Należy tu wspomnieć o możliwości zaistnienia takiej sytuacji, że datowania nie dotyczą fauny czy drzewa dryftowego leżącego *in situ*, ale obiektów, które uległy przemieszczeniu bądź soliflukcyjnemu, bądź przez lodowce czy też przez fale morskie.

Wydatowanie najniższych poziomów wykazuje, że nie można posługiwać się tzw. „metodą wieloryba” przy ocenie ruchów izostatycznych. Obecnie Spitsbergen jest statyczny, o czym przekonuje między innymi doprowadzający do wyrównywania linii brzegowych (fot. 5) proces litoralny, który nie byłby możliwy w wypadku ruchów izostatycznych.

Z rejonu Hornsundu przy zastosowaniu metody radiowęglą dokonano datowań próbek materiału organicznego pochodzących z dwóch miejsc. Jedno z tych datowań dotyczy warstwy torfu z mszarnika leżącego na terasie morskiej w wysokości 11,5 m n. p. m. (Roalstranda na północnych wybrzeżach Hornsundu). Spągowe warstwy tych torfów z głębokości 55—60 cm wykazały wiek  $1390 \pm 90$  lat (W. Blake jr., I. Olsson i A. Ś r o d o ń 1965). Wydatowane warstwy torfu nie wyznaczają wieku poziomu terasy, na której został on utworzony. Interwał czasowy pomiędzy powstaniem torfu a terasy może być bardzo duży. Terasa jest na pewno o kilka tysięcy lat starsza od spągowych partii torfu. Dlatego daty tej nie można uwzględnić w dyskusji dotyczącej problemu wyniesienia izostatycznego, jak to czynią W. Blake jr., I. Olsson i A. Ś r o d o ń (1965, s. 178). Druga data z rejonu Hornsundu dotyczy wieku drzewa dryftowego z półwyspu Treskelen, które zostało przez lodowiec przemieszczone i wyniesione do wysokości 38 m n. p. m. Wiek drzewa został wydatowany dla innych celów (M. G. Groswald i inni 1967, s. 52), o czym będzie jeszcze mowa w dalszym ciągu tej pracy.

Przy zastosowaniu metody ekstrapolacji M. G. Groswald (1963) wyznacza pośrednio wiek terasy 65-metrowej w Hornsundzie, oceniając go na 10,5 tys. lat wstecz. Biorąc pod uwagę wartości wieku bezwzględnego dla różnych poziomów terasowych można przyjąć, że najwyższe holocenijskie linie brzegowe na Spitsbergenie nie przekraczają wysokości 80 m. Jednakże wysokość nawet tej samej linii brzegowej może być zróżnicowana. W. Blake jr. ustalił na przykład, że górny poziom pumek-sowy w północno-zachodniej części Nordaustlandet na przestrzeni 70 km wznosi się stopniowo od 4,9 do 13,8 m n. p. m. Poszczególne poziomy terasowe posiadają różną szerokość i są nachylone w kierunku morza. Szerokie poziomy posiadają różnicę wysokości przekraczającą 5 m na odcinku od granicy dolnego klifu do podstawy klifu wyższego poziomu.

Abrazja morska w okresie wynoszenia izostatycznego podcinająca starszy poziom morski wykazuje regionalne zróżnicowanie i pozostawia fragmenty różnych poziomów o różnej szerokości. Stąd też niejednokrotnie wysokości poziomów terasowych w różnych częściach nawet niewielkiego regionu wydają się nieporównywalne. Dlatego przy paralelizacji poziomów teras morskich na Spitsbergenie koniecznie trzeba przeprowadzić dokładną analizę faunistyczną, na co zwrócono już kilkakrotnie uwagę (R. W. Feyling - Hanssen 1955, K. Birkenmajer 1958, 1959, A. Marcinkiewicz 1961). Przy paralelizacji poziomów terasowych kryterium wysokości jest niewystarczające. Nowe możliwości paralelizacji nawet odległych poziomów terasowych zarysowały się z chwilą wprowadzenia metody datowania radiowęglem cząstek organicznych znajdujących się w morskich osadach na różnych poziomach.

Sądzę, o czym już wyżej wspomniałem, że najwyższa linia brzegowa wieku holocenijskiego na Spitsbergenie nie przekracza wysokości 80 m, a linia brzegowa wieku plejstocenijskiego wysokości 340 m n.p.m. Zachodzi pytanie czy te wartości położenia linii brzegowej jednocześnie definiuje wartość wyniesienia izostatycznego. W okresie czwartorzędu obok ruchów izostatycznych miały miejsce procesy eustatyczne oraz ruchy tektoniczne. Ostatnio K. K. Markow (Groswald 1963) przytoczył przekonujące dowody, że w strefie arktycznej szybkość wynoszenia lądu w wyniku ruchów tektonicznych była 10-krotnie mniejsza od szybkości wynoszenia izostatycznego lądu. Zatem można pominąć wynoszenie tektoniczne i uznać regiony arktyczne za obszary reperowe dla studiów procesów izostatycznych. Ostatnio odtworzono z dużą dokładnością procesy eustatyczne. Przyjmuje się, że w czasie ostatniego zlodowacenia poziom oceanu światowego obniżył się 75—100 m (P. Woldstedt 1954, s. 290). E. Antevs (Woldstedt, s. 290), obliczył, że w czasie ostatniego zlodowacenia Würm pojemność lądolodów i lodowców była większa o 36,9 mln km<sup>3</sup> w stosunku do obecnej. W wyniku zlodowacenia Würm poziom oceanu światowego obniżył się o wartość 90 m. Przy pomocy metody radiowęglowej określono wiek zatopionych torfów na tektonicznie spokojnych wybrzeżach Stanów Zjednoczonych, Anglii, Australii i Nowej Zelandii. Określenie wieku bezwzględnego tych torfów wykazało, że w okresie 14—6 tys. lat wstecz eustatyczne podniesienie się poziomu oceanu światowego wyniosło około 70 m, a jego średnia szybkość podnoszenia 0,9 m na stulecie. Eustatyczne podnoszenie się poziomu mórz skończyło się około 7—5 tys. lat wstecz. W ciągu ostatnich 5 tys. lat poziom oceanu światowego był statyczny, a jego wahania nie przekraczały wartości 3 m (M. G. Groswald 1963).

Uwzględniając zatem wartość podniesienia eustatycznego rzędu 70 m należy przyjąć, że w okresie holocenu maksymalne wyniesienie izostatyczne na obszarze południowego Spitsbergenu wyniosło około 150 m.

Obliczenie wartości wyniesienia izostatycznego dla całego okresu czwartorzędu jest znacznie trudniejsze. Nie znamy bowiem w pełni rozmiarów zlodowaceń plejstocenijskich w rejonach arktycznych oraz wartości obniżenia się oceanu światowego w poszczególnych fazach zlodowaceń plejstocenijskich. Sądzę, że wartość wyniesienia izostatycznego Spitsbergenu w ciągu całego czwartorzędu przekracza wartość 350 m.

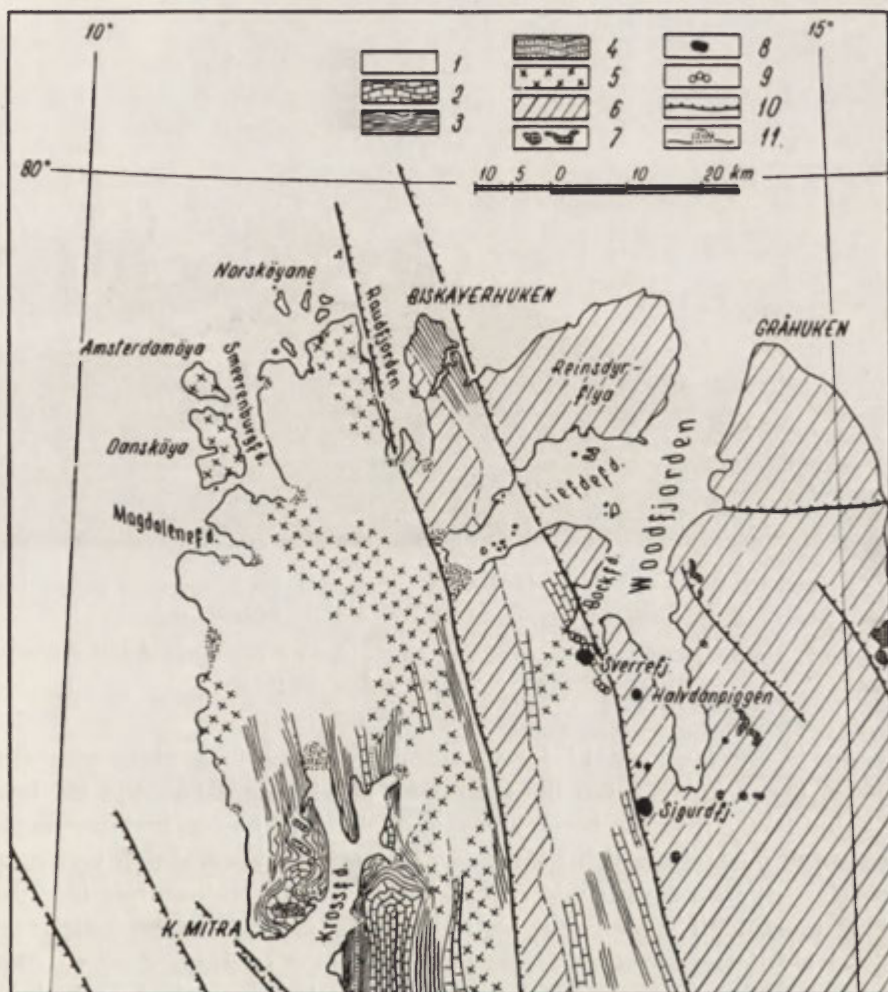
## ROZWÓJ PROCESÓW WULKANICZNYCH W CZWARTORZĘDZIE

Mapa geologiczna Svalbardu K. Orvina (1940) zaznacza na obszarze północnego Spitsbergenu w rejonie Bockfjorden i Woodfjorden trzy stożki wulkaniczne wieku czwartorzędowego: Sverrefjellet (506 m n. p. m.), Halvdanpiggen (961 m n. p. m.) i Sigurdfjellet (1162 m n. p. m.). Po raz pierwszy formę wulkanu na Spitsbergenie znalazł geolog norweski A. Hoel (1910) w czasie ekspedycji kierowanej przez G. Isachseną w 1910 r. W toku prac tej ekspedycji geolodzy A. Hoel i O. Holtedahla (1911) wykonali badania stożka wulkanicznego Sverre, a inny geolog Watnelie (A. Hoel i O. Holtedahla 1911) prowadził obserwacje na nowo odkrytym stożku wulkanicznym Sigurdfjellet. Wszystkie wulkany leżą na linii tektonicznej oddzielającej kaledońską formację Hecla-Hoek od osadów dewońskich (ryc. 6). Najlepiej jak dotąd została poznana budowa geologiczna wulkanu Sverrefjellet dzięki pracom A. Hoela i O. Holtedahla przeprowadzonym w 1910 r. i pracom J. P. Burowa (1965) przeprowadzonym w ramach ekspedycji Instytutu Geologii Arktyki z Leningradu w sezonach letnich 1963 i 1964 r.

Stożek wulkanu Sverre (79°27' szer. geogr. północnej i 13°22' dług. geogr. wschodniej) położony jest na zachodnich brzegach Bockfjorden. Fiord zajmuje dawną korytową dolinę lodowcową. Na stoku doliny poniżej poziomu wód fiordu zaznaczają się wyraźnie dwa spłaszczenia — barki, oddzielone od siebie stromymi wygładzonymi ścianami (A. Hoel i O. Holtedahla 1911, D. W. Semewski 1965). Pierwszy stopień zaznacza się na wysokości 50—100 m n. p. m., zaś drugi na wysokości 300—350 m. Stopnie te można prześledzić wzdłuż Bockfjorden. Wykazują one wyraźne nachylenie w kierunku północnym. A. Hoel i O. Holtedahla (1911), zgodnie z koncepcją przyjętą w Alpach, sądzą, że poszczególne stopnie odpowiadają kolejnym zlodowaceniom. Najniższy stopień spłaszczeń występujących w dolinach alpejskich wiąże się z ostatnim zlodowaceniem plejstocenijskim i tak też oceniają Hoel i Holtedahla wiek najniższego spłaszczenia nad Bockfjorden. Stożek wulkanu Sverre leży na najniższym spłaszczeniu doliny lodowcowej między lodowcami Adolfa i Nygaard i osiąga wysokość 506 m n.p.m. Zajmuje on powierzchnię około 2 km<sup>2</sup> (J. P. Burow 1965). Stożek zbudowany jest z law trachitowo-bazaltowych, lapilli i żużli (ryc. 7). A. Hoel



i O. Holtedahl (1911), a później także J. P. Burow (1965) stwierdzili występowanie w lawie ksenolitów granitów i marmurów. Ksenolity mają różny kształt i osiągają rozmiary od kilku milimetrów do 5—10 cm. Na tle czarnego koloru trachi-bazaltu zaznaczają się one wyraźnie w postaci wtrąceń o barwie żółto-zielonej (J. P. Burow



Ryc. 6. Mapa geologiczna północno-zachodniego rejonu Spitsbergenu wg A. K. Orvina

1 — formacja Hecla-Hoek (prekambr, kambr, ordowik), 2 — wapień i dolomity, 3 — łupki, 4 — konglomeraty, 5 — granity, 6 — skały wieku dewońskiego, 7 — diabazy, doleryty i bazalty, 8 — stożki wulkaniczne, 9 — gorące źródła, 10 — linie uskoku tektonicznych, 11 — czoła większych lodowców opadających klifem lodowym do morza

Fig. 6. Geological map of North-West Spitsbergen region, after A. K. Orvin

1 — Hecla-Hoek formation (Precambrian, Cambrian, Ordovician), 2 — limestones and dolomites, 3 — schists, 4 — conglomerates, 5 — granites, 6 — rocks of Devonian age, 7 — diabases, dolerites and basalts, 8 — volcanic cones, 9 — hot springs, 10 — line of tectonic faults, 11 — snouts of larger glaciers dropping by ice-cliffs into sea

1965, s. 262). Wulkan posiada klasyczną formę stożka (fot. 6), zwłaszcza, gdy się na niego patrzy od strony południowej. Na północno-wschodnim stoku znajduje się krater. Wschodnia ściana krateru jest zniszczona, w północnej ścianie natomiast wyraźnie zaznaczają się warstwowane żuźle, przez które przedzierają się żyły lawy. Sam szczyt wulkanu zbu-



Fot. 6. Stożek wulkaniczny Sverrefjellet (506 m n.p.m.). Na pierwszym planie lodowiec Adolfa otoczony przez wał moren. Lipiec 1963

Photo 6. Sverrefjellet volcanic cone (506 m a.s.l.). In foreground Adolf glacier surrounded by morainic ridge. July 1963

dowany jest z lawy, stoki jego natomiast pokryte są płaszczem żuźli i tufów, przez które tylko miejscami na powierzchni ukazują się lawa. Na południowych stokach na wysokości około 300 m żyły lawy zaznaczają się w postaci małych pagórków. Na stokach wschodnich występują charakterystyczne formy wietrzenia lawy (fot. 7). Najbardziej interesujące w morfologii stożka jest to, że na jego stokach aż po sam szczyt spotyka się liczne bloki granitów biotytowych o średnicy 2—3 m. Duże ich nagromadzenie występuje na stokach południowych i zachodnich. Bloki granitowe posiadają ostre krawędzie i są „zatopione” w żuźlach pokrywających stoki lub też w lawie. Hoel i Holtedahl w czasie swych badań stwierdzili na przykładzie jednego głazu „zatopionego” w lawie do głębokości 0,5 m, że stronie wypukłej granitu odpowiada zagłębienie w lawie. Ten fakt wskazywałby na to, że blok był transportowany przez lawę. Geologowie norwescy pobrali próbkę z zewnętrznej części granitu kontaktującego się z lawą do szczegółowej analizy. Próbkę ta była analizowana przez W. M. Goldschmidta, który nie stwierdził w niej śladów metamorfizmu kontaktowego. Hoel i Holtedahl interpretują te duże bloki

granitów jako bomby wulkaniczne, odrzucając możliwość, że są to bloki narzutowe zlodowacenia plejstocenijskiego. Zwracają przy tym uwagę, że materiał eratyczny ze zlodowaceń plejstocenijskich w rejonie Woodfjorden spotyka się tylko do wysokości 350 m n. p. m., a na Sverrefjellet spotyka się głązy do wysokości 500 m n. p. m.



Fot. 7. Formy wietrzenia lawy trachitowo-bazaltowej na stokach Sverrefjellet.  
Lipiec 1963

Photo 7. Weathering forms of trachito-basaltic lava on Sverrefjellet slopes.  
July 1963

W pobliżu wulkanu na brzegach Bockfjorden Hoel i Holtedahl stwierdzili występowanie trzech poziomów terasowych na wysokości: 25, 37 i 60 m n. p. m. W budowie geologicznej tych poziomów szukali między innymi danych dla określenia wieku wulkanizmu w tym rejonie. Stwierdzili oni, że w budowie terasy 60-metrowej występują na przemian warstwy żwiru brunatno-czerwonego i warstwy lapilli z fragmentami lawy. Warstwy materiału wulkanicznego mają 2—10 cm grubości, natomiast warstwy żwiru są grubsze i posiadają nie mniej jak 10 cm. W warstwach żwiru nie stwierdzono zupełnie materiału wulkanicznego. Na podstawie powyższych informacji wysunęli wniosek, że wiek wulkanu jest synchroniczny z powstaniem terasy 60-metrowej. Każda warstwa lapilli według ich koncepcji odpowiada działalności wulkanicznej, natomiast warstwa żwiru notuje przerwę w działalności wulkanicznej. Autorzy ci jednak nie wykluczają w pełni drugiej możliwości, że warstwy lapilli mogą pochodzić z przemycia przez fale morskie materiału wulkanicz-

nego i w takim przypadku wiek wulkanizmu byłby starszy. W budowie terasy 60-metrowej istnieje wyraźna granica sedimentologiczna pomiędzy poszczególnymi warstwami i nie stwierdzono mieszania materiału wulkanicznego ze żwirami brunatno-czerwonymi. A. Hoel i O. Holtedahll wypowiedzieli się za czwartorzędowym wiekiem wulkanu Sverrefjellet opierając się na następujących przesłankach:

1. Świeżości rzeźby stożka wulkanicznego.
2. Wulkan leży na najniższym stopniu doliny lodowcowej, a więc powstał w schyłkowym okresie plejstocenu albo już w holocenie.
3. Budowa terasy 60-metrowej wskazuje, że działalność wulkaniczna była synchroniczna z tworzeniem się tej terasy, a terasa mogła powstać dopiero po zlodowaceniach.
4. Na stokach stożka Sverrefjellet brak śladów starszej działalności egzaracji lodowcowej. Współczesne zlodowacenie pozostawiło jedynie na północnych stokach ślad w postaci moreny bocznej.

Geologowie radzieccy stwierdzili (D. W. Semewski 1965), że bloki granitowe leżące na stoku wulkanu Sverre nie posiadają żadnych śladów transportu lodowcowego. Nie stwierdzono również śladów egzaracji lodowcowej na stokach wulkanu, ponieważ nie został usunięty drobny materiał wulkaniczny. Wypukłościom bloków granitowych odpowiadają w lawie wklęsłości, co wyraźnie wskazuje, że były one transportowane przez lawę. S. A. Abakumow (D. W. Semewski 1965, s. 273) wykonał szlify próbek pobranych z bloków granitów kontaktujących się z lawą. Wszystkie próbki wykazały ślady metamorfizmu kontaktowego, co potwierdza przypuszczenie A. Hoela i O. Holtedahla, że są to typowe bomby wulkaniczne. Bomby wulkaniczne wyrzucone w czasie erupcji dostawały się do płynących potoków lawy i z nią ulegały przemieszczeniu.

Przytoczone dotychczas argumenty pozwalają jedynie na postawienie wniosku, że wiek wulkanu Sverre jest późnoplejstoceniński. Przemawia za tym fakt, że stożek wulkanu leży na najniższym stopniu doliny korytowej. Stwierdzono również, że na stożku brak śladów egzaracji lodowcowej, a duże głązy granitów są bombami wulkanicznymi.

Czy zatem na ściślejsze wydatowanie wulkanizmu w tym rejonie pozwoli analiza budowy geologicznej morskich poziomów terasowych nad fiordem Bock? D. W. Semewski (1965) badał poziomy morskie na wschodnich wybrzeżach Bockfjorden. Występują tam terasy do 35 m wysokości, w których do 20 m znajdowano faunę mięczaków. Niski, 5-metrowy poziom zbudowany jest w 90% z dobrze otoczonych odłamków lawy, zaś pozostałe 10% to żwiry i piaski z materiałów dewońskich oraz otoczaki granitów. Poziom 5-metrowy powstał bezsprzecznie po utworzeniu wulkanu Sverre. Niestety D. W. Semewski (1965) nie miał możliwości przeprowadzenia dokładnych studiów budowy wyższych 17—20-metrowych poziomów. Powyżej 14 m n.p.m. w budowie teras

morskich nie znalazł materiału wulkanicznego. Sądzi więc, że działalność wulkaniczna miała miejsce w okresie powstawania teras od 5 do 14 m wysokości. W terasie 5-metrowej znalazł dobrze zachowaną faunę *Mytilus edulis*. Fauna ta występuje powszechnie w osadach morskich 5-metrowej terasy na obszarze całego Spitsbergenu. Wobec tego można sądzić, że terasa ta na całym obszarze Spitsbergenu powstała synchronicznie i w okresie jej powstawania stopień wyniesienia izostatycznego na całym Spitsbergenie był identyczny. Na wybrzeżach Billefjorden wiek poziomu 5-metrowego przy pomocy metody radiowęglą został określony na około 3900 lat wstecz (R. W. Feyling-Hanssen i I. Olsson 1959/60). Natomiast 14-metrowa terasa morska w rejonie Billefjorden wykazuje wiek około 6500 lat. D. W. Semewski (1965) przyznaje jednak, że nie posiada danych faunistycznych z poziomu 14-metrowego nad Bockfjorden dla przeprowadzenia korelacji z poziomem nad Billefjorden. Na podstawie wyżej przytoczonych danych sądzi on, że działalność wulkaniczna nad Bockfjorden miała miejsce 4000—6500 lat wstecz, przy czym sądzi, że wiek 4000 lat jest bardziej prawdopodobny (D. W. Semewski 1965, s. 275). Stożek wulkanu Sverre zgodnie z tą interpretacją byłby wieku holoceniowego i powstał tuż przed tworzeniem się morskiej terasy obecnie znajdującej się w wyniku wyniesienia izostatycznego 5 m n. p. m.

D. W. Semewski (1965, s. 274) sądzi, że poziomy 37 m i 60 m w rejonie lodowca Adolfa, badane przez A. Hoela i O. Holtedahla są terasami fluwioglacjalnymi, a nawet w budowie terasy 25-metrowej widzi duży wpływ wód fluwioglacjalnych. W tej ostatniej znalazł faunę morską, a zatem nie wyklucza, że jest ona pochodzenia morskiego.

W 1963 r. miałem również możliwość poczynić obserwacje dotyczące poziomów terasowych w pobliżu Sverrefjellet na przedpolu lodowca Adolfa (J. Szupryczyński 1966, s. 417). W rejonie tym wyróżniłem następujące poziomy terasowe:

2—3 m n. p. m. — szeroka listwa ciągnąca się wzdłuż Watnelieöyra. Na powierzchni terasy występuje duża ilość drzewa dryftowego ze śladami obróbki ludzkiej.

7 m n. p. m. (?) — fragment 10 m długości i 5 m szerokości na przedpolu moreny lodowca Adolfa.

14—16 m n. p. m. — niewielkie fragmenty.

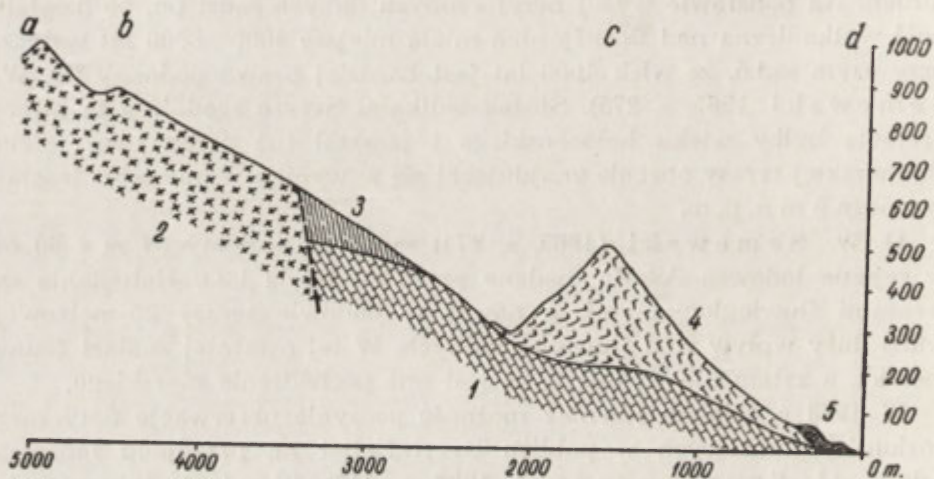
25 m n. p. m. — niewielkie fragmenty.

40 m n. p. m. — wyraźny fragment 50 m długości i 30 m szerokości na przedpolu moreny lodowca Adolfa i szerzej rozprzestrzenione listwy tego poziomu wzdłuż wschodnich wybrzeży Bockfjorden.

60 m n. p. m. — fragment 50 m długości i do 20 m szerokości, w północnej części wchodzi pod wał morenowy lodowca Adolfa.

Na powierzchniach 7, 14—16 i 25 m występują otoczaki morskie. W budowie terasy 50-metrowej do 0,9 m głębokości stwierdziłem taką

segregację materiału, jaką opisali A. Hoel i O. Holtedahl, tj. zalegające na przemian warstwy materiału pochodzenia wulkanicznego oraz piaski i żwiry czerwono-brunatne. Sytuacja morfologiczna (ryc. 12) wyklucza możliwość, że najwyższe poziomy są pochodzenia fluwioglacjalnego. Wszystkie poziomy leżą na przedpolu moreny czołowej lodowca Adolfa i są nacięte przez wody fluwioglacjalne spływające z lodowca poprzez morenę do fiordu. Poziomy te położone są horyzontalnie, gdyby to zaś były nacięte fragmenty stożka sandrowego, bo tylko takie poziomy fluwioglacjalne mogłyby się tu znajdować, wykazywałyby one nachylenie w kierunku fiordu. Poza tym wody fluwioglacjalne mogły akumulować jedynie drobny materiał pochodzący z najbliższej okolicy lodowca Adolfa i wulkanu Sverre, tj. okruchy wapieni krystalicznych, granitów, zielonych piaskowców i różnego typu materiału wulkanicznego (ryc. 7). Piaski i żwiry brunatno-czerwone, które powstały w wyniku rozkruszenia



Ryc. 7. Przekrój geologiczny przez stożek wulkaniczny Sverrefjellet wg A. Hoela i O. Holtedahla

1 — wapień krystaliczny, 2 — granity, 3 — zielone piaskowce, 4 — lawa wulkaniczna, 5 — osady morskie

Fig. 7. Geological section across small volcanic cone of Sverrefjellet, after A. Hoel and O. Holtedahl

1 — crystalline limestones, 2 — granites, 3 — green sandstones, 4 — volcanic lava, 5 — marine deposits

piaskowców dewońskich były akumulowane wyłącznie w wyniku działalności morskiej. O budowie terasy 60-metrowej zadecydowała selektywna akumulacja morska, która mogła mieć miejsce synchronicznie z tworzeniem się stożka wulkanicznego Sverre albo już po działalności wulkanicznej. Wiek poziomów około 35 m n. p. m. został na Nordaustlandet określony na 9200—9800 lat (W. Blake 1961, s. 141). Izostatyczne wynoszenie północnych regionów Spitsbergenu w rejonie Bockfjorden

i Woodfjorden wykazywało taką samą wartość jak północnych obszarów Nordaustlandet. Wiek poziomu 60-metrowego nad Bockfjorden należałoby zatem wiązać ze schyłkowym okresem plejstocenu i taki też w przybliżeniu byłby wiek wulkanu Sverre. Duża ilość spotykanego materiału w budowie terasy 5-metrowej na wschodnich wybrzeżach Bockfjorden jest zapewne wynikiem specyficznej selektywnej działalności akumulacji morskiej.

Wszystkie przytoczone argumenty wskazują, że stożek wulkanu Sverre i prawdopodobnie też dwa pozostałe, Halvdanpiggen i Sigurd fjellet, powstały niewątpliwie w okresie czwartorzędu. Problemem dyskusyjnym pozostaje jednak nadal ściślejsze określenie działalności wulkanicznej — czy erupcja wulkaniczna miała miejsce w późnym plejstocenie, czy też stosunkowo niedawno w okresie holoceniście.

Ze zjawiskami wulkanicznymi, jako ich reminiscencja, związane jest występowanie w rejonie wulkanów gorących źródeł mineralnych. Źródła te zostały po raz pierwszy odkryte i opisane przez A. H o e l a i O. H o l t e d a h l a (1911). Na północnym Spitsbergenie znajdują się dwa miejsca występowania gorących źródeł. Jedno z nich znajduje się około 5 km na północ od wulkanu Sverre, drugie zaś między wulkanami Sverre i Halvdanpiggen. Dwa źródła na północ od wulkanu Sverre posiadały temperaturę 24°C, zaś temperatura wody w źródłach na południe od tego wulkanu osiągała do 28°C (G. I s a c h s e n 1910).

W 1919 r. na północ od lodowca Olsok na Sörkapp Landzie zostały również odkryte dwa gorące źródła o temperaturze 10° i 15°C i dużej zawartości siarczanu wodoru. Jedno z tych źródeł wykazało wydajność około 150 l/sek (W. W e r e n s k i o l d 1952/53).

## ZŁODOWACENIA W HOLOCENIE

Zlodowacenie würmskie na Spitsbergenie zakończyło się około 10 tys. lat wstecz. Nad Hornsundem schyłek ostatniego zlodowacenia pozostawił ślad w rzeźbie w postaci tzw. wałów moren starszej generacji. Wały te występują na 65-metrowej terasie morskiej.

Większość występujących form tzw. starszej generacji na obszarze południowego Spitsbergenu została po raz pierwszy kartograficznie przedstawiona przez A. J a h n a (1959b, s. 146) oraz K. B i r k e n m a j e r a (1959). Występują one na północnych wybrzeżach Hornsundu od doliny Rev aż po lodowiec Torella. Wały tych moren ciągną się u podnóża stoków górskich Rotjesfjellet (438 m n. p. m., Törbjörn-senfjellet (663 m n. p. m.), Gulliksenfjellet (528 m n. p. m.) i Jens Erikfjellet (547 m n. p. m.). Na południowych wybrzeżach Hornsundu występują one w obrębie Lisbetdalen oraz u podnóża Hohenlohefjellet (614 m n. p. m.) i Wurmbrandegga (392 m n. p. m.). W większości wypadków

formy te leżą z dala od współczesnych lodowców. Wszystkie te formy są zaznaczone na mapie form akumulacji glacialnej i glacialfluwialnej na Spitsbergenie (ryc. 16).

W czasie badań przeprowadzonych w rejonie Hornsundu zwróciłem uwagę, że większość form moren starszej generacji leży niżej od 65-metrowej terasy (J. Szupryczyński 1963a, s. 128—131). Z. Czeppe (1966, s. 54) również zauważa, że formy te w rejonie Hornsundu występują od 60-metrowej po 18-metrową terasę. Jedynie formy leżące w obrębie Revdalen i Lisbetdalen leżą na poziomach 65-metrowej terasy, pozostałe zaś leżą na niższych poziomach. Formy starych moren zbudowane są na ogół z grubego nieobtoczonego materiału skalnego. W ich inwentarzu występują bardzo często głazy 2—3-metrowej średnicy. Występują również formy zbudowane wyłącznie z drobnego materiału, np. wał leżący u podnóża stoków górskich Wurmbrandegga zbudowany jest z drobnych okruchów łupków filitowych. Charakterystyczną cechą ich budowy geologicznej jest to, że na ogół zbudowane są one z tego samego materiału skalnego, co masyw górski, u podnóża którego występują (O. Liestöl 1962, J. Szupryczyński 1963a, Z. Czeppe 1966). Występują one izolowanymi odcinkami o różnej wysokości, długości i szerokości, osiągając wysokość względną 10—58 m. Najdłuższy wał morenowy nad Hornsundem, około 1,5 km długości, występuje u podnóża stoków Gulliksenfjellet i spoczywa na terasach 40—25 m n.p.m. (O. Liestöl 1962). Szerokość starych wałów morenowych dochodzi do 400 m. Nachylenie ich stoków wynosi 28°—40°, na ogół przekracza 30°. Szczegółowe opisy niektórych spośród tych form znajdują się w pracach J. Szupryczyńskiego (1963a, s. 128—130) i Z. Czeppego (1966, s. 54—58).

Stare moreny występują również na północnych wybrzeżach Van Mijenfjorden. Nad Sveabukta występuje potężny wał morenowy tzw. Damesmorena (77°50′—16°30′) o długości około 6 km i szerokości do 2 km. D. W. Semewski i E. P. Szkatow (1965a — mapa) interpretują ten wał jako dawną morenę subakwalną. K. Gripp (1929 — tabl. 26, zdj. 2) sądzi, że Damesmorena została utworzona w czasie największego zasięgu lodowca Paula, podobnie jak Crednermorena oddzielająca Braganzavoagen od Van Mijenfjorden. We wnętrzu tej potężnej moreny Gripp (1929) stwierdził istnienie martwego lodu, który w wielu miejscach ukazywał się na stokach.

Długie wały starych moren znajdują się również na południe od Bellsundu u podnóża górskich Fløyfjellet i Dördelsnuten (O. Liestöl 1962, s. 104, fig. 3) oraz na południe od Isfjorden w Longyeardalen (O. Liestöl, s. 105). D. W. Semewski i E. D. Szkatow oraz O. Liestöl niestety nie opisują szerzej rzeźby starych wałów morenowych.

W czasie badań przeprowadzonych na obszarze północnego Spitsbergenu w 1963 r. znalazłem wał starej moreny nad Bockfjorden na zachód



od Sjöverbukta (J. Szupryczyński 1966, s. 411, ryc. 3). Forma wału osiąga 78 m n.p.m., jego podstawa leży 50 m n.p.m., zatem wysokość względna wynosi 28 m. Nachylenie wschodnich stoków wału dochodzi do 40°. Od strony zachodniej wał łagodnie przechodzi w stok górski. Jest on zbudowany z tego samego materiału co sąsiadujący masyw górski. Gruz skalny osiąga do 1,0 m średnicy. Głazy powleczone są mchami i porostami, co wyraźnie kontrastuje z sąsiednimi wałami morenowymi na przedpolu lodowców.

Stare wały morenowe znalazłem również na północnych wybrzeżach Magdalenefjorden oraz na Amsterdamöya. Występują one na 5-metrowej terasie. Wał nad Magdalenefjorden posiada długość około 1700 m, szerokość do 200 m i wysokość około 30 m. Zbudowany jest z dużych odłamów skalnych i drobnego materiału morenowego (fot. 8). Podobny wał,



Fot. 8. Wał moreny bocznej ze zlodowacenia holocenińskiego — stadium Magdalenefjorden — leżący na 5-metrowej terasie na północnych wybrzeżach Magdalenefjorden.  
Lipiec 1963

Photo 8. Ridge of lateral moraine from Holocene glaciation (Magdalenefjorden Stage) on 5 m terrace of northern Magdalenefjorden shores. July 1963

leżący również na 5-metrowej terasie, lecz znacznie krótszy, znajduje się u ujścia Magdalenefjorden koło Knattodden (fot. 9). Na południowych wybrzeżach wyspy Amsterdam wał morenowy osiągający około 1 km długości leży na terasie 5—7 m n.p.m. Przypuszczam, że wały more-



Fot. 9. Wał morenowy ze zlodowacenia holocenijskiego — stadium Magdalenefjorden — leżący na 5-metrowej terasie koło Knattoden. Lipiec 1963

Photo 9. Morainic ridge from Holocene glaciation (Magdalenefjorden Stage) on 5 m terrace near Knattoden. July 1963

nowe ciągnące się wzdłuż północnych wybrzeży Kobbefjorden, po zachodniej stronie wyspy Duńskiej (Dansköya) leżą również na 5-metrowej terasie.

Budowa wewnętrzna starych wałów morenowych została dotychczas bardzo słabo poznana. Brak w nich zupełnie dużych naturalnych odsłoneń. W 1954 r. w Longyeardalen osuwisko stokowe odsłoniło budowę wewnętrzną jednego wału. W jego wnętrzu O. Liestöl (1962, s. 105) stwierdził warstwy ostrokrawędzistych głazów i żwirów leżące na przemian z warstwami brudnego lodu. Również Z. Czeppe (1966) przyjmuje, że we wnętrzu tych form musi się znajdować martwy lód, ponieważ w okresie lata polarnego wypływają z nich liczne strumienie wody.

Stwierdzenie, że wały starych moren leżą nawet na 5-metrowej terasie jest bardzo ważnym faktem dla ustalenia chronologii zlodowaceń na obszarze Spitsbergenu. Formy bowiem starych wałów morenowych, które leżą poniżej 65-metrowej terasy powstały w okresie holocenu, przy czym są one młodsze od poziomu terasy, na której występują. A zatem w okresie holocenu, po utworzeniu się terasy 5-metrowej miało miejsce na Spitsbergenie silne ochłodzenie klimatu, które doprowadziło do rozwoju pokryw lodowych, a więc do rozprzestrzenienia się lodowców dolinnych i rozwoju lodowców karowych i stokowych.

Wiek terasy 5,8 m n. p. m. w rejonie środkowego Spitsbergenu został określony przez R. W. Feyling-Hanssena i I. Olsson na około 3810 + 90 (patrz tabela 2). Wyniki datowań radzieckich wykazały (patrz tabela 5), że wiek terasy 5,5 m n. p. m. na wyspie Barentsa wynosi 2400 + 120 lat wstecz. Wiek moren spoczywających na poziomie 5-metrowej terasy jest zatem młodszy niż 2400 lat. G. Östrem (1959/60, 1961, 1964) notuje w tym samym czasie transgresję lodowców w Skandynawii. Wydatowane wały lodowo-morenowe z okresu tej transgresji wykazały wiek 2600 + 100 lat przed obecnym czasem. Przedmiotem datowania metodą radiowęglą były cząsteczki organiczne znajdujące się w obrębie martwego lodu w wałach lodowo-morenowych. Już wcześniej w oparciu o obserwacje glaciologiczne O. Liestöl wykreślił krzywą wahania lodowców w Norwegii w okresie holocenu. Na krzywej tej zaznaczył transgresję, która, jak przypuszczał, miała miejsce tuż po optimum klimatycznym. (A. Jahn 1959a, s. 253, fig. 4). O. Liestöl przyjmował początek tej transgresji na około 800 lat przed n. e. Wyniki zamieszczone w pracach G. Östrema potwierdziły w pełni przypuszczenia O. Liestöla. M. G. Grosswald (1963) na obszarze Ziemi Franciszka Józefa notuje fakt spiętrzenia morskich osadów w obrębie terasy 5-metrowej i przypisuje ten proces zlodowaceni holoceniowskiemu tzw. fazy Siedowa. T. Karlstrom (1965, s. 222) na obszarze Alaski notuje transgresję lodowców, która miała miejsce w tysiącleciu między 500 r. przed n. e. a 500 r. n. e. H. Heuberger i P. Höllermann (L. Starkel 1967, s. 27) stwierdzają w tym samym czasie na obszarze Alp transgresję lodowców, którą nazwali fazą Larstig. Tak więc stwierdzona w oparciu o stare wały morenowe transgresja lodowców na obszarze Spitsbergenu, zachodząca około 500 lat przed n. e., została uwarunkowana zmianami klimatycznymi, które zaznaczyły się zarówno w rejonie arktycznym, jak i w rejonach strefy umiarkowanej. Ten okres holoceniowskiej transgresji lodowców na Spitsbergenie proponuję nazwać Stadium Magdalenefjorden, ponieważ po raz pierwszy na wybrzeżu fiordu Magdaleny znalazłem wały starych moren leżące na 5-metrowej terasie. Sądzę, że wszystkie wały starych moren czołowych i bocznych leżące na terasach 40—5 m n. p. m. związane są z okresami transgresji Stadium Magdalenefjorden.

Bardzo możliwe, że w czasie Stadium Magdalenefjorden niektóre lodowce dolinne na Spitsbergenie uzyskały podobny zasięg jak w czasie niedawnej transgresji współczesnej. Transgresja ta zakończyła się dopiero w końcu XIX w. S. Baranowski (uprzejma informacja listowna z 12 XII 1965 r.) przypuszcza, że skrajny wał lodowo-morenowy lodowca Werenskiölda na obszarze południowego Spitsbergenu został utworzony w czasie transgresji mającej miejsce po zakończeniu optimum klimatycznego. Po tej transgresji nastąpił ciepły interstadiał, który doprowadził do recesji lodowca. W czasie recesji na przedpolu lodowca Werenskiölda została utworzona morena ablacyjna, na którą stopniowo wkraczała

roślinność tundrowa. Szczątki tej starej tundry zostały odnalezione przez S. Baranowskiego i posłużyły jako przesłanka do ustalonej, powyżej zarysowanej kolejności zdarzeń.

W zewnętrznej części pozornie monotonnego wału moreny czołowej lodowca Vestegg (Vesteggbreen — fot. 10) nad Smeerenburgfjorden na



Fot. 10. Mały lodowiec karowy Vesteggbreen z wieńcem moren czołowych nad Smeerenburgfjorden. Lipiec 1963

Photo 10. Vesteggbreen, small cirque glacier, with wreath of terminal moraines, on Smeerenburgfjorden. July 1963

północnym Spitsbergenie wyróżniają się odcinki wału zbudowane z bardzo grubego materiału morenowego. Głazy znajdujące się w zewnętrznej części wału pokryte są porostami (fot. 11) i wyraźnie kontrastują z ciągiem wałów wewnętrznych, nie pokrytych roślinnością. Nie wykluczone, że w strefie marginalnej tego małego lodowca, podobnie jak innych lodowców karowych i stokowych, zewnętrzne wały morenowe zostały utworzone w czasie transgresji Stadium Magdalenefjorden.

Po okresie transgresji lodowców Stadium Magdalenefjorden miała miejsce recesja. Należy przypuszczać, że maksymalne rozmiary recesja ta osiągnęła w IX i X w. W tym czasie miała miejsce kolonizacja południowo-zachodnich regionów Grenlandii, co dobitnie świadczy o wyraźnej poprawie warunków klimatycznych w Arktyce (S. Z. R ó ż y c k i 1936, A. K o s i b a 1937). Przypuszczalnie już w końcu XIII stulecia notuje się ponowne ochłodzenie klimatu i początek transgresji lodowców w Skandynawii, Islandii i Grenlandii oraz w Alpach. Maksimum tej

transgresji w wymienionych rejonach przypada na drugą połowę XVIII wieku i cały XIX w. Liczne obserwacje dowodzą, że maksimum to na Spitsbergenie wypadło u schyłku XIX w. (G. de Geer 1899, A. G. Nathorst 1910, H. Knothe 1931, H. W. Ahlmann 1933) lub na początku XX w. (K. Gripp 1929, A. Kosiba 1958). Maksymalny zasięg tej transgresji został wyznaczony przez moreny akumulacyjne, wały lodowo-morenowe i moreny czołowe spiętrzone (F. Cöster 1925, K. Gripp i E. M. Todtmann 1926, K. Gripp 1929,



Fot. 11. Materiał morenowy budujący zewnętrzną część wałów morenowych Vesteggbreen. Lipiec 1963

Photo 11. Morainic material building outer part of Vesteggbreen morainic ridges. July 1963

W. Pillewizer 1939, A. Jahn 1959a, 1959b, K. Birkenmajer 1959, M. Klimaszewski 1960, A. Kosiba 1960, Z. Michalska 1961, J. Szupryczyński 1960, 1963a). W niektórych wypadkach, np. na obszarze południowego Spitsbergenu na przedpolu lodowca Gas, maksymalny zasięg tej transgresji wyznaczają formy glacialne ozów i kemów oraz płyty moreny ablacyjnej (J. Szupryczyński 1963a, s. 44—45).

Tak więc w oparciu o dotychczasową znajomość faktów można podać następujący schemat zlodowaceń na obszarze Spitsbergenu:

I. Zlodowacenie plejstoceniowe — würmskie, śladem którego są liczne formy egzaracji lodowcowej, materiał eratyczny oraz stare wały morenowe, tzw. Stadium Hornsundu na powierzchniach terasowych do 60 m n. p. m.

II. Zlodowacenie holoceńskie. W ramach tego zlodowacenia udało się dotychczas wydzielić:

a) Stadium Magdalenefjorden, którego śladami w rzeźbie są stare moreny czołowe i boczne występujące poza strefami marginalnymi współczesnych lodowców, na powierzchniach terasowych od 45 do 6 m n. p. m. Transgresja lodowców tego stadium rozpoczęła się po utworzeniu terasy 5 m n. p. m., tj. około 2400 lat wstecz.

b) Stadium współczesne, którego transgresja rozpoczęła się przypuszczalnie w końcu XIII w., a swoje maksimum osiągnęła w końcu XIX w. i została wyznaczona wałami moren czołowych i bocznych oraz poprzez inne formy glacialne i glacialne.

Obecnie większość obszarów na Spitsbergenie jest zlodowacona. Dane dotyczące wielkości powierzchni objętej zlodowaceniem na archipelagu Svalbard wahają się od 56 000 km<sup>2</sup> (H. Knothe 1931, s. 19) do 60 000 km<sup>2</sup> (G. W. Gorbackij 1964, s. 92). Na wyspie Spitsbergen lodowce pokrywają 58% powierzchni, tj. 35 000 km<sup>2</sup> (G. A. Agranat 1957, s. 256).

W obrębie archipelagu Svalbard A. Kosiba (1958, s. 97) wyróżnia cztery główne ośrodki firnowe, z których trzy leżą na Spitsbergenie, a mianowicie: południowy, obejmujący Torell Land, północno-zachodni bez specjalnej nazwy i północno-wschodni obejmujący Ny Friesland. Czwarty z tych ośrodków obejmuje Nordaustlandet. Najmniej zlodowacony jest obszar środkowego Spitsbergenu. Już M. Th. Heuglin (1874, s. 339) tłumaczy ten fakt wpływem na klimat środkowej części Spitsbergenu ciepłego Zatokowego Prądu (Golfstromu). Warunki klimatyczne na Spitsbergenie są silnie zróżnicowane, co zaznacza się wyraźnie w przebiegu linii wiecznych śniegów. Między Isfjorden a Van Mijanfjorden, a więc w rejonie najmniej zlodowaconym, przebiega ona powyżej 600 m n. p. m. (A. Pencik 1910, s. 474, F. Wahnschaffe 1910, s. 647, G. W. Gorbackij 1957, s. 92). Na północnym Spitsbergenie obniża się do 400 m n. p. m., a miejscami nawet do 300 m, zaś

na wschodnich wybrzeżach Nordaustlandet i Kvitöya schodzi poniżej 100 m n. p. m. (S. Z. Różycki 1936, G. W. Gorbackij 1957). W obrębie Sörkapp Landu przebiega między 300—400 m n. p. m., zaś na obszarze Torell Landu na wysokości około 400 m n. p. m. (A. Kosiba 1958a, s. 115).

Wzdłuż zachodnich wybrzeży Spitsbergenu w obrębie gór kaledońskich występują głównie lodowce dolinne (typ alpejski — fot. 12, 13, 14 i 15). Natomiast we wschodniej części Spitsbergenu w obrębie płaskowyży przeważają lodowce wyżynne (fjeldowe — patrz ryc. 16). Spotyka się również typ lodowców podgórszych (piedmontowych), np. lodowiec Torella na Torell Land, lodowce Murraya i Buchana na Prins Karls Forland i lodowiec Negri na wschodnich wybrzeżach Spitsbergenu. Pokrywa lodowa na Nordaustlandet, najbardziej swym charakterem zbliżona do lądolodu, należy również do typu lodowców wyżynnych (H. W. Ahlmann 1933). Poza tym na obszarze Spitsbergenu występują lodowce karowe (fot. 10), lodowce przełączone i lodowce stokowe (fot. 12 i 15).

Niektóre z lodowców dolinnych osiągają bardzo duże rozmiary; przykładem może być Lillehöök nad Krossfjorden, który osiąga długość około 25 km i szerokość czoła do 10 km. Jego powierzchnia wraz z 11 małymi



Fot. 12. Południowe wybrzeża fiordu Hornsund. W środku szczyt górski Bautaen (473 m n.p.m.) otoczony przez lodowce — z prawej Chomjakobreen, z lewej Bautaabreen. Lipiec 1959

Photo 12. Southern shore of Hornsund fiord. In centre Bautaen mountain peak (473 m a.s.l.) surrounded by glaciers; on the right, Chomjakobreen, on the left Bautaabreen. July 1959



Fot. 13. Czoło lodowca Monaco opadające stromym klifem do wód fiordu Liefde.  
Lipiec 1963

Photo 13. Snout of Monaco glacier, dropping by steep cliff into Liefde fiord waters.  
July 1963

bocznymi lodowcami obejmuje 350 km<sup>2</sup>. Jest on sześciokrotnie większy od lodowca Mer de Glace w Alpach. Czoło lodowca Lillehöök kończy się klifem o wysokości do 20 m w Krossfjorden.

Miąższość lodowców na Spitsbergenie jest niewielka. Lodowiec Kongsvengen nad Kongsfjorden osiąga maksymalną miąższość do 230 m (Chr. O e l s n e r 1966 — patrz ryc. 8). Małe lodowce nad Kongsfjorden posiadają jeszcze mniejszą miąższość, np. Lovénbreen osiąga maksymalną miąższość tylko 65 m (ryc. 9). Lodowiec Finsterwaldera leżący na południowych wybrzeżach Van Keulenfjorden osiąga maksymalną miąższość do 245 m (Norsk Polarinstitut Årbok 1963, s. 134). W centralnej części Nordaustlandet miąższość lodu osiąga do 250 m (H. W. A h l m a n n 1933).

Według H. W. Ahlmann lodowce występujące na Spitsbergenie należą do typu lodowców zimnych (polarnych), które są przeciwieństwem typu lodowców ciepłych. W lodowcach ciepłych masa lodu do głębokości kilkudziesięciu metrów wykazuje temperaturę 0°C lub oscyluje w pobliżu 0°C. Do tego typu należą wszystkie lodowce obszarów strefy umiarkowanej. Lodowce zimne, nawet latem, do głębokości nie mniejszej niż 100 m posiadają temperaturę niższą od 0°C, ale zawsze nieco powyżej średniej rocznej temperatury miejsca, w którym znajduje się dany lodowiec (H. L o u i s 1960, s. 159). W regionach polarnych średnia roczna temperatury jest zawsze ujemna. Lodowce zimne nie są dobrymi





Fot. 14. Czoło lodowca Børre — Północny Spitsbergen, obramowane przez wały lodowo-morenowe. Lipiec 1963

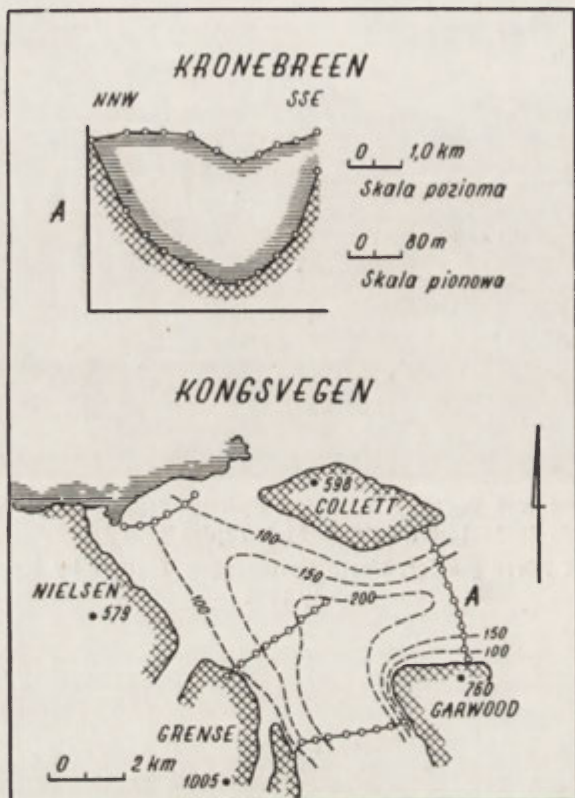
Photo 14. Snout of Børre glacier, North Spitsbergen, framed by ice-morainic ridges.  
July 1963



Fot. 15. Małe lodowce nad Sorgattet — Północny Spitsbergen. Lipiec 1963

Photo 15. Small glaciers on Sorgattet, North Spitsbergen. July 1963

wykładnikami warunków klimatycznych. Podczas lat zimnych lub obfitych w śniegi (co w obszarach polarnych nie zawsze występuje jednocześnie) w obszarach firnowych następuje przyrost masy lodu. Wzrost masy lodu nie doprowadza do natychmiastowej transgresji lodowców. Transgresja ma miejsce po kilku, a czasem nawet po kilkudziesięciu latach i to niejednokrotnie w sposób bardzo gwałtowny. O. Torell i A. E.

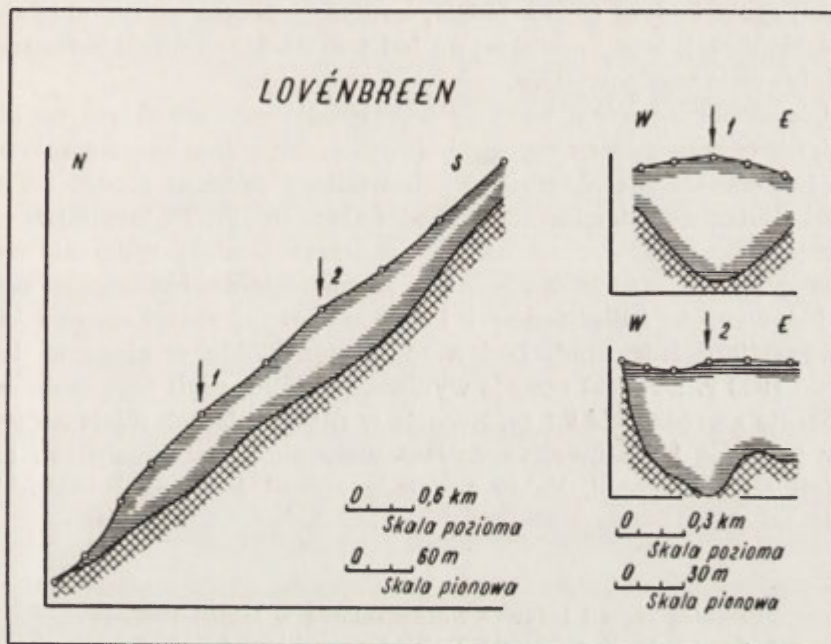


Ryc. 8. Przekrój poprzeczny przez Kronebreen i miąższość pokrywy lodowej Kongsvegen wg Chr. Oelsnera

Fig. 8. Transversal section across Kronebreen, and thickness of ice cover on Kongsvegen, after Chr. Oelsner

Nordenskiöld (1869, s. 436) notują fakt takiej szybkiej transgresji lodowca Frithofa nad Van Mijenfjorden w ciągu zimy 1860/61. Fakt tej szybkiej transgresji jest bardzo często cytowany w innych pracach. (H. Th. Heuglin 1874, A. Nathorst 1910, W. Werenskiöld 1924). Rytm ruchu lodowców zimnych zależy od lokalnych warunków: od wielkości i grubości lodu, od wykształcenia powierzchni lodowca, od rzeźby podłoża, od intensywności ablacji, a przede wszystkim od spadku. Ostatnie z wyliczonych właściwości mogą być różne nawet przy lodowcach o podobnej wielkości i nawet biorących początek od tego

samego pola firnowego. Często bywa tak, że transgresja lodowca wypada w cieplejszym okresie klimatycznym, a recesja w zimniejszym. Tutaj nie zachodzą tak ściśle zależności pomiędzy klimatem a ruchem lodowców jak w lodowcach ciepłych. Wszystkie lodowce typu ciepłego na obszarze Alp czy też w Skandynawii wykazują w tym samym okresie klimatycznym taki sam rytm ruchu. Na Spitsbergenie natomiast dwa lodowce wychodzące z tego samego pola firnowego mogą w tym samym czasie wykazywać zupełnie inny rytm ruchu. Na przykład lodowiec Freemana na wyspie Barentsa w 1936 r. był w stadium recesji, a lodowiec Duckwitz, biorący początek z tego samego pola firnowego, wykazywał niewielką transgresję.



Ryc. 9. Przekrój podłużny Lovénbreen wg Chr. Oelsnera

Fig. 9. Longitudinal section of Lovénbreen, after Chr. Oelsner

Obecnie, niezależnie od niewielkich lokalnych transgresji, warunkowanych właściwościami dynamicznymi lodowców zimnych, na obszarze całego Spitsbergenu notuje się proces recesji lodowców. Recesja ta w większości wypadków trwa już od końca XIX stulecia i jest wyraźnym odbiciem ogólnej tendencji podwyższania się średniej rocznej temperatury w całym regionie arktycznym. W. J. Wieser (D. W. Semewski i E. P. Szkatow 1965b) obliczył, że średnia roczna temperatura w tym regionie w ciągu ostatnich 20—30 lat podwyższyła się o 2—4°C, w tym na obszarze Spitsbergenu o wartość wyższą niż 2°C. Uległy podwyższeniu przede wszystkim średnie temperatury miesięcy zimowych.

W niektórych regionach średnia temperatura roczna uległa podwyższeniu do 9°C. Na poprawę warunków klimatycznych najszybciej reagują te lodowce, których czoła kończą się klifem w morzu. Nieznaczne zmiany reżimu hydrodynamicznego i termicznego wód morskich zaznaczają się bardzo szybko w zasięgu klifów lodowych. Podwyższenie się temperatury wody morskiej o 0,1°C w przypowierzchniowej warstwie do 100 m głębokości powoduje zwiększenie zasobu cieplnego tej warstwy o 12 kcal/cm<sup>3</sup>. H. Hoinkes (D. W. Semewski i E. P. Szkatow 1965b) stwierdził, że w północnym Atlantyku w latach 1890—1933 temperatura wody morskiej podniosła się o 0,34°. Tak więc lodowce kończące się w morzu wykazują większą recesję aniżeli te lodowce, których czoła kończą się na lądzie, ponieważ bezpośrednie oddziaływanie termoabrazji wody morskiej na lód jest większe aniżeli bezpośrednie oddziaływanie mas powietrza.

Chociaż bardzo wielu badaczy wskazywało na zachodzący na obszarze Spitsbergenu proces recesji lodowców, to jednak konkretnych danych liczbowych charakteryzujących wielkość procesu recesji na przestrzeni dłuższego odcinka czasu jest bardzo mało. Najpełniejsze dane ilustrujące przebieg recesji na tym obszarze istnieją tylko dla dwóch lodowców, a mianowicie dla lodowca Nordenskiölda, kończącego się klifem lodowym w Billefjorden i lodowca Horna, zamykającego klifem lodowym fiord Hornsund. Lodowiec Nordenskiölda w ciągu 65 lat od 1898 do 1963 r. wykazał recesję wynoszącą 595 m, czyli jego czoło cofało się rocznie z prędkością 9,1 m. Recesja w różnych latach miała na pewno różny przebieg i możliwe, że występowały okresy stagnacji lub nawet niewielkich transgresji. Pełny przebieg recesji lodowca Nordenskiölda podaje tabela 6.

Tabela 6

Przebieg recesji lodowca Nordenskiölda w latach 1898—1963  
wg danych W. B. Harlanda, D. W. Semewskiego i E. P. Szkatowa

Kto dokonał pomiaru	Rok pomiaru	Odstęp w latach między pomiarami	Wielkość recesji w metrach	Szybkość recesji w m/rok
G. de Geer	1898	—	—	—
J. Mathieson	1919	21	45,72	2,18
J. Mathieson	1921	2	68,58	34,29
Norweska służba topograficzna	1924	3	45,72	15,24
B. Luncke	1936	12	137,16	11,43
Eksp. Uniw. Cambridge	1938	2	91,44	45,72
Eksp. Uniw. Cambridge	1949	11	22,86	2,08
Eksp. Instytutu Geologii Arktyki z Leningradu	1963	14	186,00	13,28

Znacznie większą recesję wykazały lodowce Horna i Hamberga (wschodnie wybrzeże Spitsbergenu nad Storfjorden). Pierwszy z nich na początku XX w. wypełniał całą wewnętrzną część fiordu Hornsund. Od 1901 do 1964 r. czoło jego cofnęło się 11 km (D. W. Semewski

Tabela 7

Recesja środkowej części lodowca Horna  
zestawiona na podstawie materiałów  
różnych ekspedycji

Rok pomiaru	Odstęp w latach między pomiarami	Wielkość recesji w metrach	Szybkość recesji w m/rok
1901	—	—	—
1936	35	5500	ok. 157
1958	22	4300	ok. 190
1964	6	1100	ok. 183

i E. P. Szkatow 1965, s. 242). Szybkość recesji wyniosła więc około 175 m/rok (patrz tab. 7). Jednocześnie dużą recesję wykazały wszystkie czoła mniejszych lodowców kończących się w Hornsundzie. Pomiary wykonane przez C. Liperta (1958a, 1958b) wykazały, że w latach 1936—1958 recesja lodowca Chomjakowa wyniosła około 1,5 km, lodowca Samarina około 2,5 km, zaś lodowca Körbera 1,5 km. Najmniejszą recesję



Fot. 16. Klif lodowca Hansa nad Hornsundem. Lipiec 1960  
Photo 16. Cliff of Hans glacier, on Hornsund. July 1960

spośród lodowców kończących się klifem w Hornsundzie wykazał lodowiec Hansa (fot. 16). W latach 1936—1957 środkowa jego część cofnęła się tylko o 609 m, tj. 29 m/rok, natomiast w 1957 r. stwierdzono w dwóch miejscach, że zasięg ich odpowiadał stanowi z 1937 r. W latach 1957—1958 środkowa część lodowca posunęła się nieznacznie do przodu (C. L i p e r t 1958b).

Największy zasięg recesji na obszarze Spitsbergenu zanotowano na lodowcu Hamberga. W 1901 r. lodowiec ten wychodził szeroką łapą na wody Storfjorden. Do 1958 r. czoło jego cofnęło się o 15 km, tj. 265 m/rok (D. W. S e m e w s k i i E. P. S z k a t o w 1965b). W wyniku recesji lodowca utworzyła się zatoka, głęboko wciskająca się w ląd i leżąca w prostej linii naprzeciw fiordu Hornsund. Odległość między Hornsundem a tą zatoką wynosi obecnie tylko 12 km. Jeżeli lodowce Horna i Hamberga w dalszym ciągu będą wykazywały taką szybkość recesji jak dotychczas, to jeszcze w bieżącym stuleciu może dojść do oddzielenia się Sörkapp Landu od Spitsbergenu. Prawdopodobnie lodowce wypełniają wąską cieśninę leżącą w przedłużeniu fiordu Hornsund.

Lodowce, których czoła spoczywają na lądzie wykazały znacznie mniejszą wartość recesji aniżeli lodowce kończące się klifem w morzu. Lodowiec Werenskiolda na Wedel Jarlsberg Land w latach 1936—1959 wykazał recesję 850 m, tj. około 40 m/rok. Recesja lodowca Nann leżącego w pobliżu lodowca Werenskiolda wyniosła w latach 1936—1960 tylko około 500 m (J. S z u p r y c z y ń s k i 1963a). Lodowce nad Bockfjorden wykazały jeszcze mniejszą recesję. Maksymalną wartość recesji stwierdziłem na lodowcu Adolfa. W latach 1910—1963 czoło lodowca cofnęło się maksymalnie około 300 m. Inne obserwowane przeze mnie lodowce na obszarze północnego Spitsbergenu wykazywały również niewielką recesję. Przy pomocy pomiaru kompasowego ustaliłem, że w 1963 r. niektóre z lodowców wykazały w stosunku do 1936 r. następującą recesję: Vesteggbreen 50—100 m, Hillbreen około 500 m, Lestrisbreen i Uriabreen około 100 m. Kończący się klifem w morzu lodowiec Makarova wg danych norweskiego zdjęcia lotniczego w latach 1938—1956 wykazał recesję tylko 250 m.

Jednocześnie z recesją czoła lodowca proces ablacji doprowadza do obniżenia się powierzchni lodowca. Lodowiec 14 Lipca (14 Julibreen) nad Krossfjorden od 1900 do 1939 r. wykazał recesję czoła 1025 m, a miąższość jego na czole zmniejszyła się o 22—25 m (H. W. A h l m a n n 1933). Na lodowcu Torella w latach 1936—1957 zanotowano ubytek masy na czole o miąższości 61—78 m, zaś na lodowcu Horna około 70 m (C. L i p e r t 1958b). Na czole lodowca Werenskiolda od stadium jego maksymalnego zasięgu do 1958 r. stwierdzono ubytek masy około 75 m miąższości (A. K o s i b a 1958a).

## FORMY AKUMULACJI GLACJALNEJ WSPÓŁCZESNEGO ZŁODOWACENIA

Historia badań form glacialnych liczy już 130 lat. Po raz pierwszy pojęcie moreny ustalają L. Agassiz w 1837 r. i J. Charpentier w 1841 r. (S. Pawłowski 1938, E. Drygalski i F. Machatschek 1942, P. Woldstedt 1954). W ciągu XIX w., głównie na obszarze Alp, zostały wyróżnione wszystkie podstawowe typy moren. Jednakże w literaturze pojawiło się mnóstwo terminów, nawet na określenie tego samego typu formy morenowej. Dlatego też z inicjatywy ówczesnego prezydenta Międzynarodowej Komisji Lodowcowej Eduarda Richtera została zorganizowana w Gletsch w Szwajcarii w dniach 20—25 sierpnia 1899 r. konferencja naukowa, której celem było opracowanie klasyfikacji moren (A. Böhm 1901, S. Pawłowski 1938, K. Gripp 1938, E. Drygalski i Machatschek 1942). W konferencji tej wzięło udział 19 naukowców, w tej liczbie tak wybitni badacze jak E. Drygalski (Berlin), S. Finsterwalder (Monachium), A. Heim (Zürich), K. Lugeon (Lozanna), A. Penck (Wiedeń), E. Richter (Graz) i baron Toll (Petersburg). W czasie tej konferencji w oparciu o wycieczki odbyte na lodowce Rodanu i Unteraar, w trakcie siedmiu posiedzeń dyskusyjnych, opracowano klasyfikację moren. Szereg sprawozdań z tej konferencji ogłosił E. Richter. Szczegółowe omówienie klasyfikacji opracowanej podczas tej konferencji znajduje się w pracy A. Böhma (1901), w której podano również szczegółową analizę literatury dotyczącej moren do 1900 r. Uczestnicy konferencji ujęli różne typy moren alpejskich w dwie podstawowe grupy: moreny w ruchu i moreny w spoczynku (ustalone). Uproszczony schemat tej klasyfikacji wygląda następująco:

### I. Moreny ruchome

1. Moreny powierzchniowe
  - a) boczne
  - b) środkowe
2. Moreny wewnętrzne
3. Moreny dolne

### II. Moreny ustalone (w spoczynku)

1. Moreny wałowe
  - a) podłużne
  - b) krawędziowe — czołowe
2. Moreny denne
  - a) właściwa morena denna
  - b) drumliny.

Klasyfikacja ta spotkała się z obszerną i ostrą krytyką ze strony A. Böhma. Można ją streścić w następujących punktach:

1. Niepotrzebnie i niesłusznie rozdzielono zasadnicze pojęcie moreny dennej na morenę dolną (w ruchu) i morenę denną (w spoczynku).

2. W obrębie moren w spoczynku wyróżniono tylko moreny wałowe i moreny denne. Zatem wg tej klasyfikacji wszystko, co nie jest wałem, jest moreną denną, a takie ujęcie byłoby fałszywe.

3. W wielu wypadkach trudno określić, jakie masy morenowe są w spoczynku, a jakie są w ruchu. Wobec tego powyższa klasyfikacja wprowadza sztuczne rozgraniczenie moren.

A. B o h m (1901, s. 266—267) opracował własną klasyfikację obejmującą aż 23 typy moren. Zbyttnia drobiazgowość i niekonsekwencja tej klasyfikacji spowodowała, że nie przyjęła się ona w nauce. Jeszcze obszerniejszą klasyfikację moren opracował w 1904 r. P. A. O y e n (J. K. C h a r l e s w o r t h 1957, s. 404). I ona nie przyjęła się w nauce ze względu na wprowadzenie nowej terminologii i niepotrzebne zróżnicowanie podtypów moren. Natomiast mimo krytycznej postawy Böhma wobec klasyfikacji ustalonej na konferencji w 1891 r. zdobyła sobie ona powszechne uznanie i była przytaczana w licznych podręcznikach (E. D r y g a l s k i i F. M a c h a t s c h e k 1942, J. K. C h a r l e s w o r t h 1957, S. L e n c e w i c z 1954).

W czasie obrad Kongresu Geograficznego, który odbył się w 1938 r. w Amsterdamie, K. Gripp i S. Pawłowski przedstawili ogólną klasyfikację moren czołowych. Przy tej okazji S. Pawłowski zwrócił uwagę, że klasyfikacja moren z 1899 r., nie jest klasyfikacją genetyczną, ponieważ uwzględnia jedynie położenie poszczególnych moren, nie będąc nawet w tym zakresie w pełni konsekwentną: „Skoro więc przeprowadzało się podział według położenia — to ani moreny wałowe, ani moreny podłużne, ani drumliny, tu nie należą. Moreny wałowe bowiem zostały wyróżnione według kształtu, moreny podłużne według kierunku i rozciągłości, a drumliny ani według kształtu, ani według kierunku” (S. P a w ł o w s k i 1938, s. 326).

Do tej pory jednak mimo licznych uwag krytycznych, nie stworzono klasyfikacji, która by w pełni odpowiadała współczesnemu stanowi wiedzy o morenach. Opracowanie pełnej klasyfikacji moren powinno być, podobnie jak w 1899 r., przedsięwzięciem zespołowym, w którym uczestniczyliby badacze znający z autopsji różne obszary rzeźby glacialnej. Taka uniwersalna klasyfikacja powinna obejmować zarówno formy morenowe zlodowaceń plejstoceńskich, jak i zlodowaceń współczesnych. W strefach marginalnych współczesnych zlodowaceń występuje szereg form morenowych efemerycznych, np. niektóre odcinki moren środkowych, wały lodowo-morenowe, moreny płaszczyzn ślizgowych itp. W wyniku ich przekształceń, tj. wytopienia się lodów reliktowych, powstanie morena ablacyjna, której rzeźba będzie się charakteryzowała co najwyżej



występowaniem drobnych pagórków. Dlatego ustalając kryteria klasyfikacji form morenowych na Spitsbergenie za podstawowe przyjąłem założenie, że zostaną tu poddane klasyfikacji tylko formy istniejące współcześnie w rzeźbie, a nie te formy, które powstaną w przyszłości w wyniku przeobrażeń zachodzących w strefach marginalnych lodowców. W klasyfikacji nie uwzględniono więc tzw. moreny wewnętrznej, ponieważ jest to wyłącznie materiał morenowy znajdujący się w lodowcu. Pominięte zostało tu również kryterium dynamiki, ponieważ trudno ustalić wyłącznie na podstawie obserwacji geomorfologicznych czy np. określony odcinek moreny środkowej bierze jeszcze udział w ruchu lodowca, czy też wykazuje już stagnację. Łatwiej jest ustalić klasyfikację form morenowych istniejących na obszarach dawnych zlodowaceń plejstoceńskich, gdyż są to formy utrwalone i ulegające niewielkim tylko przeobrażeniom.

Na obszarze Spitsbergenu wyróżniam następujące formy moren:

1. Moreny boczne
2. Moreny środkowe
3. Moreny denne
4. Moreny ablacyjne
5. Wały lodowo-morenowe
6. Moreny czołowe
  - a) akumulacyjne
  - b) spiętrzone.

#### MORENY BOCZNE

Moreny boczne na obszarze Spitsbergenu towarzyszą prawie wszystkim lodowcom dolinnym i występują po obu stronach języka lodowcowego. Zbudowane są z gruzu skalnego, który stacza się ze stoków górskich w obniżeniu między stokiem a skrzydłem lodowca lub bezpośrednio na lodowiec. Materiał stacza się ze stoków grawitacyjnie, znoszony jest przez lawiny śnieżne, przez wody powierzchniowe spływające po powierzchni stoku lub też spada w dół w wyniku nagłych obrywów skalnych.

Wielkość moren bocznych zależy od wielu czynników: od szybkości poruszania się lodowca, pochylenia stoków górskich oraz od struktury i budowy geologicznej masywów górskich otaczających lodowiec. Łagodne stoki górskie nie sprzyjają powstawaniu moren bocznych, gdyż tworząca się na nich zwietrzelina jest bardzo powoli odprowadzana i chroni stok przed dalszym wietrzeniem. Potężne moreny boczne powstają zwykle u podnóża stromych ścian skalnych.

W efekcie ablacji lodowca moreny boczne wznoszą się w postaci wałów ponad jego powierzchnię. Wały te, jeżeli zostały utworzone między stokiem a lodowcem, zbudowane są wyłącznie z materiału moreno-

wego. Jeżeli materiał gruzowy akumulowany jest na lodowcu, to w wyniku ablacji powstają wały lodowo-morenowe. Części brzeżne lodowca osłonięte przez gruby płaszcz gruzowy nie podlegają ablacji i w efekcie wznoszą się w postaci wałów lodowo-morenowych nad jego powierzchnię. Na powierzchni wałów lodowo-morenowych płaszcz pokrywy morenowej osiąga kilkanaście centymetrów do kilku metrów grubości. Wały lodowo-morenowe są częstsze aniżeli formy moren bocznych zbudowanych wyłącznie z materiału morenowego. Materiał spotykany w budowie moren bocznych jest różny, od bardzo drobnego do dużych bloków skalnych. Największe głązy do kilkumetrowej średnicy spotkałem w morenie bocznej małego lodowca Lestris znajdującego się na obszarze północnego Spitsbergenu. Materiał w obrębie moren bocznych nie wykazuje selekcji ani warstwowania. Gruby materiał jest ostrokrawędzisty. Wały moren bocznych na całej długości pozbawione są pokrywy roślinnej, czasem spotyka się na ich stokach kępki skalnic lub mchów.

Wysokość i rozmiary moren bocznych wzrastają w dół lodowca. Największą wysokość osiągają one tuż przy czole lodowca, co tłumaczy się tym, że proces ablacji najintensywniej przebiega na czole lodowca. Na obszarze południowego Spitsbergenu wały moren bocznych osiągają 40—50 m wysokości (J. Szupryczyński 1963a, 1965a). Po północnej stronie lodowca Dahl na obszarze środkowego Spitsbergenu został stwierdzony boczny wał lodowo-morenowy o wysokości względnej 90 m (M. Klimaszewski 1960). Wysokość wału moreny bocznej wskazuje zatem taką wielkość ablacji, jaka miała miejsce w okresie od maksymalnego zasięgu lodowca do okresu, w którym wykonano pomiar wysokości. W. Pillewizer (1939) stwierdził, że w 1938 r. wysokość wału moreny bocznej lodowca Gås tuż przy jego czole wynosiła 40 m i przyjął, że w latach od 1899 r., tj. od daty ostatniego pomiaru wykonanego przez G. de Geera, do 1938 r. ablacja postępowała z szybkością 1,1 m/rok. Od 1938 do 1959 r. wysokość wału moreny bocznej wzrosła do około 50 m (J. Szupryczyński 1963a), zatem w ciągu następujących lat szybkość ablacji zmalała i wyniosła tylko 0,48 m/rok. Wysokość wałów moreny bocznej w stosunku do powierzchni różnych lodowców jest zróżnicowana z przyczyn, o których już wspomniano.

Najdłuższe moreny boczne występują na lodowcu Nathorsta — do 20 km, zaś na lodowcach Paula, Holmstroma, Stronga i Orsa osiągają 13—15 km długości (patrz mapa, ryc. 16). Najszerszy pas wałów moreny bocznej — do 2,5 km stwierdzono przed lodowcami Paula i Nathorsta. W szerokim pasie moren bocznych wyróżnić można czasem kilka równoległe do siebie przebiegających wałów, oddzielonych dolinami wód roztopowych (M. Klimaszewski 1960, J. Szupryczyński 1963a). Stoki moreny bocznej są bardzo strome i przekraczają zwykle nachylenie 30°. Boczne wały lodowo-morenowe w strefie czołowej lodowca ulegają gwałtownym przeobrażeniom w wyniku zsuwania się materiału

morenowego i odsłaniania się lodu relikтового. Wytapiający się lód reliktowy tworzy liczne zagłębienia w obrębie wałów i powoli doprowadza do rozpadu wału lodowo-morenowego.

Wysokości względne moreny bocznej na Spitsbergenie, jak stwierdzono dotychczas, nie przekraczają 100 m. Warto tutaj dla porównania dodać, że moreny boczne z 1850 r. w Alpach osiągają 100 m wysokości, zaś moreny boczne na Grenlandii osiągają do 200 m wysokości (J. K. Charlesworth, s. 405). Nad lodowcem Inyltschek w Tianszanie wielkość bloków skalnych w morenie bocznej osiąga do 100 m średnicy i objętość wielu tysięcy m<sup>3</sup> (E. Drygalski i F. Machatschek 1942).

### MORENY ŚRODKOWE

Na powierzchni lodowców dolinnych spotyka się moreny środkowe. Najdłuższa morena środkowa, do 18 km, występuje na lodowcu Stronga. Na lodowcach Veteranen i Torella moreny środkowe osiągają długość do 15 km, zaś na lodowcu Nathorsta do 8 km (ryc. 16). Na obszarze Spitsbergenu przeważa najprostszy typ moreny środkowej, który powstaje z połączenia się dwóch moren bocznych łączących się lodowców. Ten typ moreny środkowej został już rozpoznany w 1787 r. przez B. F. Kuhna, a następnie taki sposób powstawania moreny środkowej potwierdziły obserwacje L. Agassisa i J. Charpentiera (J. K. Charlesworth 1957). Wreszcie Godefroy ustalił prostą formułę, że ilość moren środkowych odpowiada ilości łączących się lodowców. To stwierdzenie, jak wykazały późniejsze obserwacje, okazało się niesłuszne. Moreny „płyną” także od nunataków wystających ponad powierzchnię lodowca lub ostróg skalnych wystających z boków lodowca albo też pojawiają się w miejscu wyłaniania się moren wewnętrznych (J. K. Charlesworth 1957, M. Klimaszewski 1963).

Jeżeli morena środkowa powstaje z połączenia dwóch moren bocznych, wówczas petrograficzne komponenty poszczególnych moren bocznych nie ulegają wymieszaniu, ale „płyną” obok siebie. Często na podstawie różnego inwentarza skalnego i barwy skał można wyróżnić składowe poszczególnych moren bocznych aż do czoła lodowca. Przykład takiej stratyfikacji moreny środkowej opisali K. Gripp i E. M. Todtmann (1926) z lodowca Green Bay, gdzie naliczono aż 14 różnych pasów.

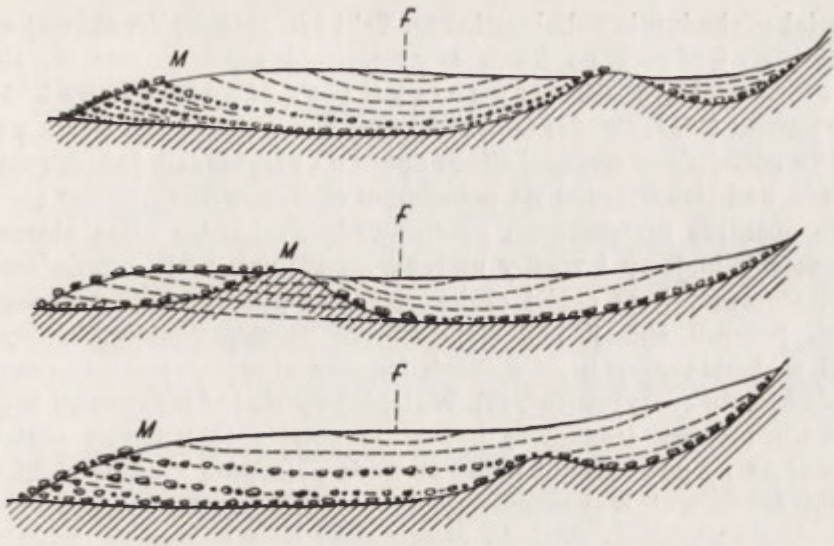
Morena środkowa w wyższych partiach lodowca zaznacza się wyłączenie w postaci wąskiego pasa moreny powierzchniowej. W dół lodowca zaczyna się pojawiać stopniowo morena środkowa wykształcona w postaci wału, osiągającego maksymalną wysokość względną na czole lodowca. Wały moreny środkowej na czole lodowca Green Bay, w środkowej części Spitsbergenu w 1925 r. osiągały wysokość do 25 m

(K. Gripp i E. M. Todtmann 1926). Wysokość wału moreny środkowej na czole lodowca Werenskiolda według pomiarów C. Liperta, przeprowadzonych w 1959 r., wynosiła około 30 m (Lodowiec Werenskioldbreen 1:5000, 1961). Pokrywa morenowa na wale posiada miąższość zaledwie 0,5—2,0 m (J. Szupryczyński 1963a). W dół lodowca wzrasta również szerokość pasa moreny środkowej, na przykład na lodowcu Werenskiolda w górnej części języka lodowcowego pas moreny środkowej ma zaledwie 1 m szerokości, zaś na czole lodowca szerokość jej wzrasta do 200 m (J. Szupryczyński 1963a, s. 68).

Jeżeli morena środkowa powstała z połączenia się moren bocznych, wówczas w lodowcu pod pasem moreny powierzchniowej występuje wyraźny szew moreny wewnętrznej, sięgający niejednokrotnie aż do podłoża lodowca. E. Drygalski w 1910 r. obserwował liczne przykłady tego typu moreny na lodowcach kończących się klifem w morzu, na przykład na lodowcu 14 Juli (14 Lipca) nad Krossfjorden oraz na lodowcach kończących się w Raudfjorden. W wypadku, gdy pas moreny środkowej bierze swój początek od wystającego nunataka lub ostrogi skalnej, wówczas materiał morenowy występuje tylko na powierzchni i nie przechodzi w morenę wewnętrzną (E. Drygalski i F. Machatschek 1942). Przykładem tego typu moreny jest jedna z moren środkowych lodowca Green Bay (K. Gripp i E. M. Todtmann 1926).

Na lodowcach spitsbergeńskich spotyka się również moreny środkowe, które częściowo lub w całości zbudowane są z materiału subglacjalnego. Morena środkowa zbudowana wyłącznie z materiału subglacjalnego ukazuje się zwykle na powierzchni lodowca dopiero na jego czole. Przykład takiej moreny środkowej występuje na powierzchni lodowca Gås na Sörkapplandzie (J. Szupryczyński 1963a, s. 68). Morena ta zbudowana jest z drobnego materiału — błota morenowego, wydobywającego się na powierzchnię lodowca z płaszczyzn ślizgowych. Jej długość osiąga kilkaset metrów, a szerokość tylko kilkanaście metrów. Materiał błota morenowego spływającego po powierzchni lodowca zamienia się na jego przedpolu w morenę ablacyjną.

W jednej z moren środkowych na lodowcu Green Bay K. Gripp i E. M. Todtmann (1926) spotkali obok ostrokrawędzistych bloków permokarbońskich kwarcytów i wapieni silnie obtoczone gązdy piaskowców dolno-karbońskich. Piaskowiec ten był bez wątpienia pochodzenia subglacjalnego i pochodził z podłoża lodowca, gdyż w otoczeniu lodowca nigdzie nie stwierdzono jego występowania (ryc. 10). Zatem ta morena środkowa w swej masie obok materiału supraglacjalnego zawierała również materiał subglacjalny. Występowanie takiego materiału pośród materiału supraglacjalnego w obrębie moren środkowych zostało po raz pierwszy stwierdzone przez C. de Seue w 1870 r. na lodowcu Jostedal w Nor-

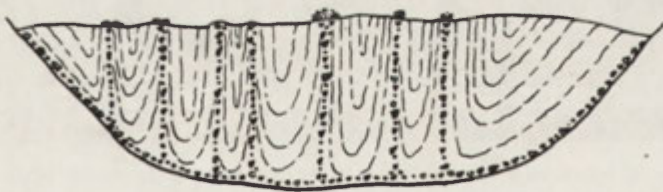


Ryc. 10. Schemat obrazujący powstawanie moren środkowych wg S. Finsterwaldera  
 F — linia zasięgu pola firnowego, M — początek moreny środkowej

Fig. 10. Diagram illustrating formation of medial moraines, after S. Finsterwalder  
 F — line of range of firn field, M — start of medial moraine

wegii. Później podobne obserwacje na lodowcach alpejskich poczynili F. Simony (1871), S. Finsterwalder (1897) i A. Penck (1882) oraz R. Finsterwalder (1937) na lodowcach wokół Nanga Parbat w Himalajach (K. Charlesworth 1951).

Już w 1870 r. C. de Seue, na podstawie obserwacji przeprowadzonych w Norwegii na lodowcu Jostedal doszedł do wniosku, że w wypadku połączenia się lodowców bocznych, ich układ warstw zostaje wygięty ku górze, a w wyniku ablacji ukazuje się morena środkowa. Taka morena powstaje z przekształcenia moreny dennej w morenę inglacjalną, a ta wydobywa się następnie na powierzchnię w postaci moreny środkowej (ryc. 11). Ten typ moreny środkowej zawiera w swej masie wyłącznie



Ryc. 11. Profil poprzeczny lodowca, który powstał w wyniku połączenia się kilku małych lodowców wg J. L. Agassiza

Fig. 11. Transversal profile of glacier formed by junction of several minor glaciers, after J. L. Agassiz

materiał pochodzenia subglacialnego. Taki typ moreny środkowej został również stwierdzony na kilku lodowcach alpejskich przez A. Heima i S. Finsterwaldera (E. Drygalski i F. Machatschek 1942). E. Drygalski (1911, fig. 22) taką strukturę wewnętrzną lodowca z wygiętymi ku górze płaszczyznami ślizgu opisał na przykładzie jednego małego lodowca nad Raudfjorden na północnym Spitsbergenie.

Na obszarze Spitsbergenu przeprowadzono bardzo mało obserwacji dotyczących budowy i rzeźby moreny środkowej. Wały moren środkowych, sterczących w części czołowej ponad powierzchnię lodowca, na skutek procesu ablacji podlegają silnym przeobrażeniom. W wyniku erozji wód ablacyjnych na stokach moreny środkowej często powstają drobne bruzdy erozyjne (fot. 17). Wytapiający się lód lodowcowy w obrębie wału moreny środkowej powoduje powstanie licznych zagłębień. Spływająca po powierzchni lodowca woda ablacyjna eroduje stoki wału moreny środkowej. Wał moreny środkowej leżący na przedpolu lodowca w wyniku wytapiania się lodu reliktoowego oraz niszczącej działalności wód roztopowych stopniowo się rozpada i przekształca w pokrywę moreny ablacyjnej.



Fot. 17. Morena środkowa na lodowcu Werenskiolda z licznymi bruzdami erozyjnymi na tle stoków górskich Jens Erikfjellet. W głębi z prawej strony Tonefjellet (933 m n.p.m.). Sierpień 1959. Fot. G. Wójcik

Photo 17. Medial moraine on Werenskiold glacier with numerous erosive fissures on background of Jens Erikfjellet mountain slopes. In background, on the right, Tonefjellet (933 m a.s.l.). August 1959

Na obszarze Spitsbergenu morenę denną spotyka się bardzo rzadko i zajmuje ona niewielkie obszary. Stąd też na załączonej mapie form akumulacji glacialnej i glacialfluwialnej, z uwagi na jej skalę 1 : 500 000, niemożliwe było zaznaczenie obszarów moreny dennej przy pomocy sygnatury równopowierzchniowej. Oznaczono natomiast wszystkie miejsca, w których stwierdzono występowanie form tzw. murów gliniastych jako jednego z typów moreny dennej.

E. J. Garwood i J. W. Gregory (1898) podają, że w wielu wypadkach pod lodowcami na Spitsbergenie stwierdzili w ich części czołowej występowanie materiału moreny dennej. Granica między lodem lodowcowym a moreną denną nigdy nie zaznaczała się wyraźnie, a materiał moreny dennej był silnie przemarznięty. Pod klifem lodowca Mayera (Mayerbreen) nad Krossfjorden E. Drygalski (1911, s. 34) stwierdził materiał moreny dennej o niedużej miąższości. Niestety Drygalski nic nie wspomina o konsystencji tego materiału. Obserwacje K. Grippa (1929) z obszaru Spitsbergenu potwierdziły wcześniejsze spostrzeżenia Garwooda i Gregorego dotyczące konsystencji materiału moreny dennej. W dostępnych miejscach Gripp stwierdził, że pod lodowcami materiał moreny dennej jest przemarznięty. Fakt ten godny jest podkreślenia, ponieważ obserwacje E. Drygalskiego z obszaru Grenlandii oraz szereg obserwacji innych badaczy, przeprowadzonych na lodowcach alpejskich, wykazały, że pod lodem morena denna występuje w postaci plastycznej gliny morenowej — błota morenowego (E. Drygalski i F. Machatschek 1942, s. 132). W większości wypadków spągowe części lodowca są przesycone materiałem morenowym, który tworzy wyraźne warstwy wewnątrz lodu przebiegające równolegle do jego podłoża (P. Woldstedt 1954, s. 29, rys. 9, M. Klimaszewski 1963, s. 379, fot. 58). Pod lodem zalega zatem pokład moreny dennej w stanie plastycznym lub przemarzniętym. Miąższość tej warstwy nie przekracza na ogół 2 m. Granica między materiałem morenowym zawartym w lodzie a materiałem zalegającym pod lodem jest trudna do uchwycenia. Na Spitsbergenie bardzo często obserwowałem silnie wzbogacone w materiał morenowy części spągowe lodowca zalegające bezpośrednio na skałach podłoża, nie stwierdziłem natomiast nigdzie występowania oddzielnej serii materiału morenowego pod lodowcem. A zatem podobnie jak K. Gripp nie zaobserwowałem obecności pod lodowcem plastycznej moreny dennej. Pewne pośrednie obserwacje dowodzą jednak, że na Spitsbergenie także w niektórych wypadkach spotyka się pod lodowcami plastyczną masę omawianej moreny. Autorzy podręczników geomorfologii, geologii czy glaciologii (E. Drygalski i F. Machatschek 1942, R. Klebelsberg 1948, W. E. Bondarczuk 1949, M. Książkiewicz 1951, S. Lencewicz 1954,

P. Woldstedt 1954, R. Flint 1957, J. K. Charlesworth 1957, H. Louis 1960, M. Klimaszewski 1963) ograniczają się zwykle do obszernego opisu utworu gliny morenowej, krajobrazów moreny dennej płaskiej, falistej czy też pagórkowatej oraz do stwierdzenia, że osad moreny dennej jest utworem subglacjalnym. W żadnym z dostępnych mi podręczników nie znalazłem szerszego opisu procesu powstawania moreny dennej i jej typów. Jest to zresztą zrozumiałe, gdyż obserwacje procesu przemieszczania materiału moreny dennej są niezwykle utrudnione z uwagi na fakt, że zalega on pod pokrywą lodu lodowcowego niejednokrotnie znacznej miąższości. Jeżeli jednak istnieje zróżnicowanie konsystencji materiału moreny dennej, to zapewne zachodzą również różnice w procesie jej przemieszczania.

Na lodowcu Isfells w Kebnekajse w północnej Szwecji w tunelu wykonanym w głąb czoła lodowca V. Schytt (1959) zbadał morenę denną typu tzw. „fluted moraine”. Ten rodzaj moreny powstaje w wyniku płynięcia plastycznej masy morenowej pod lodowcem. Morena denna ukazująca się w wyniku recesji lodowca charakteryzuje się specyficznym wyglądem morfologicznym, a mianowicie przypomina pole po głębokiej orce z wyraźnymi grzbiecikami i bruzdami. Grzbieciki te przebiegają równolegle do siebie i prostopadle do czoła lodowca. Wchodzą one pod lodowiec, o czym przekonano się w wykonanym tunelu. Ten typ moreny dennej został również stwierdzony przez E. M. Todtmana (1957, 1960) na przedpolu lodowca Brúar (północno-wschodnia część Vatnajökull) na obszarze Islandii.

Analogiczny typ moreny dennej znalazłem na Spitsbergenie (J. Szupryczyński 1963a, 1965 c) tuż przy krawędzi cofającego się lodowca Werenskiolda (ryc. 12a). Stwierdziłem tam w 1960 r. grzbieciki przebiegające równolegle do siebie o wysokości do 0,30 m i szerokości 1—1,5 m, przedzielone bruzdami o szerokości do 1 m. Grzbieciki były zbudowane z gliny morenowej z bardzo licznymi gładzikami o układzie równoległym do osi morfologicznej grzbieciku. Podobną orientację wykazywały nawet duże głązy leżące w osi grzbiecików. Grubość pokładu moreny dennej nie przekraczała 0,50 m. Tuż przy czole lodowca morena była silnie przesycona wodą roztopową i tworzyła plastyczną konsystencję błota morenowego, z wyraźnie zaznaczającymi się jednak grzbiecikami i bruzdami. Niestety nie miałem możliwości wykonania wkopu w głąb czoła lodowca. Na czole lodowca nie było w tym czasie żadnych subglacjalnych tuneli umożliwiających obserwacje jego części spagowych. Charakterystyczna rzeźba moreny dennej oraz segregacja gładzików wykazuje, że materiał morenowy musiał w postaci masy plastycznej płynąć pod lodowcem. Należy jednak podkreślić, że tego typu morena denna występuje tylko na wąskim odcinku przed czołem lodowca w jego skrajnie południowej części (ryc. 12a). W północnej części czoła spod lodowca ukazywały się lite skały ekshumowanych morskich poziomów terasowych lub





Ryc. 12. Mapa strefy marginalnej Fridrichbreen i Adolfbreen

1 — moreny czołowe i boczne, 2 — grzbiety wałów morenowych, 3 — obszary moreny ablacyjnej, 4 — sandry, 5 — stożek wulkaniczny, 6 — oz, 7 — poziomice, 8 — jeziora, 9 — rzeki, 10 — punkty wysokościowe

Fig. 12. Map of marginal zone of Fridrichbreen and Adolfbreen

1 — terminal and lateral moraines, 2 — crests of morainic ridges, 3 — areas of ablation moraine, 4 — outwashes, 5 — volcanic cone, 6 — esker, 7 — contour lines, 8 — lakes, 9 — rivers, 10 — altitude points

też odkładany był drobny materiał fluwioglacjalny budujący sandrowe stożki marginalne.

Obserwacje dotyczące moreny dennej prowadzono również na lodowcach w okolicach Ny Ålesundu na południowych wybrzeżach Kongsfjorden w czasie prac niemieckiej wyprawy w sezonach 1964/1965 (U. Voigt 1966). Dotychczas jednak nie ogłoszono wyników tych obserwacji.

Według K. Grippa (1929, s. 222) morena denna na Spitsbergenie powstaje w dwojaki sposób:

1. na skutek wytapiania się materiału morenowego zawartego w lodzie,



Ryc. 12a. Rzeźba strefy marginalnej lodowca Werenskiolda

1 — obszar wałów lodowo-morenowych czołowych, bocznych i moreny środkowej, 2 — obszar moreny ablacyjnej i dennej, 3 — sandry, 4 — ozy, 5 — wały pseudomoreny, 6 — krawędzie poziomów terasowych, 7 — terasy morskie, 8 — ostańce terasowe, 9 — masywy górskie, 10 — jeziora

Fig. 12a. Relief of marginal zone of Werenskiöld glacier

1 — area of terminal and lateral ice-morainic ridges and of medial moraine, 2 — area of ablation and ground moraine, 3 — outwashes, 4 — eskers, 5 — pseudo-morainic ridges, 6 — escarpments of terrace levels, 7 — marine terraces, 8 — terrace monadnocks, 9 — mountain massifs, 10 — lakes

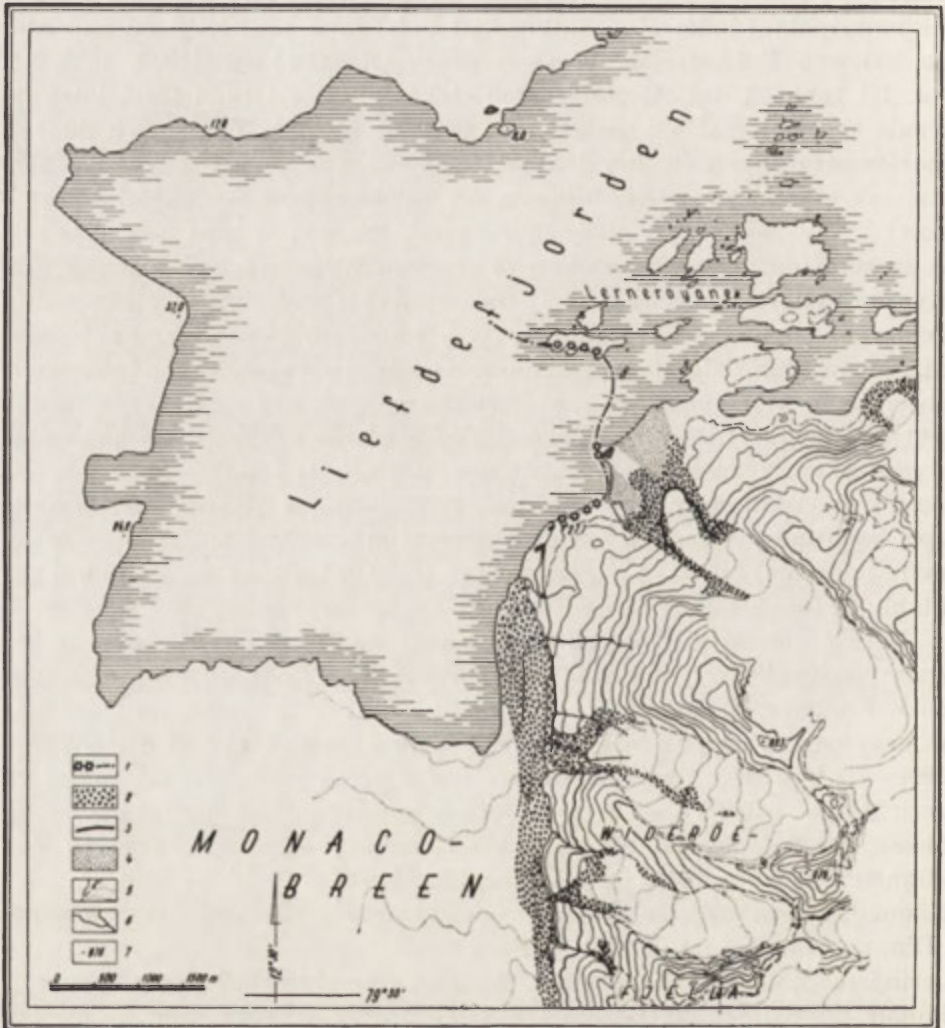
2. w efekcie wciskania materiału morenowego w szczeliny denne lodowca.

W swych pracach nie rozróżniał on moreny ablacyjnej. W wyniku pierwszego z wymienionych procesów powstaje właśnie morena ablacyjna. Natomiast drugi z wymienionych procesów niewątpliwie doprowadza do powstania jednego z typów moreny dennej. W wyniku procesu ablacji na przedpolu niektórych lodowców spitsbergeńskich wytapia się oryginalny zespół form turni i murów gliniastych (Lehmmauern, Türme). Tego typu formy zostały stwierdzone przez K. Grippa (1929) w strefie marginalnej lodowców Nathorsta i Sefströma oraz in statu nascendi na lodowcu Hölmstroma. W swej pracy K. Gripp (1929, tabl. 22, fot. 1 i tabl. 33, fot. 1) zamieszcza ciekawe zdjęcia tych form i wypowiada się na temat ich genezy, nie podając niestety odnośnych danych morfometrycznych. Te oryginalne formy na przedpolu lodowca Nathorsta, jak wynika ze zdjęć, osiągają do kilku metrów wysokości i szerokości i zbudowane są z gliny morenowej. Według Grippa powstają one w szczelinach dennych lodowca w wyniku wypełniania ich przez plastyczny materiał moreny dennej. Jak wynika z jego obserwacji szczeliny denne nie odpowiadają szczelinom, występującym na powierzchni lodowca. Omawiając dalej to zagadnienie Gripp stwierdza, że na podstawie obserwacji, które poczynił nie może definiować, czy materiał wciskany jest w szczeliny denne w czasie ruchu lodowca czy też wciskanie plastycznej masy morenowej następuje dopiero w martwym lodzie na skutek nacisku masy lodu. Rozpad tych form, w wyniku działalności opadów atmosferycznych i wiatru doprowadza do powstania krajobrazu moreny dennej falistej i pagórkowatej (K. Gripp 1929, tabl. 25, fot. 1 i tabl. 27, fot. 2—4).

Formy murów gliniastych występujące na obszarze Spitsbergenu zostały po raz pierwszy opisane już w 1837 r. przez S. Lovéna z przedpola Kongsvegen. Obszerny fragment opisu tych form zamieszczają w swej książce O. Torell i A. E. Nordenskiöld (1869, s. 289—290) — „Von dem nach dem Ende des Fjordes und dem Gletscher zu gerichteten eisbedeckten Strande erhob sich der rothbraune, vollkommen blosse Sandsteinboden bis zu einer Gruppe kleiner Felsberge in den kühnsten Formen, bald in senkrechten Wänden, bald in Spitzen oder Kämmern von den feltsamsten Gestaltungen. Überall schlossen die „Diminutivalpen“ von 30 bis 40 Fuss Höhe... aber nirgends fand man die geringste Spur eine Vegetation. Es war eine durchaus neue Bildung”. Ponad trzydzieści lat później te same formy w tym samym miejscu obserwowali O. Torell i A. F. Nordenskiöld (1869, s. 289) i zamieścili w swej książce ich rysunek. Przedstawia on wąskie formy murów gliniastych z ostrymi grzbietami. Tego typu formy opisał również z północnego skrzydła lodowca Negri H. Backlund (K. Gripp 1929). Zdjęcia form murów gliniastych występujących na przedpolu

lodowca Nathorsta wykonali w czasie pierwszej polskiej wyprawy na Spitsbergen w 1934 r. A. Zawadzki (S. Zagrajski i A. Zawadzki 1935, s. 95, S. Z. Różycki 1936, s. 80) oraz W. Biernowski (M. Klimaszewski 1963, s. 292). S. Z. Różycki (1936, s. 80) formy te nazywa „głowami mułowymi” oraz przytacza ich norweską nazwę „Leirhauwa”.

W 1963 r. na przedpolu lodowca Monaco na obszarze północnego Spitsbergenu stwierdziłem duże nagromadzenie form murów gliniastych.



Ryc. 13. Mapka przedpola lodowca Monaco

- 1 — mury gliniaste, 2 — moreny boczne i czołowe, 3 — główny grzbiet moreny czołowej, 4 — sandr, 5 — poziomice, 6 — rzeki, 7 — punkty wysokościowe

Fig. 13. Map of forefield of Monaco glacier

- 1 — clay walls, 2 — lateral and terminal moraines, 3 — main crest of terminal moraine, 4 — outwash, 5 — contour lines, 6 — rivers, 7 — altitude points



Fot. 18. Mury gliniaste na przedpolu lodowca Monaco nad Liefdefjorden — Północny Spitsbergen. Lipiec 1963

Photo 18. Clay walls in forefield of Monaco glacier on Liefdefjorden, North Spitsbergen. July 1963



Fot. 19. Charakterystyczne małe baszty i turnie w linii grzbietowej muru gliniastego na przedpolu lodowca Monaco. Lipiec 1963

Photo 19. Characteristic minor depressions and peaks in crest line of clay wall, in forefield of Monaco glacier. July 1963

Formy te wyznaczają zasięg maksymalnej transgresji współczesnego zlodowacenia bądź tylko jedną z faz recesyjnych. Miałem możliwość przeprowadzenia obserwacji tylko po wschodniej stronie fiordu. Mury gliniaste występują tam w przedłużeniu moreny bocznej, a poza tym na wyspach Lerner (ryc. 13). Zbudowane są one z bardzo tłustej gliny morenowej, w obrębie której występuje stosunkowo dużo gładzików, a nawet dużych gładzów. Mury gliniaste osiągnęły maksymalną wysokość względną do 10 m, a ich szerokość miejscami nie przekracza 3 m. Grzbie-ty tych form niejednokrotnie osiągnęły szerokość tylko kilkudziesięciu centymetrów a ich grzbiet jest prostoliniowy (fot. 18) lub poszarpany



Fot. 20. Fragment budowy wewnętrznej muru gliniastego na wyspie Lerner.  
Lipiec 1963

Photo 20. Fragment of interior structure of clay wall on Lerner Island, July 1963

w liczne baszty i turnie (fot. 19). Nachylenie stoków na ogół przekracza  $45^\circ$ , a bardzo często dochodzi do  $90^\circ$  (fot. 18 i 19), co jest uwarunkowane charakterem petrograficznym tłustej gliny. W obrębie gliny zaznaczają się wyraźnie łuski, w wielu wypadkach postawione prawie pionowo (fot. 18 i 20). Małe gładziki w większości wypadków osiami dłuższymi są skierowane ku górze, natomiast duże gładziki wykazują różną orientację (fot. 20). Wydaje się, że struktura wewnętrzna tych form potwierdza przypuszczenie K. Grippa odnośnie ich genezy. Formy te zapewne powstały w wyniku wyciskania materiału moreny dennej w szczeliny denne lodowca. Aby powstały tego typu formy, miąższość moreny dennej musiała być dość znaczna. W niektórych szerszych murach gliniastych występuje lód reliktowy. Należy przypuszczać, że niektóre szczeliny znajdowały się tak blisko siebie, że w wyniku ablacji materiał morenowy pokrył lód lodowcowy istniejący między nimi. Na przedpolu lodowca Monaco wyraźnie zaznacza się fakt, że formy znajdujące się bliżej lodowca są świeższe i mają ostro zarysowane kształty. Natomiast na wyspach Lerner zauważa się w niektórych wypadkach daleko posunięty ich rozpad (fot. 21). W wyniku rozpadu murów gliniastych powstaje typowy krajobraz moreny pagórkowatej, jaki często obserwuje się na obszarach zlodowaceń plejstoceńskich. Nie wykluczone, że niektóre z krajobrazów pagórkowatej moreny na obszarach zlodowaceń plejsto-



Fot. 21. Rozpadające się mury gliniaste na wyspie Lerner. Lipiec 1963

Photo 21. Dilapidated clay wall on Lerner Island. July 1963

ceńskich powstały właśnie w wyniku przekształceń form murów gliniastych. G. Hoppe (1952) na obszarze Szwecji (obszar Norbotten) w oparciu o szczegółową analizę tekstury i struktury gliny morenowej oraz pomiary ułożenia głazików w glinie doszedł do wniosku, że tamtejszy krajobraz powstał w wyniku wyciskania materiału morenowego w szczeliny denne lodowca.

#### MORENY ABLACYJNE

Na rolę moren ablacyjnych w rzeźbie strefy marginalnej lodowców spitsbergeńskich po raz pierwszy zwrócił uwagę M. Klimaszewski (1960, s. 65 i s. 69). Czoła lodowców zwykle pokrywa płaszcz moreny powierzchniowej. Materiał morenowy zawarty w lodzie przekształca się w morenę powierzchniową dzięki dwójakiego rodzaju procesom (A. Jahn 1954):

1. przez proces ablacji, który doprowadza do wytapiania się materiału z lodu,
2. przez nasuwanie się lodu aktywnego na lód mało aktywny lub martwy, w wyniku czego wzdłuż płaszczyzn ślizgowych następuje wydobywanie się materiału morenowego na powierzchnię lodowca w postaci błota morenowego.

Drugi typ procesu został rozpoznany w 1950 r. przez W. H. Warda w czasie prac ekspedycji amerykańskiej pracującej na Wyspie Baffina (A. Jahn 1954). Liczne przykłady wydobywania się materiału morenowego na powierzchnię lodowca wzdłuż płaszczyzn ślizgu obserwowałem na lodowcach spitsbergeńskich (J. Szupryczyński 1966, fot. 1).

W ciągu lata polarnego, w okresach silnej ablacji morena powierzchniowa pokrywająca czoło lodowca jest silnie przemywana i silnie przesycona przez wody ablacyjne. Skutkiem tego przyjmuje ona konsystencję błota morenowego, które ścieka i spływa w dół po powierzchni czoła lodowca na jego przedpole (M. Klimaszewski 1963, fot. 64). Przed czołem lodowca tworzy się zazwyczaj kilkumetrowej szerokości pas błota morenowego o miąższości do 2,0 m. Błoto to ulega niejednokrotnie wielokrotnemu przemieszczaniu zależnie od nachylenia powierzchni, na której jest odkładane, oraz przemieszczeniom spowodowanym impulsem nowego strumienia błota ściekającego z powierzchni lodowca. Wielokrotne przemieszczenie materiału morenowego doprowadza do silnego przeobrażenia — diagenety, dotyczy to głównie przeobrażeń struktury i tekstury. M. Klimaszewski (1960, 1963) nazywa ten typ moreny zdiagenezowaną moreną ablacyjną. Budowa wewnętrzna zastalonej moreny ablacyjnej tego typu często wykazuje strukturę fluidalną. Jeżeli jednak błoto morenowe ulega przemieszczaniu na stosunkowo krótkiej odległości, wówczas morena ablacyjna nie wykazuje żadnego smugowania, a tylko chaotyczną strukturę wewnętrzną. Często obser-



wuje się w takim wypadku pewną dwudzielność, a mianowicie w spągu moreny ablacyjnej zalegają większe głazy zapewne w wyniku ich zatopienia w błocie morenowym. Natomiast w części stropowej moreny ablacyjnej występuje materiał morenowy o frakcji drobniejszej. Liczne profile tego typu moreny ablacyjnej przestudiowałem na przedpolach lodowców na obszarze południowego Spitsbergenu.

Często w wyniku przykrycia czoła lodowca przez gruby płaszcz moreny powierzchniowej zamienia się ono w duży płat martwego lodu. Liczne płyty martwego lodu obserwowano na obszarze całego Spitsbergenu (M. Klimaszewski 1960, J. Szupryczyński 1963a, S. Jewtuchowicz 1966). W wyniku stopniowego wytapiania się tych martwych lodów powstaje również morena ablacyjna, ale o strukturze chaotycznej. Płyty martwego lodu topią się zazwyczaj na swych krawędziach zewnętrznych, co powoduje grawitacyjne opadanie gruzu moreny powierzchniowej i materiału inglacjalnego. Powstająca w ten sposób morena ablacyjna przykrywa zwykle morenę denną istniejącą pod płatem martwego lodu. Ten typ moreny ablacyjnej został już wcześniej rozpoznany, a klasyczne schematy obrazujące jego powstanie zamieszcza w swym podręczniku R. F. Flint (1957).

W wyniku wytapiania się martwego lodu, wody ablacyjne nasycają materiał moreny powierzchniowej, który spływa w postaci błota po stokach martwego lodu. Tak więc często te dwa typy moren ablacyjnych powstają obok siebie. Bardzo często na płatach martwego lodu obserwuje się gwałtowne odkłucia pokryw moreny powierzchniowej i jej przemieszczenie po stokach lodowych do ich podnóży, w wyniku czego u podnóża stoków powstają wały zbudowane z materiału morenowego osiągające do 3 m wysokości względnej. U podnóża stromych stoków płatów martwego lodu oraz u podnóża wypukłych części czoła lodowców w wyniku grawitacyjnego opadania gruzu morenowego powstają morenowe stożki usypiskowe (S. Jewtuchowicz 1966).

Niejednokrotnie morena ablacyjna zaznacza się tylko w postaci głazów rozrzuconych na litej skale podłoża. Taką morenę ablacyjną bardzo często obserwowałem na obszarze północnego Spitsbergenu (J. Szupryczyński 1966).

Deglacjacja arealna, jaka obecnie przeważa na obszarze Spitsbergenu, sprzyja powstawaniu moren ablacyjnych. W rzeźbie strefy marginalnej odgrywają one większą rolę aniżeli moreny denne, co tłumaczy się tym, że w obszarach górskich z typem zlodowacenia alpejskiego istnieje możliwość dużej dostawy zwietrzliny ze stoków górskich. W Europie na obszarach dawnych zlodowaceń plejstocenijskich na pewno również występuje morena ablacyjna, ale zlodowacenia kontynentalne — lądolody — sprzyjają raczej powstawaniu moren dennych aniżeli ablacyjnych, gdyż brak jest zwietrzliny dla rozwoju pokryw moreny powierzchniowej.

## WAŁY LODOWO-MORENOWE

Bardzo szczegółową charakterystykę rzeźby i budowy geologicznej wałów lodowo-morenowych występujących na obszarze południowego Spitsbergenu starałem się przedstawić już we wcześniejszych swych cpracowaniach (J. Szupryczyński 1960, 1963a, 1963b, 1965a), stąd też ograniczę się tylko do krótkiej ich charakterystyki. Na mapie form akumulacji glacialfluwialnej i glacialnej Spitsbergenu (ryc. 16) for-



Fot. 22. Lód lodowcowy we wnętrzu wałów lodowo-morenowych lodowca Gås.  
Sörkappland — Południowy Spitsbergen. Lipiec 1959

Photo 22. Glacier ice in interior of ice-morainic ridges of Gås glacier. Sörkappland,  
South Spitsbergen. July 1963

my wałów lodowo-morenowych połączyłem w jedną grupę z morenami akumulacyjnymi. Bardzo często w strefie marginalnej lodowców występują potężne wały, ale brak większych naturalnych odsłoneń geologicznych nie pozwala na ściśle zdefiniowanie ich genezy. W takich wypadkach można by łatwo przy pomocy metod sejsmicznych ustalić, czy wały te kryją wewnątrz lód reliktowy czy też zawierają inny materiał (G. Hoppe 1963). Niestety jak dotąd w tym celu nie stosowano takich metod na obszarze Spitsbergenu. Na marginesie można wspomnieć, że wymienione metody sejsmiczne mogłyby również oddać cenne usługi w badaniach geomorfologicznych i geologicznych na obszarach dawnych zlodowaceń plejstoceńskich. Przy ich pomocy można bowiem ustalać typ utworów geologicznych budujących różne formy rzeźby — glacialne czy glacialfluwialne — w wypadku, gdy brak większych naturalnych odsłoneń geologicznych.

Rzeźba wałów lodowo-morenowych jest analogiczna do klasycznych wałów akumulacyjnych moren czołowych. A zatem dopiero poznanie budowy geologicznej pozwala na ściśle, genetyczne odróżnienie tych form. Wały lodowo-morenowe tworzą potężne kompleksy o szerokości



Fot. 23. Budowa wewnętrzna wałów przed lodowcem Borre nad Bockfjorden — Północny Spitsbergen. Pod cienką pokrywą morenową zalega lód lodowcowy.  
Lipiec 1963

Photo 23. Interior structure of ridges in front of Børre glacier on Bockfjorden, North Spitsbergen. Glacier ice underlying thin morainic cover. July 1963

do 650 m i wysokości względnej do 100 m (Werenskioldbreen 98,6 m, Nannbreen około 100 m). Natomiast wysokość typowych moren akumulacyjnych na obszarze Spitsbergenu nie przekracza 50 m. Wnętrze form będących wałami lodowo-morenowymi buduje reliktowy lód lodowcowy osiągający potężną miąższość do 95 m. Na lodzie tym spoczywa pokrywa materiału morenowego, której grubość waha się od kilkudziesięciu centymetrów do kilku metrów. Najczęściej grubość pokrywy morenowej wynosi 1—2 m (fot. 22 i 23). Materiał morenowy jest różnorodny. Obok gliny morenowej występuje gruz morenowy, nawet głazy o średnicy sięgającej kilku metrów (fot. 24). Czasem spotyka się wkładki warstwo-



Fot. 24. Pokrywa morenowa na wałach lodowo-morenowych lodowca Werenskiolda. Sierpień 1960

Photo 24. Morainic cover on ice-morainic ridges of Werenskiold glacier. August 1960

wanego materiału glacyfluwialnego (Gásbreen). Stoki i wierzchołki form przykrywa na ogół szczelnie płaszcz moreny powierzchniowej. Na wałach lodowo-morenowych występują liczne dolinki odprowadzające wody roztopowe z lodowca. Szerokość największych z nich dochodzi do kilkudziesięciu metrów (fot. 25 i 26). Niektóre dolinki są już nieczynne, ponieważ odprowadzały wodę roztopową w czasie wcześniejszych faz recesyjnych lodowca. W obrębie szerokiego kompleksu tych form wyróżnić można 2—5 ciągów wałów lodowo-morenowych. Poszczególne ciągi są wyznaczone przez okresy dłuższej stagnacji lodowca. W okresie sta-



Fot. 25. Dolina przełomowa wód roztopowych przez wały lodowo-morenowe lodowca Gas. Lipiec 1959

Photo 25. Gap valley of meltwater stream across ice-morainic ridges of Gas glacier. July 1959



Fot. 26. Dolina przełomowa wód roztopowych przez wały lodowo-morenowe lodowca Nanna — Południowy Spitsbergen. Sierpień 1960

Photo 26. Gap valley of meltwater stream across ice-morainic ridges of Nann glacier, South Spitsbergen. August 1960

gnacji na czole niektórych lodowców odkłada się gruby płaszcz moreny powierzchniowej, który chroni tę część lodowca przed procesem ablacji. Proces ten przesuwa się w górę lodowca poza strefę pokrytą przez morenę powierzchniową i powoduje znaczne obniżenie się tej części lodowca. To z kolei doprowadza do odizolowania się skrajnej, martwej już części czoła lodowca i ustalenia się jej w postaci wału lodowo-morenowego. Te formy oraz wały moren akumulacyjnych są na obszarze Spitsbergenu równie powszechne jak wały moren czołowych spiętrzonych. K. Gripp (1929) głosił pogląd o ogromnej przewadze moren czołowych spiętrzonych na przedpolu lodowców spitsbergeńskich, uważając ponadto, że moreny tego rodzaju są dominującym typem form marginalnych zarówno w strefie polarnej, jak i na obszarach zlodowaceń plejstocenijskich. Ten pogląd Gripa jest cytowany w wielu podręcznikach geomorfologicznych i geologicznych, jednakże przeprowadzone ostatnio badania wykazały, że na obszarze Spitsbergenu równie często występują moreny akumulacyjne i wały lodowo-morenowe, jak i klasyczne moreny spiętrzone (M. Klimaszewski 1960, J. Szupryczyński 1963a). Na obszarze południowego Spitsbergenu moreny spiętrzone występują bardzo rzadko, a zdecydowanie przeważają wały lodowo-morenowe. G. S. Boulton (uprzejma informacja listowna z dnia 13 I 1967 r.), który prowadzi badania na obszarze północnego Spitsbergenu w rejonie Ny Friesland, stwierdza tam również powszechność występowania wałów lodowo-morenowych, natomiast bardzo rzadko pojawiają się tam moreny spiętrzone.

Formy wałów lodowo-morenowych są bardzo często formami największego zasięgu lodowców współczesnej fazy zlodowacenia. Stwierdzono jednak takie przypadki, kiedy powstały one dopiero w fazie regresji lodowca. Lodowiec Gås leżący na obszarze południowego Spitsbergenu w 1872 r. wykazywał znacznie większy zasięg aniżeli to zaznaczają najbardziej zewnętrzne wały lodowo-morenowe, a mianowicie kończył się on około 1 km na północ od linii położenia wałów (Sternec v. Ehrenstein 1874). Na przedpolu wałów lodowo-morenowych lodowca Gås S. Jewtuchowicz (1962) znalazł ozy i kemy oraz płyty moreny dennej i ablacyjnej. Właśnie te formy wyznaczają maksymalny zasięg lodowca w fazie współczesnego zlodowacenia. A zatem nie sprawdza się twierdzenie K. Gripa (1929, 1938), że każdej transgresji lodowca muszą odpowiadać moreny spiętrzone. Niejednokrotnie maksymalny zasięg poszczególnych faz zlodowacenia mogą wyznaczać inne formy glacialne i glacialfluwialne.

Wały lodowo-morenowe są formami efemerycznymi, w wyniku wytopienia się lodu reliktoowego ulegną one rozpadowi i nastąpi zapewne inwersja rzeźby. W ich miejscu powstaną zagłębienia, a materiał morenowy opadający na boki przypuszczalnie utworzy krajobraz moreny pagórkowatej. Mielibyśmy tu więc do czynienia już z drugim typem

moreny pagórkowatej powstającym w wyniku pośredniego procesu (wytapianie się lodu relikowego). Genezę pierwszego typu moreny pagórkowatej opisałem już wcześniej, powstaje on w wyniku rozpadu form murów gliniastych. Natomiast jeszcze inny — trzeci typ krajobrazów moreny pagórkowatej jest rezultatem bezpośredniej, ale nierównomiernej akumulacji moreny dennej i ablacyjnej.

Pierwszą krótką wzmiankę o formie wału lodowo-morenowego występującego nad Van Mijenfjorden koło zatoki Sveamine podał G. de Geer (1900). Przy okazji opracowywania szczegółowej mapy lodowca Paula F. Cöster (1925) spostrzegł, że lód relikowy występuje w skrajnie północnych wałach jego strefy marginalnej. Lapidarne wzmianki o wałach lodowo-morenowych występujących po północnej stronie lodowca Eidem oraz na przedpolu lodowca Venern podaje K. Gripp (1929). Niskie formy wałów lodowo-morenowych stwierdził M. Klimaszewski (1960) przed lodowcami Anny, Ireny i Waldemara na obszarze Oscar II Land. Na obszarze południowego Spitsbergenu wysokie wały lodowo-morenowe stwierdziłem na przedpolu lodowców: Hamberga, Olsok, Werenskiölda, Nann i Gas.

Formy wałów lodowo-morenowych zostały również rozpoznane w innych regionach. Ich występowanie stwierdzono na Islandii (H. Spethmann 1912, H. W. Ahlmann 1938, P. Woldstedt 1954, E. M. Todtmann 1957, 1960), Grenlandii (K. Schytt 1956, J. T. Möller 1960), Wyspie Baffina (R. P. Goldwait 1951) oraz Skandynawii (G. Östrem 1959/60, 1964).

#### MORENY CZOŁOWE

Na mapie form akumulacji glacialnej i glacifluwialnej Spitsbergenu (ryc. 16) zazaczyłem wszystkie rozpoznane i określone dotychczas moreny czołowe spiętrzone. Moreny czołowe akumulacyjne połączyłem w jedną grupę z wałami lodowo-morenowymi. W celu określenia genezy form czołowo-morenowych wykorzystałem zarówno wyniki własnych badań, jak też informacje zawarte w różnych opracowaniach. W wypadku, gdy w pracach podawane są różne dane dotyczące budowy geologicznej moren czołowych, wprowadzałem takie określenie genetyczne, dla którego znalazłem najwięcej argumentów. Rozbieżności dotyczą głównie strefy marginalnej dwóch lodowców Sefströma i Paula. Poza tym w oparciu o materiał kartograficzny, głównie norweskie mapy w skali 1 : 500 000 i 1 : 100 000, wyznaczyłem wszystkie moreny czołowe, których typu genetycznego dotąd nie określono. Mapy w skali 1 : 100 000 nie obejmują niestety całego obszaru Spitsbergenu, zatem dla obszarów północnego Spitsbergenu korzystałem częściowo z norweskich zdjęć lotniczych. Korzystałem również z map zawartych w różnych publikacjach (K. Birkenmajer 1960, R. R. N. Brown 1920, F. Cöster

1925, K. Gripp 1929, A. Heintz 1953, S. Jewtuchowicz 1962, G. J. Furrer 1959, M. Klimaszewski 1960, H. Philipp 1914, S. Z. Różycki 1957b, D. W. Semewski 1965, D. W. Semewski i E. P. Szkatow 1965, S. Szczepankiewicz 1960, E. Tyrrel 1921). W ramach wypraw polskich zorganizowanych z okazji Międzynarodowego Roku Geofizycznego (S. Z. Różycki 1957a, S. Siedlecki 1957, 1964) opracowano bardzo szczegółowe mapy topograficzne czoła lodowców Werenskiolda w skali 1 : 5000 i lodowca Pencka w skali 1 : 2000. Pierwsza z nich posłużyła do opracowania mapy geomorfologicznej strefy marginalnej lodowca Werenskiolda (J. Szupryczyński 1963a, mapa 3).

Poznanie akumulacyjnej rzeźby glacialnej na obszarze Spitsbergenu jest nierównomierne. Dla niektórych moren czołowych istnieje bogata dokumentacja geologiczna, z drugiej strony odnośnie znacznej większości form całkowicie brak rozeznania. W ostatnich latach (1965—1966) prowadzono zakrojone na szeroką skalę badania form akumulacji glacialnej w ramach ekspedycji angielskiej (informacja listowna G. S. Boultona) i ekspedycji Instytutu Geologii AN ZSRR (E. M. Raaben i J. A. Ławruszyn 1967).

Moreny czołowe dzieli się na dwa zasadnicze typy: moreny spiętrzone i moreny akumulacyjne. Moreny spiętrzone jako oddzielny typ genetyczny zostały wyróżnione w końcu XIX stulecia przez F. Johnstrupa (1875), A. Pencka (1879) i H. Crednera (1880). Pragnę przy tej okazji zwrócić uwagę na fakt, który dotąd nie był uwzględniany, że już w latach 1870—1871 M. Th. Heuglin (1874) na podstawie obserwacji przeprowadzonych na obszarze Spitsbergenu prawidłowo określił proces doprowadzający do powstania moren spiętrzonych i chyba on właśnie jako pierwszy wyróżnił typ moren spiętrzonych, o czym świadczy następujący cytat z jego pracy: „Erde, Schutt, Geschiebe und Felsblöcke, zum Theil geschichtet mit Eisbänken, stosen sich als Moränen an den Thalwänden und am Fusse jedes Gletschers. Diese bezeichnen die Grenze, in welcher sich der Eisstrom einmal bewegt hat, wenn seine Mündung nicht das Meer erreicht oder selbst weit in letzteres verläuft” (M. Th. Heuglin 1874, s. 340).

W obrębie moren czołowych lodowca Ivory na wschodnich wybrzeżach Spitsbergenu E. J. Garwood i I. W. Gregory (1898) stwierdzili wśród dobrze wysortowanego materiału skorupki mięczaków morskich i kości wielorybów. Wysunęli oni słuszny wniosek, że morena zbudowana jest z utworów morskich spiętrzonych w czasie transgresji lodowca. Nie jest wykluczone, że badana i opisana przez F. Cöstera (1925) morena lodowca Edwarda jest moreną czołową zbudowaną ze spiętrzonych osadów glacialfluwialnych. Moreny spiętrzone na obszarze Nowej Ziemi odkrył w 1924 r. O. T. Grönlie, prowadząc badanie w ramach wyprawy norweskiej, którą kierował O. Holtedahl. Jednakże

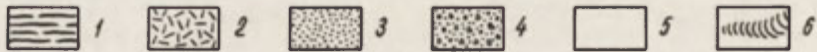
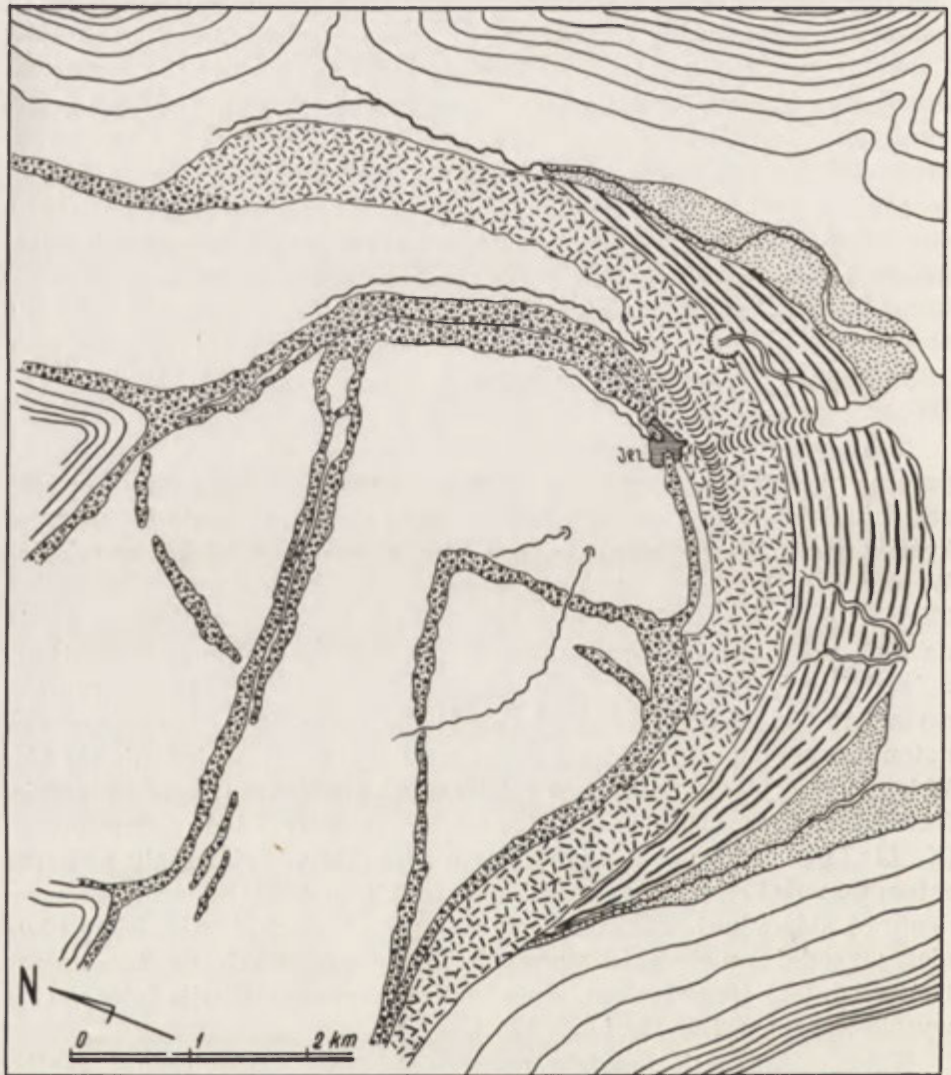


najdokładniejsze dane dotyczące ich budowy geologicznej i mechanizmu powstania przyniosły badania K. Grippa (1929, 1938) przeprowadzone na obszarze Spitsbergenu, co zgodnie podkreśla większość autorów już wcześniej cytowanych podręczników z zakresu geomorfologii, geologii dynamicznej i glaciologii. Gripp pracował na przedpolu 21 lodowców, z tej liczby aż w 16 wypadkach moreny czołowe występujące przed lodowcami okazały się typowymi morenami spiętrzonymi (Green Bay, Eidembreen, Venernbreen, Frithofbreen, Hölmstrombreen, Sefströmbreen, Penckbreen, Nathorstbreen, Finsterwalderbreen, Hessbreen, Renardbreen, Paulabreen, Ivorybreen, Ulvebreen, Usherbreen i Duckwitzbreen). W wyniku badań przeprowadzonych w 1938 r. na obszarze położonym na południe od Kongsfjorden M. Klimaszewski (1960) stwierdził również potężnie rozwinięte moreny czołowe w strefie marginalnej 7 lodowców (Aavatsmarkbreen, Elisebreen, Eidembreen, Uveirsbreen, Comfortlessbreen, Vestgötabreen, Haakenbreen i Erikabreen). Na obszarze południowego Spitsbergenu morenę spiętrzoną stwierdzono jedynie na przedpolu małego lodowca Tone (J. Szupryczyński 1963a).

Tak potężnie rozwiniętych i wysokich moren czołowych, jakie występują na obszarze Spitsbergenu, nie stwierdzono dotąd w żadnym innym regionie Arktyki. Na obszarze Spitsbergenu osiągają one do 80 m wysokości względnej i występują w pasie obejmującym do 1,5 km szerokości. W pasach tych można wyróżnić szereg rzędów wałów morenowych, od kilku aż do 30 (ryc. 13). Cechą charakterystyczną ich rzeźby jest to, że na ogół wały moren występujące w rzędach zewnętrznych są niższe, a im bliżej lodowca, tym są wyższe. Wały moren wykazują wyraźną asymetrię. Od strony dystalnej nachylenie ich stoków przekracza  $40^\circ$ , natomiast stoki proksymalne są łagodne i wykazują nachylenie do  $20^\circ$ . W budowie geologicznej moren spiętrzonych stwierdzono osady morskie, fluwioglacjalne, zastoiskowe, lodowcowe oraz odłamy lodu lodowcowego (K. Gripp 1929, M. Klimaszewski 1960). Spiętrzeniu podlegał zatem materiał akumulacji morskiej (ryc. 14), materiał sandrów, moreny dennej i ablacyjnej oraz starszych moren czołowych. Stwierdzono również wypadki zepchnięcia starszych moren czołowych na boki przez transgredujący lodowiec, np. w wypadku lodowca Duckwitz leżącego na wyspie Barentsa (K. Gripp 1929).

Najwszechstronniej została poznana budowa geologiczna i rzeźba moren spiętrzonych lodowca Pencka dzięki badaniom przeprowadzonym przez K. Grippa (1929), a następnie przez S. Z. Różyckiego (1957b, 1958a, 1959) i Z. Michalską (1961). C. Lipert w sezonie letnim 1958 r. wykonał zdjęcia terenowe, które posłużyły do opracowania mapy moren spiętrzonych w skali 1:2000. Na morenach lodowca Pencka przeprowadzał również badania G. Hoppe w 1966 r.

Moreny czołowe powstają w czasie transgresji lodowców, a wówczas, jak to wykazały liczne obserwacje, czoło lodowca jest wypukłe lub nawet tworzy pionową ścianę. Często w czasie transgresji lodowców nie stwierdza się spiętrzenia materiału, a lodowce znajdujące się nawet w maksymalnej fazie transgresji kończą się stromym klifem lodowym



Ryc. 14. Strefa marginalna lodowca Holmström wg K. Grippa

1 — moreny spiętrzone, 2 — morena powierzchniowa na czoło lodowca, 3 — sandry, 4 — moreny środkowe, 5 — lodowiec, 6 — doliny w obrębie moren spiętrzonych

Fig. 14. Marginal zone of Holmstrom glacier, after K. Gripp

1 — thrust moraine, 2 — surface moraine in front of glacier, 3 — outwashes, 4 — medial moraines, 5 — glacier, 6 — valleys within range of thrust moraines

na lądzie. Tego typu klify lodowe („Eiskliffe”, „Chinesische Mauern”, „Eismauern”, „Chinese Wall”) obserwowali na obszarze Spitsbergenu A. Hamberg w 1893 i 1894 r. (H. Philipp 1914), E. J. Garwood i I. W. Gregory (1898) i K. Gripp (1929), a na obszarze Grenlandii J. P. Koch i A. Wegener (H. Philipp 1914).

W 1927 r. wschodnia część czoła lodowca Pencka kończyła się stromą, pionową ścianą lodową o wysokości do 40 m i długości do 1 km bezpośrednio na zielonej tundrze rozpościerającej się na przedpolu lodowca. Taki stan zasięgu lodowca obserwował również w 1934 r. S. Z. Różycki (1959). Obecnie, jak już wyżej wspomniano, w efekcie powszechnej recesji, stwierdzanej na całym obszarze Spitsbergenu, czoła lodowców są płaskie i wykazują nachylenie na ogół w granicach  $8^{\circ}$ — $20^{\circ}$ . Należy również podkreślić, że recesja rozpoczęła się już na początku XX w. i tylko nieliczne lodowce po tym okresie znajdowały się jeszcze w fazie transgresji. Do nich między innymi należał lodowiec Pencka.

Moreny czołowe akumulacyjne na ogół są bardzo niskie i osiągają wyjątkowo 50 m wysokości względnej, o czym już wspomniano przy okazji opisu wałów lodowo-morenowych. Osiągają one wysokości 10—



Fot. 27. Wały moren akumulacyjnych przed czołem lodowca Nygard (na pierwszym planie) i Schjelderup. Zdjęcie wykonane ze stożka wulkanicznego Sverrefjellet.  
Lipiec 1963

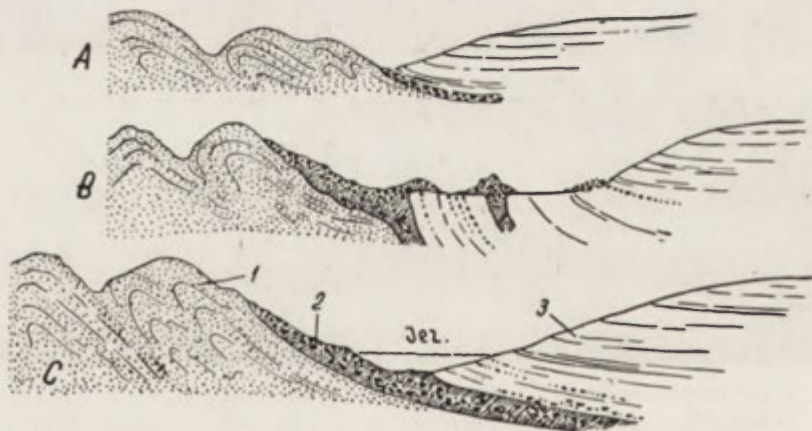
Photo 27. Ridges of accumulation moraines in front of snout of Nygard glacier (in foreground) and Schjelderup. Picture taken from small Sverrefjellet volcanic cone. July 1963

20 m (fot. 27 i 28), zbudowane są z różnorodnego materiału morenowego i wykazują chaotyczną budowę wewnętrzną. Tworzą one zwarte kompleksy, otaczające półłukiem czoła lodowców (ryc. 15).



Fot. 28. Niski wał moreny akumulacyjnej przed czołem jednego z lodowców nad Bockfjorden. Lipiec 1963

Photo 28. Low ridge of accumulation moraine in front of snout of one of Bockfjorden glaciers. July 1963



Ryc. 15. Przekrój przez moreny spiętrzone lodowca Green Bay wg K. Grippa

1 — spiętrzony materiał osadów morskich, 2 — morena denną i ablacyjną

Fig. 15. Section across thrust moraines of Green Bay glacier, after K. Gripp

1 — thrust material of marine deposits, 2 — ground and ablation moraine

## FORMY AKUMULACJI GLACIFLUWIALNEJ WSPÓŁCZESNEGO ZŁODOWACENIA

W krajobrazach poglądalnych dawnych zlodowaceń kontynentalnych formy glacifluwialne, a z tych w szczególności sandry, zajmują rozległe powierzchnie. Na obszarze Spitsbergenu formy te są stosunkowo mało rozprzestrzenione i rozmiary ich są niewielkie. Jest to uwarunkowane tym, że duża część lodowców kończy się klifem w morzu, co uniemożliwia rozwój tych form. Natomiast lodowce kończące się na lądzie, podchodzą swymi czołami bardzo blisko do wybrzeży morskich. Stąd też strefy marginalne lodowców ograniczone są z jednej strony czołem lodowca, a z drugiej linią wybrzeża (ryc. 16). Badania form glacifluwialnych na obszarze Spitsbergenu były prowadzone przez nielicznych badaczy. Stąd też na mapę form akumulacji glacialnej i glacifluwialnej (ryc. 16) wprowadziłem tylko te formy, dla których znalazłem w publikacjach opisy lub ujęcia kartograficzne. W kilkunastu wypadkach formy glacifluwialne zaznaczyłem w oparciu o własne badania.

### SANDRY

Określenie *s a n d r* zostało wprowadzone do terminologii naukowej z języka islandzkiego przez K. Keilhacka w 1886 r. (E. Drygalski i F. Machatschek 1942). W ten sposób Keilhack określił stożki zbudowane z utworów piaszczysto-żwirowych utworzone przez wody roztopowe spływające z lodowców. Po ukazaniu się w końcu XIX w. pierwszych map przeglądowych południowych obszarów Islandii wkradło się duże zamieszanie w pisowni tego wyrazu. Na mapach tych konsekwentnie figuruje określenie „Sandur”. W literaturze, głównie niemieckiej, obok terminu „Sandr” używano szeregu innych, jak „Sandar”, „Sander” i „Sandur”. H. Spethmann (1911, 1912) w swoich pracach wyprowadza etymologię tego pojęcia i dochodzi do wniosku, że jedynie prawidłowa jest pisownia „Sandur”, ponieważ taką formę powszechnie spotyka się w pisowni islandzkiej, jak i w słownikach islandzkich. Jednakże w literaturze prawidłowy termin „Sandur” nie przyjął się. W języku polskim obok formy *s a n d r* (S. Lenczewicz 1954, M. Klimaszewski 1963) w mniejszym zakresie używa się *z a n d r* (M. Książkiewicz 1951).

Na obszarze Spitsbergenu, z uwagi na małą odległość między czołami lodowców a linią wybrzeży, sandry przestrzennie są słabo rozbudowane. W wielu wypadkach zasięg ich wykracza poza linię brzegową. Jeżeli wody roztopowe uchodzą do płytkiej zatoki, to wówczas akumulacja materiału piaszczysto-żwirowego odbywa się subakwatoryjnie i tak np. mielizny Zatoki Ekmana w zasadzie są sandrem (K. Gripp 1929).

Sandry na Spitsbergenie są rozbudowywane jedynie w okresach ablacji na lodowcach, to jest tylko w okresie krótkiego lata polarnego. Przy dużym spływie wód często cała powierzchnia sandru jest zalana przez wody, zaś przy małych stanach wód, w okresach zahamowania ablacji na lodowcach powierzchnia sandru porozcinana jest przez dziesiątki płytkich strumieni (fot. 29 i 30). Powierzchnia sandru wykazuje dużą



Fot. 29. Sandry tworzące się przed czołem lodowca Werenskiolda. Sierpień 1959.  
Fot. G. Wójcik

Photo 29. Outwashes developing in front of snout of Werenskiold glacier.  
August 1959

dynamikę, w jednych miejscach jest ona nadbudowywana, w innych zaś rozcinana i niszczona (fot. 31). Jeżeli odległość od czoła lodowca do wód fiordu lub morza jest duża, to w większym oddaleniu od lodowca wody roztopowe łączą się w rzeki i przyjmują linearny charakter. W okresach zimy polarnej wody na obszarach sandrowych ulegają zamarzaniu. Niejednokrotnie całą powierzchnię sandru pokrywa płaszcz lodu, jak to obserwowali K. Gripp i E. M. Todtmann (1926) w 1925 r. na sandrze lodowca Green Bay. Jeżeli ablacja na lodowcach, na początku lata polarnego, następuje bardzo szybko i intensywnie, wówczas lody zimowe (sandrowe) wypełniające dawne koryta rzeczne i lód zalegający powierzchniowo nie zdążą się wytopić i zasypane zostają przez nową



Fot. 30. Sandr na przedpolu lodowca Börre nad Bockfjorden. Lipiec 1963  
Photo 30. Outwash in forefield of Börre glacier on Bockfjorden. July 1963



Fot. 31. Erozyja niszcząca powierzchnię sandru na przedpolu wałów lodowo-morenowych lodowca Werenskiölda. Sierpień 1960  
Photo 31. Erosion destroying outwash surface in forefield of ice-morainic ridges of Werenskiöld glacier. August 1960

serię akumulacji piaszczysto-żwirowej. Zagrzebany lód wytapia się po kilku latach i doprowadza do powstania płytkich zagłębień rynnowych, naśladujących dawną sieć hydrograficzną oraz rozległych obniżeń powstałych w wyniku wytopienia się dawnego lodu powierzchniowego. Często akumulacja utworów piaszczysto-żwirowych ma miejsce tuż przy czole lodowca, a nawet na jego powierzchni („korzenie” sandru leżą na lodowcu). W wyniku postępującej ablacji duża część czoła lodowca zostaje zagrzebana pod utworami sandru. Wytapianie się tych płatów lodowych doprowadza do powstania dużych zagłębień w powierzchniach sandru i w efekcie końcowym powstaje tzw. „dziurawy sandr”, przypominający charakterem rzeźby nawet krajobraz czołowo-morenowy (H. W. Ahlmann 1938).

Miąszość pokrywy sandrowej na Spitsbergenie jest niewielka i waha się od 1,5 do 5 m (fot. 31). Na ogół występuje dość wyraźna selekcja materiału. W części proksymalnej sandrów występuje gruby materiał, natomiast w części dystalnej materiał drobniejszy. Z uwagi na znaczny spadek rzek sandrowych znoszony jest nawet bardzo gruby materiał o średnicy 15—20 cm (fot. 31). S. Jewtuchowicz (1962) przeprowadził bardzo szczegółowe studia dotyczące struktury wewnętrznej sandru na przykładzie sandru lodowca Gås na Sörkapplandzie. Obserwacje jego wykazały, że tylko wody roztopowe płynące powierzchniowo w okresach wzmożonej ablacji na lodowcu mają wpływ na wzrost akumulacji sandru. Sandr narasta stopniowo, co zaznacza się rytmicznym procesem sedimentacji. Ilość cykli sedimentacyjnych w strukturze sandru zaznacza się warstewkami o różnej frakcji. W strukturze sandru najczęściej występują ripplemarki fazy wydmowej, a w końcowej fazie ruchu wody powstają ripplemarki fazy falistej.

## OZY

Formy ozów zostały po raz pierwszy rozpoznane na obszarach dawnych zlodowaceń plejstocentrycznych Europy i Ameryki Północnej. Dopiero znacznie później odkryto ozy na obszarach współcześnie zlodowaconych (R. Klebelsberg 1948, P. Woldstedt 1954, K. S. Charlesworth 1957). Ozy występujące na obszarach zlodowaceń plejstocentrycznych osiągają kilkanaście do kilkudziesięciu kilometrów długości i kilkanaście do kilkudziesięciu metrów wysokości (największą wysokość względną stwierdzono w ozie uppsalskim w Szwecji — 140 m). W przeciwieństwie do ozów, które powstały w lądolodach plejstocentrycznych, czy w obszarach współcześnie zlodowaconych osiągają znacznie mniejsze rozmiary, a mianowicie kilkaset metrów długości i kilka do kilkunastu metrów wysokości (K. S. Charlesworth 1957, E. M. Todtman 1957, 1960).



Największe bogactwo ozów w obszarach współcześnie zlodowoczących stwierdzono dotychczas na obszarze Islandii w strefie marginalnej lodowca Vatnajökull (P. Woldstedt 1954, G. Hoppe 1953, E. M. Todtmann 1957, 1960). Występują one zarówno na północnym, jak i na południowym przedpolu tego lodowca w dużym nagromadzeniu i osiągają długość kilkunastu metrów do 3 km. Wysokość ozów na obszarze Islandii wynosi 1—10 m. Zbudowane są one z materiału piaszczysto-żwirowego i bardzo często w spągu formy zalega cokół lodu, a materiał fluwioglacjalny osiąga grubość tylko do 4 m. Obok ozów dobrze rozwiniętych spotyka się formy małe, do 100 m długie i 1—5 m wysokie. W strefie marginalnej lodowca Vatnajökull stwierdzono występowanie ozów typu inglacjalnego i subglacjalnego.

Jeśli chodzi o inne rejony arktyczne występowanie ozów stwierdzono na obszarze Grenlandii (A. Kosiba 1937, K. S. Charlesworth 1957) oraz na Alasce (R. F. Flint 1957). Bardzo rzadko odkrywa się małe ozy na przedpolach i lodowcach górskich w Alpach, Kaukazie, Pamirze i Skandynawii.

W ostatnich latach odkryto szereg ozów na obszarze Spitsbergenu. M. Klimaszewski (1960) w czasie badań prowadzonych w 1938 r. znalazł krótkie wały ozów na przedpolu lodowców Comfortles i Aavatsmark. Wał ozu znajdujący się na przedpolu lodowca Comfortles zbudowany był z piasków i żwiru i osiągał wysokość 3 m, a nachylenie stoków do 35°. Krótki wał ozu na przedpolu lodowca Aavatsmark zbudowany z drobnego żwiru osiągał wysokość tylko 1,5 m. W obu wypadkach brak danych dotyczących długości form oraz dalszych danych morfometrycznych.

Szczegółowe studia dotyczące morfologii i struktury wewnętrznej ozów przeprowadził w 1959 r. S. Jewtuchowicz (1962). Odkrył on na południowym wybrzeżu fiordu Hornsund, na przedpolu lodowca Gås szereg krótkich ozów. Największy z nich posiada 186 m długości, natomiast pozostałe — od 32 do 90 m. Ozy te tworzą sieć przypominającą rzekę z dopływami (S. Jewtuchowicz 1962, s. 52, fig. 1). Ich wysokość względna dochodzi do 2 m, zbudowane są z materiału o różnej frakcji, piasku i żwiru. Jak wykazuje budowa geologiczna, powstały one w kanałach subglacjalnych.

Na lodowcu Bunge S. Jewtuchowicz znalazł oz in statu nascendi wytapiający się obecnie z lodu. Oś morfologiczna ozu przebiegała równolegle do kierunku ruchu lodowca. Spoczywał on na powierzchni lodu, a jego wysokość względna dochodziła do 6 m. W 1959 r. oz ten posiadał długość 80 m i wykazywał przebieg prostoliniowy. Sytuacja, w jakiej znajdowała się forma ozu, wskazuje na genezę inglacjalną.

W 1960 r. zbadałem dokładnie kilkanaście ozów znajdujących się w strefach marginalnych lodowców Werenskiölda, Nanna i Torella. Dokładne opisy ich rzeźby oraz struktury wewnętrznej podałem we

wcześniejszych swych pracach (J. Szupryczyński 1963a, 1965a, 1965b). Najdłuższy oz osiągał długość 213 m, a wysokość najwyższego wynosiła 18 m wraz z cokołem lodu w spągu formy. Najszerze ozy osiągały 45 m szerokości, przy szerokości grzbietu 0,1—1,5 m (fot. 32 i 33). Nachylenie stoków ozów dochodzi do 40°. Ozy zbudowane są z materiału fluwioglacjalnego wyraźnie warstwowanego (fot. 34). Upady warstw materiału fluwioglacjalnego osiągają 6—18°. Oś strukturalna ozów (A. Dylkowa 1952) jest na ogół prostopadła do ich osi morfologicznej. Ozy występują zarówno na przedpolu lodowców, jak i na jego powierzchni (fot. 32, 33). Obok ozów utrwalonych spotyka się ozy znajdujące się w trakcie wytapiania się z lodowców.



Fot. 32. Oz leżący na czole i przedpolu lodowca Werenskiolda. Sierpień 1959.  
Fot. G. Wójcik

Photo 32. Esker on snout and in forefield of Werenskiold glacier. August 1959

Małą formę ozu znalazłem na obszarze północnego Spitsbergenu na przedpolu małego lodowca nad Bockfjorden (fot. 35). Oz ten znajdował się w fazie in statu nascendi, do 1963 r. wyłonił się jego fragment o długości 80 m. Szerokość podstawy tej formy wynosiła około 10 m, zaś grzbiet był bardzo wąski i osiągał 5—20 cm szerokości. Nachylenie stoków wynosiło do 45°. Odśnieżona część ozu od spągu po strop do wysokości 10 m zbudowana była z drobnego warstwowanego piasku.



Fot. 33. Oz leżący na powierzchni lodowca Werenskiolda. Lipiec 1960  
Photo 33. Esker situated of surface of Werenskiöld glacier. July 1960



Fot. 34. Budowa wewnętrzna ozu leżącego na powierzchni lodowca Nann.  
Sierpień 1960  
Photo 34. Interior structure of esker on surface of Nann glacier. August 1960

Geneza ozów występujących na Spitsbergenie jest różna. Stwierdzono ozy powstałe subakwatorycznie (lodowce Comfortles i Aavatsmark), subglacjalne (na przedpolu lodowca Gås), inglacjalne (na lodowcach Bunge, Werenskiold, Nann i Torell) oraz powstałe supraglacjalnie (na przedpolu



Fot. 35. Oz przed małym lodowcem w rejonie Bockfjorden. Lipiec 1963  
Photo 35. Esker in front of small glacier in Bockfjorden region. July 1963

i lodowcach Nann, Werenskiold oraz wyłoniona część ozu na przedpolu małego lodowca nad Bockfjorden). Ozy o genezie inglacjalnej są formami efemerycznymi, które ulegną rozpadowi z chwilą wytopienia się cokołu lodu występującego w ich spągowej części.

#### KEMY

W obszarach, na których występują ozy stwierdzono również występowanie kemów. Tłumaczy się to tym, że oba typy form powstają w lodzie martwym i są wykładnikami deglacjacji arealnej, powszechnej obecnie na obszarze Spitsbergenu. Odkryte na Spitsbergenie formy kemów są niewielkich rozmiarów. Na przedpolu lodowca Comfortles M. Klimaszewski (1960) znalazł dwa kemy o wysokości 3—4 m. W dolnej części były one zbudowane ze żwirów o warstwowaniu deltowym, a więc powstały w zbiorniku wody zamkniętej. W ich górnej części leżał żwir normalnie warstwowany, akumulowany w czasie przepływu wody w szczelinie. Na skraju lodowca Aavatsmark M. Klimaszewski znalazł wał kemowy o długości około 350 m, 3—6 m szerokości i około 3 m

wysokości. W budowie wału stwierdził grubo warstwowane żwiry. W skrzydłach lodowców Uversbree, Comfortles, Aavatsmark, Osborne, Vestgöta i Eidem stwierdzono dobrze wykształcone terasy kemowe (M. Klimaszewski 1960, 1963). Są to terasy jednostronne, zbudowane ze żwirów i piasków, utworzone między zboczem górskim a lodowcem przez wody roztopowe spływające marginalnie.

Kilka małych kemów występuje na przedpolu lodowca Gas (S. Jewtuchowicz 1962). Są to regularne pagórki o wysokości do 2 m zbudowane z materiału warstwowanego. Kemy in statu nascendi obserwował S. Jewtuchowicz na lodowcu Bunge. Wznosiły się one w 1959 r. około 3 m nad powierzchnię lodowca. Na przedpolu lodowca Gas, jak i na lodowcu Bunge, kemy powstały w zagłębieniach zamkniętych od góry, tzn. w dziurach w lodzie, posiadających jednak inglacjalne lub subglacjalne ujście dla wody roztopowej. Dla kemów występujących na przedpolu lodowca Gas S. Jewtuchowicz przyjmuje genezę subglacjalną. Kemy wytapiające się na lodowcu Bunge posiadają założenie inglacjalne. Jak wykazuje struktura wewnętrzna tych kemów, powstały one w wyniku akumulacji materiału fluwioglacjalnego w wodzie wykazującej słaby przepływ.

Liczne drobne kemy stwierdziłem w strefie marginalnej lodowca Nann (J. Szupryczyński 1963a). Osiągają one wysokość do 4,0 m, długość do 22 m i szerokość do 15 m. Zbudowane są z mułków, drobnych piasków i żwirów. Wykazują wyraźne warstwowanie od spągu aż po strop formy. Warstwy materiału leżą prawie poziomo lub wykazują niewielkie nachylenie do 8°. Kemy te powstały w obrębie martwego lodu supraglacjalnie w zagłębieniach sięgających do podłoża lodu w bardzo cienkim lodzie na martwym czole lodowca.

Na Nordaustlandet nad fiordem Wahlenberga K. Sandfort (1929) znalazł 6 doskonale zachowanych kemów na wysokości około 65 m n.p.m. Są to stożkowe pagórki o płaskich wierzchołkach zbudowane z piasków i żwirów, osiągające do 16,5 m wysokości. Niestety brak w pracy Sandforta innych danych morfometrycznych.

Należy przypuszczać, że nowe badania prowadzone w strefach marginalnych lodowców spitsbergeńskich przyniosą dalsze odkrycia ozów i kemów oraz dane odnośnie ich genezy. Bardzo możliwe, że formy te na Spitsbergenie występują tak powszechnie, jak to stwierdzono na obszarze przedpola lodowca Vatnajökull na Islandii.

## ZAKOŃCZENIE

Zasadniczym celem pracy było zwięźle scharakteryzowanie najważniejszych problemów geomorfologicznych związanych z okresem czwartorzędu na obszarze Spitsbergenu. Główny nacisk położono na charakterystykę rozwoju rzeźby wybrzeży oraz form związanych z plejstocенским i holocенским zlodowaceniem. Inne procesy morfogenetyczne rozwijające się współcześnie na obszarze Spitsbergenu, jak soliflukcja, wietrzenie, procesy termiczne w gruncie oraz procesy eoliczne, zostały już syntetycznie ujęte w pracach A. J a h n a (1961) i Z. C z e p p e g o (1961, 1966). Przedstawiono nowe ujęcie chronologii zlodowaceń na obszarze Spitsbergenu w oparciu o zależności zachodzące między morskimi poziomami terasowymi a morenami czołowymi i bocznymi zlodowacenia plejstocенskiego i holocенskiego. W oparciu o istniejące datowanie fauny i drzewa dryftowego z poziomów terasowych, podano nowe wartości charakteryzujące procesy izostatyczne. Najwięcej uwagi poświęcono jednak przedstawieniu procesów związanych z akumulacją form glacialnych i glacialfluwalnych. Rzeźba strefy marginalnej współczesnych lodowców na Spitsbergenie jest niezwykle świeża i młoda. Większość tych form powstała w ciągu ostatnich trzydziestu lat. Taki obraz rzeźby, jaki występuje na Spitsbergenie, mógł w wielu wypadkach występować na przedpolu lądolodu plejstocенskiego.

Na Spitsbergenie występuje niezwykle bogaty zespół form akumulacji glacialnej i glacialfluwalnej: moreny denne i ablacyjne, moreny środkowe i boczne, moreny czołowe spiętrzone i akumulacyjne, wały lodowo-morenowe, ozy, kemy i sandry. Wszystkie te formy występują również w krajobrazach poglacialnych zlodowaceń plejstocенskich na obszarze Europy i Północnej Ameryki. Prześledzenie procesów doprowadzających do powstania tych form, w wielu wypadkach in statu nascendi, pozwala na precyzyjniejsze określenie procesów, które doprowadziły do powstania licznych form w krajobrazach dawnych zlodowaceń plejstocенskich. Zdają sobie sprawę z faktu, że procesy deglacjacji, które miały miejsce na obszarze Europy w schyłkowej fazie zlodowaceń plejstocенskich, przebiegały w znacznie większej skali przestrzennej, co wyraziło się dobitnie w wielkości form glacialnych i glacialfluwalnych. Na obszarach zlodowaceń plejstocенskich szeroko rozprzestrzeniona jest

morena denna, występują potężne ozy i kemy oraz sandry zajmujące powierzchnię do kilku tysięcy km<sup>2</sup>. Deglacjacja na obszarze Spitsbergenu przebiega w znacznie mniejszej skali przestrzennej i w specyficznych warunkach orograficznych, głównie na obszarze rzeźby górskiej, podczas gdy w Europie w plejstocenie deglacjacja odbywała się na obszarach rzeźby niżowej. Niemniej procesy doprowadzające do powstawania ozów, kemów, sandrów, moren czołowych akumulacyjnych i moren spiętrzonych mogą być w pełni odniesione do interpretacji form plejstocenijskich, gdyż ich rzeźba i budowa geologiczna jest ta sama.

We współczesnej strefie marginalnej lodowców spitsbergeńskich zaznacza się duża rola rzeźbotwórcza martwego lodu lodowcowego i zagrzebanych lodów zimowych. Lód reliktowy lodowcowy stwierdza się w budowie większości form glacialnych i glacialfluwalnych. W wyniku wytapiania się lodu reliktwego dochodzi do dużych zmian w wyglądzie krajobrazu strefy marginalnej, często dochodzi nawet do inwersji rzeźby. Reliktowy lód lodowcowy i lód zimowy odegrał na pewno też dużą rolę w kształtowaniu krajobrazów glacialnych zlodowaceń plejstocenijskich. Na tę doniosłą rolę rzeźbotwórczą zagrzebanego lodu lodowcowego i zimowego w krajobrazach glacialnych zwrócono już uwagę w początkach XX w. (H. W. Ahlmann 1938).

Z obserwacji rzeźby glacialnej na Spitsbergenie wynika również to, że szereg form wykazuje bardzo złożoną genezę. Krajobraz moreny pagórkowatej może powstać w wyniku różnych procesów, co dobitnie podkreślono przy omawianiu genezy moreny dennej i ablacyjnej. W strefach marginalnych lodowców na Spitsbergenie występuje szereg form efemerycznych, jak wały lodowo-morenowe, ozy inglacjalne i niektóre ozy supraglacjalne, mury gliniaste itp. Formy te ulegają rozpadowi i daleko idącym przeobrażeniom. Niektóre formy, występujące w poglacialnych krajobrazach plejstocenijskich, nie występują albo dotąd ich nie stwierdzono w strefach marginalnych współczesnych zlodowaceń, np. ozy ze śladami struktur wyciśnięcia (G. Keller 1952, H. Brämmer 1961).

Zestawiona mapa form akumulacji glacialnej i glacialfluwalnej wykazuje, że tylko nieznaczna ich część występująca na Spitsbergenie została w pełni rozpoznana. Dalsze badania przeprowadzone na obszarze Spitsbergenu mogą przynieść nie tylko szersze rozeznanie form współczesnego zlodowacenia, ale również mogą się przyczynić do lepszego zrozumienia form rzeźby zlodowaceń plejstocenijskich (L. Sawicki 1959, S. Siedlecki 1964).

Pragnę złożyć w tym miejscu serdeczne podziękowanie Panu Prof. dr Rajmundowi Galonowi Kierownikowi Zakładu Geomorfologii i Hydrografii Niżu Instytutu Geografii PAN za umożliwienie mi udziału w wyprawach na Spitsbergen oraz możliwość pracy nad proble-

mami rzeźby współczesnego zlodowacenia. Wdzięczny jestem również za możliwość przedstawienia i przedyskutowania niektórych problemów na posiedzeniach naukowych Zakładu.

Serdeczne podziękowania składam panom Prof. dr Alfredowi Jahnowi i Prof. dr Bogumiłowi Krygowskiemu za wiele cennych uwag i możliwość przedyskutowania wielu zagadnień.

Winien jestem wdzięczność dyrektorowi Norweskiego Instytutu Polarne go dr Tore Gjelsvikowi za zaproszenie mnie do udziału w wyprawie na Spitsbergen w 1963 r. oraz udostępnienie map, zdjęć lotniczych i wielu publikacji.

Gorące podziękowanie składam mojej Żonie za wiele cennych rad w trakcie redakcji pracy. Wszystkie czystorysy rysunków wykonał mgr Z. Krzysztofowicz, za co mu również serdecznie dziękuję.

Wdzięczny jestem również licznemu gronu osób za pomoc w zdobywaniu trudno dostępnych pozycji literatury, a w szczególności prof. dr K. Birkenmajerowi z Krakowa, prof. dr H. Reinhardowi z Instytutu Geograficznego z Greifswaldu, dr W. D. Dibnerowi z Instytutu Geologii Arktyki w Leningradzie, dr M. Pulinie z Wrocławia, dr W. Stankowskiemu z Poznania i dr K. Klimkowi z Krakowa.

Instytut Geografii PAN  
Zakład Geomorfologii i Hydrografii Niżu  
w Toruniu



## LITERATURA

- [1] Agranat G. A., 1957. Zarubieźnyj sewer., s. 255—286. Moskwa.
- [2] Ahlmann H. W., 1933. Scientific results of the Swedish-Norwegian Arctic Expedition in the summer of 1931. Part V Geomorphology, Part VIII Glaciology Geogr. Ann. XV, H. 2—3, s. 89—115 i 161—216. Stockholm.
- [3] Ahlmann H. W., 1938. Über das Entstehen von Toteis. Geol. Föreningens. Bd. 60, H. 3, s. 327—341. Stockholm.
- [4] Ahlmann H. W., 1948. Glaciological research on the north Atlantic coasts. Royal Geogr. Soc., Research Ser. No. 1, s. 1—82. London.
- [5] Birkenmajer K., 1958a. Z badań utworów fauny podniesionych terasów morskich i zagadnień holocenijskich ruchów izostatycznych w fiordzie Hornsund. Przegl. Geofiz., R. III (XI), z. 2, s. 153—161. Warszawa.
- [6] Birkenmajer K., 1958b. Z badań nad stratygrafią i tektoniką formacji Hecla Hoek w Ziemi Wedels-Jarlsberg. Przegl. Geofiz. R. III (XI), z. 2, s. 163—170. Warszawa.
- [7] Birkenmajer K., 1958c. Remarks on the pumice drift, land uplift and the recent volcanic activity in the Arctic Basin. Bull. Acad. Polon. Sci., Ser. Sci. Chim., Geol., Geogr., Vol. VI, No. 8, s. 545—549. Varsovie.
- [8] Birkenmajer K., 1959. Report on the geological investigations of the Hornsund area, Vestspitsbergen in 1958. Part III. The Quaternary geology. Bull. Acad. Polon. Sci., Ser. Sci. Chim., Geol., Geogr., Vol. VII, No. 2, s. 197—202. Varsovie.
- [9] Birkenmajer K., 1960. Raised marine features of the Hornsund area, Vestspitsbergen. Studia Geol. Pol., Vol. V, s. 1—95 + mapa. Warszawa.
- [10] Birkenmajer K., 1964a. Course of the geological investigations of the Hornsund area, Vestspitsbergen in 1959—1960. Studia Geol. Pol., Vol. XI, s. 7—21. Warszawa.
- [11] Birkenmajer K., 1964. Quaternary geology of Treskelen, Hornsund, Vestspitsbergen. Studia Geol. Polon., Vol. XI, s. 185—196. Warszawa.
- [12] Blake W. jr., 1960. The Late Pleistocene chronology of Nordaustlandet, Spitsbergen. Abstracts of Papers Intern. Geogr. Congress 1960, s. 26. Stockholm.
- [13] Blake W. jr., 1961. Radiocarbon dating of raised beaches in Nordaustlandet Spitsbergen. Geol. of the Arctic., s. 133—145. Toronto.
- [14] Blake W. jr., Olsson I. U., Srodoń A., 1965. A radiocarbon dated peat deposit near Hornsund, Vestspitsbergen, and its bearing on the problem of land uplift. Norsk Polariinstitutt Årbok, s. 173—180. Oslo.
- [15] Blütgen J., 1942. Die diluviale Vereisung des Barentsseeeschiefes. Die Naturwissenschaften, Jahrg. 30, s. 674—679. Berlin.
- [16] Bondarczuk W. G., 1949. Osnowy geomorfologii, s. 86—125. Moskwa.
- [17] Böhm A., 1901. Geschichte der Moränenkunde. Abh. der K. K. Geographischen Gesellschaft in Wien, s. 53—334. Wien.

- [18] Bramer H., 1961. Bemerkungen zum Problem der Aufpressungs-Oser. Geologie, Jahrg. 10, H. 4/5, s. 480—492. Berlin.
- [19] Breiffuss L., 1943. Das Nordpolargebiet, s. 94—97. Springer Verlag. Berlin.
- [20] Brown R. R. N., 1920. Recent developments in Spitsbergen. The Scott. Geogr. Magaz., Vol. 36, s. 111—116 + mapa. Edingburgh.
- [21] Burów J. P., 1965. Peridotitowyje wkluczenia i bomby w trachibazaltach wulkanu Sverre na Zapadnom Szpicbergenie. Materiały po geologii Szpicbergeny, s. 260—271. Leningrad.
- [22] Büdel J., 1960a. Gletscherfragen — aus dem Arbeitsprogramm der Deutschen Spitzbergen — Expedition 1959/60. Die Umschau in Wissensch. und Technik. H. 8, s. 225—228.
- [23] Büdel J., 1960b. Die Frostschtutt — Zone Südost-Spitzbergen. Colloquium Geographicum. Bd. 6, s. 1—105. Bonn.
- [24] Büdel J., 1961. Die Abtragungs — Vorgänge auf Spitzbergen im Umkreis der Barents-Insel auf Grund der Stauerland — Expedition 1959/60. Sonderdruck Deutscher Geographentag Köln 22—26 Mai 1961.
- [25] Charlesworth J. K., 1957. The Quaternary Era with special reference to its glaciation. Vol. I—II. London.
- [26] Corbel J., 1960. Le soulèvement des terres autour de la Mer de Barentz. Rev. de Géogr. de Lyon Vol. XXXV, N° 3, s. 253—277. Lyon.
- [27] Cöster F., 1925. Quaternary geology of the region around the Kjellström valley. Geogr. Ann. B. VII, s. 104—121. Stockholm.
- [28] Czeppe Z., 1961. Roczny przebieg mrozowych ruchów gruntu w Hornsundzie (Spitsbergen) 1957—1958. Zesz. Nauk. Uniw. Jagiell. Prace Geogr., Seria nowa, z. 3, s. 1—74. Kraków.
- [29] Czeppe Z., 1965. Activity of running water in southwestern Spitsbergen. Geogr. Polon. 6, s. 141—150. Warszawa.
- [30] Czeppe Z., 1966. Przebieg głównych procesów morfogenetycznych w południowo-zachodnim Spitzbergenie. Zesz. Nauk. Uniw. Jagiell. Prace Geogr., z. 13, s. 1—129. Kraków.
- [31] De Geer G., 1899. Die Gletscher von Spitzbergen (Vortrag). Verh. VII. Intern. Geogr. Congr., s. 299—302. Berlin.
- [32] De Geer G., 1900. Om östra Spetsberens glaciation under istiden. Geol. För. Förh., Bd. 22, s. 427—436. Stockholm.
- [33] Dibner W. D., 1961. Osnownyje osobiennosti reliefa i czetwerticznój istorii arkticeskowo szelfa Ewrazji. Abstracts of Paper. INQUA — Poland VI-th Congress Aug., Sept. 1961, s. 48. Łódź.
- [34] Dibner W. D., 1965a. Istoriija formirowanija pozdneplejstocenowych i gołocenowych otłożenij Zemli Franca — Josifa. Antropogenowyj period w Arktike i Subarktike, s. 300—318. Moskwa.
- [35] Dibner W. D., Gakkel J. J., Litwin W. M., Martynow W. G., 1965. Geomorfologiczeskaja karta Sewernowo-Ledowitowo Okeana. Ibidem, s. 341—345 + mapa. Moskwa.
- [36] Drygalski E., 1911. Spitzbergens Landformen und ihre Vereisung. Sitzungsberichte d. math. physik. Kl. der K. B. Ak. der Wissensch. zu München, H. II, s. 1—55. München.
- [37] Drygalski E., Machatschek F., 1942. Gletscherkunde. Wien.
- [38] Dutkiewicz L., 1961. Congelifluction lobes on the southern Hornsund coast in Spitsbergen. Biul. Perygl., Nr 10, s. 285—289. Łódź.
- [39] Dylikowa A., 1952. O metodzie badań strukturalnych w morfologii glacialnej. Acta Geograph. Uniw. Lodziensis, Ser. III, Nr 11, s. 1—74. Łódź.
- [40] Dylik J., 1958. Problematyka badań peryglacialnych łódzkiej grupy Polskiej Wyprawy na Spitsbergen. Przegl. Geofiz. R. III (XI), s. 131—143. Warszawa.

- [41] Feyling-Hanssen R. W., 1955. Late Pleistocene deposits at Kapp Wijk, Vestspitsbergen. Norsk Polarinst. Skrifter, Nr 108, s. 1—21. Oslo.
- [42] Feyling-Hanssen R. W., Olsson I., 1959/60. Five radiocarbon datings of postglacial shorelines in Central Spitsbergen. Norsk Geografisk Tidsskr. Bd. XVII, H. 1—4, s. 122—131. Oslo.
- [43] Feyling-Hanssen R. W., 1965. Korrelasjonsschema pozdneczetwertycznych odłożenii Norwegii. Antropogenowyj period w Arktike i Subarktyce, s. 283—299. Moskwa.
- [44] Furrer G. J., 1959. Untersuchungen am subnivalen Formenschatz in Spitzbergen und in den Bündner Alpen. Geogr. Helv., XV, Nr 4, s. 277—309. Zürich.
- [45] Flint R. F., 1957. Glacial and pleistocene geology. New York.
- [46] Frebold H., 1935. Geologie von Spitzbergen, der Bäreninsel, des König Karl — und Franz-Joseph — Landes. Geol. d. Erde, s. 160—195. Berlin.
- [47] Garwood E. J., Gregory I. W., 1898. Contributions to the glacial geology of Spitsbergen. Quart. Jour. Geol. Soc. 54, s. 197—225. London.
- [48] Goldthwait R. P., 1951. Development of end moraines in East — central Baffin Island. Journ. of Geology. Vol. 39, No. 6, s. 567—577. Chicago.
- [49] Gorbackij G. W., 1964. Siewiernaja polarnaja oblast. Izdetelstwo Leningraskowo Uniw., s. 140—162. Leningrad.
- [50] Goworucha L. S., Zauer L. M., Zelenko A. C., 1965. Paleograficzeskaja rekonstrukcja holocena Zemli Franca — Josifa na osnovanii izuczennija ozerny odłożenii. Antropogenowyj period w Arktike i Subarktyce, s. 319—326. Moskwa.
- [51] Gripp K., Todtmann E. M., Die Endmoräne des Green Bay Gletschers auf Spitzbergen. Mitt. Geogr. Ges. Bd. 37, s. 45—75. Hamburg.
- [52] Gripp K., 1929. Glaziologische und geologische Ergebnisse der Hamburgischen Spitzbergen — Expedition 1927. Abh. des naturwiss. Ver. Hamburg. Bd. 22, H. 2—4, s. 145—249. Hamburg.
- [53] Gripp K., 1932. Die verschiedenen Arten von Endmoränen vor dem Grönlandischen Inlandeis. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellschaft., Bd. 84, s. 654—656. Berlin.
- [54] Gripp K., 1938. Endmoränen. Comp. Rend. du Congr. Intern. de Geogr. Amsterdam 1938, t. IIa, s. 215—228. Leiden.
- [55] Groswald M. G., 1963. Drevnije bieregowyje linie Zemli Franca — Josifa i pozdniantropogenowaja istoria jego lednikowych pokrywow. Glacijolog. issledow. 9, s. 119—144. Moskwa.
- [56] Groswald M. G., Devirts A. L., Dobkina E. I., Semewski D. W., 1967. Dwizenija zemnoj kory i wozrost lednikowych stadii w rajonie Szpicbergena. Geochimia 1., s. 51—56. Moskwa.
- [57] Hagermann T., 1925. Stratigraphic and structural investigations within south-western Spitsbergen. II. Res. Swed. Esped. to Spitsbergen. 1924. Geogr. Annaler, Bd. 7, s. 195—221. Stockholm.
- [58] Halicki B., 1948. O lodowcach. Wiad. Muzeum Ziemi, t. IV, s. 77—111. Warszawa.
- [59] Harland W. B., 1961. An outline structural history of Spitsbergen. Repr. from Geol. of Arctic. Univ. of Toronto Press., s. 71. Toronto.
- [60] Heintz A., 1953. Noen iakttagelser over isbreenes tilbakegang i Hornsund, V. Spitsbergen. Norsk Geol. Tidsskr., Bd. 31, s. 7—36. Bergen.
- [61] Heintz N., 1962. Geological excursion to Svalbard in connection with the XXI International Geological Congress in Norden 1960. Norsk Polarinstitut Arbok 1960, s. 98—106. Oslo.

- [62] Heintz N., Siggerud T., 1963. Svalbarden kort oversikt. Norsk Polarinstitut, s. 1—23. Oslo.
- [63] Heuglin M. Th., 1774. Reisen nach dem Nordpolarmeer in den Jahren 1870 und 1871. Beiträge zur Fauna, Flora und Geologie von Spitzbergen und Novaja-Semlja. III Th., s. 327—350. Braunschweig.
- [64] Hoel A., 1910. Entdeckung eines jugendlichen Vulkans auf der Nordküste von Spitzbergen. Zeitschr. d. Gesell. Erdk. zu Berlin, s. 468—469. Berlin.
- [65] Hoel A., Holtedahl O., 1911. Les nappes de lave, les volcans et les sources thermales dans les environs de la Baie Wood au Spitzberg. Videnskapselskapets Skrifter, I, Mat. — naturvid. Kl., Bd. 1, No. 8, s. 1—38. Christiania.
- [66] Hoel A., 1929. The Norwegian Svalbard Expeditions 1906—1926. Skrifter om Svalbard og Ishavet. Bd. 1, No. 1, s. 1—104. Oslo.
- [67] Hoppe G., 1952. Hummucky moraine regions with special reference to the interior of Norbotten. Geogr. Annaler, Vol. 2, H. 1—2. Stockholm.
- [68] Hoppe G., 1953. Några iakttagelser vid isländska jöklar sommaren 1952. Meddelanden från Uppsala Univ. Geogr. Institution, Ser. A, No. 91, s. 241—265. Uppsala.
- [69] Hoppe G., 1963. Subglacial sedimentation with examples from northern Sweden. Meddelanden from northern Sweden. Meddelanden från Geogr. Institutionen vid Stockholms Universitet, No. 148, s. 41—51. Stockholm.
- [70] Hoppe G., 1966. Forskning i Arktis Stockholm Universitets Svalbards — expedition 1966. Särtryck ur Imer, Årsbok 1966, s. 213—224. Stockholm.
- [71] Iwanow I. M., 1935. Szpicbergen. II izd. 1—112. Archangielsk.
- [72] Jahn A., 1954. Lodowce „typu Baffina” i problem moren ablacyjnych. Czas. Geogr., t. 23/24, s. 3—14. Warszawa — Wrocław.
- [73] Jahn A., 1958. O niektórych badaniach geograficznych polskiej wyprawy naukowej na Spitzbergen. Przegl. Geogr., t. 30, z. 2, s. 223—241. Warszawa.
- [74] Jahn A., 1959a. Postglacialny rozwój wybrzeży Spitzbergenu. Czas. Geogr., t. 30, s. 245—262. Warszawa — Wrocław.
- [75] Jahn A., 1959b. The raised shore lines and beaches in Hornsund and the problem of postglacial vertical movements of Spitzbergen. Przegl. Geogr. Suppl., t. 31, s. 143—178. Warszawa.
- [76] Jahn A., 1961. Quantitative analysis of some peryglacial processes in Spitzbergen. Zesz. Nauk. Uniw. Wroc., Seria B., Nr 5, s. 1—34. Wrocław.
- [77] Jahn A., 1961. Problemy geograficzne Alaski w świetle podróży naukowej odbytej w 1960 roku. Czas. Geogr., t. 32, s. 115—181. Warszawa — Wrocław.
- [78] Jahn A., Szczepankiewicz S., 1958b. Prace geomorfologiczno-peryglacialne prowadzone na północ od fiordu Hornsund w lecie 1957 roku. Przegl. Geofiz., R. 3 (11), s. 123—130. Warszawa.
- [79] Jewtuchowicz S., 1962. Studia z geomorfologii glacialnej północnej części Sökrappu. Acta Geogr. Lodziensis, s. 1—75. Łódź.
- [80] Jewtuchowicz S., 1966. Akumulacja w warunkach martwego lodu na przykładzie lodowców spitzbergeńskich. Przegl. Geogr., t. 37, s. 429—434. Warszawa.
- [81] Karlstrom T., 1965. Danyje o czetwerticznom oledenienii w siewiernoj czasti Tichowo Okeana i planetarnyje izmenenija klimata. Antropogenowyj period w Arktike i Subarktike, s. 211—233. Moskwa.
- [82] Keller G., 1952. Beitrag zur Frage Oser und Kames. Eiszeitalter und Gegenwart, Bd. 2, s. 127—132. Öhringen, Württemberg.
- [83] Klatka T., 1958. Zagadnienie pasów kamienistych na południowym wybrzeżu Hornsundu. Przegl. Geofiz., R. 3(11), s. 143—152. Warszawa.

- [84] Klebelsberg R., 1948. Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. I. Wien.
- [85] Klimaszewski M., 1960. Studia geomorfologiczne w zachodniej części Spitsbergenu między Kongs-Fjordem a Eidem-Bukta. Zesz. Nauk. Uniw. Jagiell., Prac. Geogr., Ser. nowa, z. 1, s. 1—84. Kraków.
- [86] Klimaszewski M., 1963. Geomorfologia ogólna, PWN, s. 349—412. Warszawa.
- [87] Knothe H., 1931. Spitzbergen — eine landeskundliche Studie. Ergänzungsheft, Nr. 211. Pet. Mitt., s. 1—109. Gotha.
- [88] Kosiba A., 1937. Grenlandia, s. 1—479. Lwów — Warszawa.
- [89] Kosiba A., 1958. Badania glaciologiczne na Spitsbergenie w lecie 1957 roku. Przegl. Geofiz., R. 3(11), s. 95—122. Warszawa.
- [90] Kosiba A., 1960. Some of results of glaciological investigations in SW-Spitsbergen. Zesz. Nauk. Uniw. Wrocław, Seria B, 4, s. 1—131. Wrocław.
- [91] Książkiewicz M., 1951. Geologia dynamiczna, s. 148—163. Warszawa.
- [92] Lencewicz S., 1954. Lodowce i ich wpływ na rzeźbę powierzchni ziemi (przygotował do druku J. Kondracki), s. 1—101. Warszawa.
- [93] Liestöl O., 1962. Talus terraces in Arctic regions. Norsk Polarinstitut Arbok 1961, s. 102—105. Oslo.
- [94] Lipert C., 1958a. Pomiary fotogrametryczne wykonane w lecie 1957 roku w ramach prac geodezyjnych na Spitsbergenie. Przegl. Geofiz., R. 3(11), s. 171—174. Warszawa.
- [95] Lipert C., 1958b. Ruch lodowców na Spitsbergenie. Problemy, R. 16, Nr 2 (167), s. 147—151. Warszawa.
- [96] Louis H., 1960. Allgemeine Geomorphologie, s. 158—196. Berlin.
- [97] Marcinkiewicz A., 1961. Podniesione terasy nadmorskie południowego wybrzeża Bellsundu i Fiordu van Keulena między lodowcami Recherche i Hessa (Zach. Spitsbergen). Biul. Geol., t. 1, cz. 1, s. 93—103. Warszawa.
- [98] Michalska Z., 1961. Wyniki badań geomorfologicznych i geologicznych w strefie czołowej lodowca Pencka na południowych wybrzeżach fiordu van Keulena. Biul. Geol. t. 1, cz. 1, s. 78—86. Warszawa.
- [99] Moller J. T., 1960. Glaciers and periglacial phenomena in the Upernivik Island, West Greenland. Abstracts of Papers Intern. Geograph. Congress 1960, s. 203. Stockholm.
- [100] Nathorst A. G., 1910. Beitrage zur Geologie der Bären-Insel, Spitzbergens und des König-Karl-Landes. Bull. of the Geol. Institution of the Univ. of Uppsala, s. 261—415. Uppsala.
- [101] Nordenskiöld A. E., 1876. Sketch of the geology of Ice Sound and Bell Sound, Spitzbergen. Geol. Mag., Ser. 2, Vol. 3, s. 255—267. London.
- [102] Oelsner Chr., 1966. Ergebnisse von Gravimetermessungen im Kingsbay Gebiet (Westspitzbergen). Pet. Geogr. Mitt., Jahrg. 110, H. 2, s. 111—116. Gotha.
- [103] Olsson I., Blake W. jr, 1961/62. Problems of radiocarbon dating of raised beaches, based on experience in Spitsbergen. Norsk Geogr. Tidsskrift, Bd. 18, H. 1—2, s. 47—64. Oslo.
- [104] Orvin A. K., 1940. Outline of the geological history of Spitsbergen. Skrifter om Svalbard og Ish., No. 78, s. 1—57. Oslo.
- [105] Orvin A. K., 1940. Svalbard geological map 1 : 1 000 000. Oslo.
- [106] Östrem G., 1959/60. Breer og morener i Jotunheimen. Norsk Geogr. Tidsskrift, B. 17, H. 5—8, s. 210—243. Oslo.
- [107] Östrem G., 1961. A new approach to end moraine chronology. Geogr. Ann., 43, s. 422—433. Stockholm.

- [108] Östrem G., 1964. Ice-cored moraines in Scandinavia. *Geogr. Ann.*, 46, s. 282—337. Stockholm.
- [109] Pawłowski S., 1938. Zagadnienie moreny końcowej (czołowej). *Kosmos*, Ser. B, s. 321—348. Kraków.
- [110] Penck A., 1910. Der XI Internationalen Geologen Kongress. *Zeitschr. Gessellsch. Erdkunde Berlin*, s. 471—474. Berlin.
- [111] Petermann A., 1865. Spitzbergen und die Arktische Central-Region. *Peterm. Geogr. Mitt., Ergänzh.* Nr. 16, s. 39—45. Gotha.
- [112] Philipp H., 1914. Ergebnisse der W. Filchnerschen Vorexpedition nach Spitzbergen 1910. *Peterm. Mitt. Ergänzh.* Nr. 178, s. 1—46. Gotha.
- [113] Pillewizer W., 1939. Die kartographischen und gletscherkundlichen Ergebnisse der Deutschen Spitzbergen-Expedition. *Peterm. Mitt. Ergänzh.* Nr. 238, s. 1—46. Gotha.
- [114] Raaben E. M., Ławruszyn J. A., 1967. Geologiczeskije isledowanija na Szpicbergenie. *Westnik Akademii Nauk SSSR*, 2, s. 50—54. Moskwa.
- [115] Rotnicki K., 1960. Przegląd zagadnień dotyczących ozów. *Czas. Geogr.*, t. 31, z. 2, s. 191—218. Warszawa — Wrocław.
- [116] Różycki S. Z., 1935. Wyprawa na Spitsbergen w roku 1938. *Przegl. Geogr.*, t. 15, s. 119—137. Warszawa.
- [117] Różycki S. Z., 1936. Arktyka. *Wielka Geogr. Powszechna*, z. 78, s. 1—142. Warszawa.
- [118] Różycki S. Z., 1956. Historia i wyniki wypraw polarnych oraz projektowane wyprawy. *Problemy*, R. 12, Nr 7, s. 481—491. Warszawa.
- [119] Różycki S. Z., 1957a. Polski program Międzynarodowego Roku Geofizycznego. *Problemy*, R. 13, Nr 6, s. 448—457. Warszawa.
- [120] Różycki S. Z., 1957b. Strefowość rzeźby i zjawiska peryglacjalne na Ziemi Torella, Spitsbergen. *Biul. Perygl.*, Nr 5, s. 51—87 i 187—235. Łódź.
- [121] Różycki S. Z., 1958a. 40 dni na fiordzie Van Keulen. *Przegl. Geofiz.*, R. 14, Nr 10 (151), s. 758—759. Warszawa.
- [122] Różycki S. Z., 1958b. Próba odtworzenia procesu formowania się rzeźby południowej. Eksperyment geomorfologiczny. *Acta Geol. Polon.*, Vol. 8, s. 1—116. Warszawa.
- [123] Różycki S. Z., 1959. Budowa geologiczna północno-zachodniej części Ziemi Torella (Spitsbergen). *Stud. Geol. Polon.*, Vol. 2, s. 1—98 + mapa. Warszawa.
- [124] Saks W. H., 1953. Czterwertycznyj period w Sowetskoj Arktike. *Trudy Nauczno-isledowatelskowo Instituta Geologii Arktiki*, 77, s. 433—455. Leningrad — Moskwa.
- [125] Saks W. H., 1958. Niekatoryje soobrażenija o geologiczeskoj istorii Arktiki. *Problemy Sewera*. Wypusk 1, s. 65—84. Moskwa.
- [126] Salomon W., 1910. Die Spitzbergenfahrt des Internationalen Geologischen Kongresses. *Geol. Rdsch.*, Bd. 1, s. 302—309. Leipzig.
- [127] Sandfort K. S., 1929. The glacial conditions and Quaternary history of North-East Land. *Geogr. Journ.*, Vol. 74, s. 451—470 i 543—552. London.
- [128] Sawicki L., 1959. Polska wyprawa glaciologiczna w 1938 roku na Spitsbergen. Kartki z dziennika wyprawy. *Acta Geoph. Polon.*, Vol. 7, Nr 3—4, s. 403—418. Warszawa.
- [129] Seelheim H., 1910. Die Filchnersche Vorexpedition nach Spitzbergen. *Zeitschr. Gesellsch. f. Erdkunde zu Berlin*, s. 654—661. Berlin.
- [130] Schytt V., 1956. Lateral drainage channels along the northern side of the Moltke glacier Northwest Greenland. *Geogr. Ann.*, Vol. 38, s. 64—77. Stockholm.
- [131] Schytt V., 1959. The glaciers of the Kebnekajse-Massif. *Geogr. Annaler*, Vol. 41, s. 213—227. Stockholm.

- [132] Semewski D. W., 1965. Morskije terrasy Van-Mijenfiorda i Bille-Fjorda i ich paleontologiczeskaja charakteristika. Nauczno-isledowatelskij Institut Geologii Arktiki — Materiały po geologii Szpicbergena, s. 222—231. Leningrad.
- [133] Semewski D. W., Szkatow E. P., 1965. Geomorfologija Zemli Norden-szelda (Zapadnyj Szpicbergen). Ibidem, s. 232—240. Leningrad.
- [134] Semewski D. W., Szkatow E. P., 1965. Sowremennoje otstupanije led-nikow Zapadnowo Szpicbergena. Ibidem, s. 241—245. Leningrad.
- [135] Semewski D. W., 1965. K woprosu o wozraste wulkana Swerre. Ibidem, s. 272—275. Leningrad.
- [136] Siedlecki S., 1935. Polska Wyprawa na Spitsbergen. Wierchy, R. 13, s. 34—45. Kraków.
- [137] Siedlecki S., 1956a. Rekonesansowa wyprawa na Spitsbergen w 1956 r. Przygotowanie. Problemy, R. 12, Nr 12 (129), s. 842—854. Warszawa.
- [138] Siedlecki S., Dziennik wyprawy rekonesansowej na Spitsbergen w 1956 r. Problemy, R. 13, Nr 1 (130), s. 2—23. Warszawa.
- [139] Siedlecki S., 1964. Dom pod biegunem. Wydaw. Sport i Turystyka, s. 1—25. Warszawa.
- [140] Sokołow W. H., 1965. Geologiczeskij oczerk Archipelaga Szpicbergen. Nauczno-isledowatelskij Institut Geologii Arktiki. Materiały po geologii Szpicbergena, s. 8—28. Leningrad.
- [141] Spethmann H., 1911. Sandar, Sander, Sandur oder Sandr? Centralblatt für Mineralogie, Geol. und Paläontol. in Verbind. mit dem Jahrb. f. Mineral. und Paläont., s. 673—675. Stuttgart.
- [142] Spethmann H., 1912. Forschungen am Vatnajökull auf Island und Studien über seine Bedeutung für die Vergletscherung Norddeutschlands, Zeitschr. d. Gesellsch. für Erdkunde zu Berlin, s. 414—433. Berlin.
- [143] Starkel L., 1967. Post-glacial climate and the moulting of European relief. Repr. from the Royal Meteorol. Soc. Proc. of the Intern. Symposium on World Climate from 8000 to o b.c., s. 15—33.
- [144] Sterneck V., Ehrenstein, 1874. Die Arktische Expedition des Grafen Hans Wiltschek nach Spitzbergen und Novaja Semlja Juni—Sept. 1872. Peterm. Mitt., Vol. 20. Gotha.
- [145] Strachow H. M., 1948. Osnowy istoriczeskoj geologii II, s. 294—321. Moskwa — Leningrad.
- [146] Straka H., 1961. Relative und absolute Datierungen quartärer Ablagerungen. Die Naturwissenschaften, Jahrg. 48, H. 9, s. 324—332.
- [147] Svalbard, 1942. The place-names of Svalbard. Skrifter om Svalbard og Ish., No. 80, s. 1—539. Oslo.
- [148] Svalbard, 1950. A Norwegian outpost, s. 1—172. Bergen.
- [149] Szczepankiewicz S., 1960. Rzeźba niektórych dolin w Ziemi Wedel Jarlsberg. Czas. Geogr., t. 31, z. 4, s. 357—374. Warszawa — Wrocław.
- [150] Szupryczyński J., 1960. The marginal zone of the Gås glacier (Sörkapp-land — Southern Spitsbergen). Bull. Acad. Polon. Sci. Ser. sci. geol. et geogr. Vol. VIII, No. 4, s. 313—319. Varsovie.
- [151] Szupryczyński J., 1963a. Rzeźba strefy marginalnej i typy deglacjacji lodowców południowego Spitsbergenu. Prace Geogr. IG PAN, Nr 39, s. 1—163. Warszawa.
- [152] Szupryczyński J., 1963b. Formen und Entstehungstypen der Eisrand-lagezone von Südspitsbergen. Report of the VI-th Intern. Congr. on Quater-rary Warsaw 1961, s. 491—500. Łódź.
- [153] Szupryczyński J., 1965a. Relief of the marginal zone of Werenskiold-breen, Norsk Polarinstittutt Årbok 1963, s. 89—107. Oslo.

- [154] Szupryczyński J., 1965b. Eskers and kames in the Spitsbergen area. Geogr. Polonica, Vol. 6, s. 127—140. Warszawa.
- [155] Szupryczyński J., 1965c. Zagadnienie genezy krajobrazów wysoczyzny morenowej płaskiej i falistej. Przegl. Geogr., t. 37, z. 1, s. 163—169. Warszawa.
- [156] Szupryczyński J., 1966. Przebieg deglacji na obszarze północnego Spitsbergenu w rejonie fiordu Bock. Przegl. Geogr., t. 38, z. 3, s. 407—428. Warszawa.
- [157] Thoren R., 1962. The Norwegian Svalbard Excursion in connection with the XIX-th Intern. Geographical Congress Norden 1960. Norsk Polarinst. Arbok 1960, s. 90—97. Oslo.
- [158] Todtmann E. M., 1957. Am öslichen Rand des Bruarjökull. Nordrand des Vatnajökull (Island) August, September 1956. Neues Jahrb. Geol. Paleont. Mh. 7/8, s. 316—327. Stuttgart.
- [159] Todtmann E. M., 1960. Gletscherforschungen auf Island (Vatnajökull), Abh. aus dem Gebiet der Auslandskunde, Bd. 65, s. 1—95. Hamburg.
- [160] Torell O., Nordenskiöld A. E., 1869. Die schwedischen Expeditionen nach Spitsbergen und Bären-Eiland ausgeführt in den Jahren 1861, 1864 und 1868, s. 1—518. Jena.
- [161] Tyrrel E. W., 1921. Geographical observations in Spitsbergen 1919 and 1920. The Scott. Geogr. Magaz., Vol. 37, s. 227—242.
- [162] Voigt U., 1966. Die Arbeiten der Überwinterungsgruppe der Deutschen Spitzbergen Expedition 1964/65. Peterm. Mitt., Jahrg. 110, H. 2, s. 43. Gotha.
- [163] Wahnschaffe F., 1910. Die Exkursion des XI Internationalen Geologen Kongresses nach Spitzbergen. Zeitschr. d. Gesellsch. für Erdk. zu Berlin, s. 639—654. Berlin.
- [164] Werenskiöld W., 1922. Höie strandlinjer paa Spitsbergen. Norsk Geol. Tidsskr., Bd. 7, s. 7—12. Christiania.
- [165] Werenskiöld W., 1924. Tilbakerykking av nogen isbreen på Spitsbergen. Norsk Geol. Tidsskr., Bd. 8, s. 129—131. Oslo.
- [166] Werenskiöld W., 1952/53. The Strand Flat of Spitsbergen. Geografisk Tidsskr., Bd. 52, s. 302—309. Köbenhavn.
- [167] Wilhelm F., Wirthmann A., 1960. Untersuchungen zur Geomorphologie von Südost-Spitzbergen. Peterm. Geogr. Mitt., H. 2/3, s. 172—178. Gotha.
- [168] Winsnes T. S., Helle S. G., Gjelsvik T., 1962. Activities of Norsk Polarinstittut, Norsk Polarinstittut Arbok 1962, s. 5—13. Oslo.
- [169] Woldstedt P., 1954. Das Eiszeitalter, Bd. I, s. 1—365. Stuttgart.
- [170] Zagrajski S., Zawadzki A., Prace geodezyjne Polskiej Wyprawy na Spitsbergen w 1934 roku. Wiadomości Służby Geogr., R. 9, z. 1—2, s. 49—122. Warszawa.

#### Mapy

- [171] Svalbard 1 : 2 000 000, Norsk Polarinstittut, Oslo 1958.
- [172] Vestspitsbergen, southern part 1 : 500 000, Norsk Polarinstittut, Oslo 1964.
- [173] Vestspitsbergen, northorn part 1 : 500 000, Norsk Polarinstittut, Oslo 1964.
- [174] Topografisk kart over Svalbard 1 : 100 000 Blad C 13 — Sörkapp, Norges Svalbard og Ish. Undersökelse. Oslo 1947.
- [175] Topografisk kart over Svalbard 1 : 100 000 Blad C 9 — Adventdalen, Norsk Polarinstittut. Oslo 1950.
- [176] Topografisk kart over Svalbard 1 : 100 000 Blad B 12 — Torellbreen, Norsk Polarinstittut. Oslo 1953.
- [177] Topografisk kart over Svalbard 1 : 100 000 Blad B 9 — Isfjorden, Norsk Polarinstittut. Oslo 1955.



- [178] Topografisk kart over Svalbard 1 : 100 000 Blad C 12 — Markhambreen, Norsk Polarinstitut. Oslo. 1957.
- [179] Topografisk kart over Svalbard 1 : 500 000 Blad A 7 — Kongsfjorden. Oslo 1962.
- [180] Lodowiec Werenskioldbreen, Strefa czołowa 1 : 5000, red. T. Naumienko, zdjęcia w terenie C. Lipert, oprac. autogrametryczne C. Lipert, M. Bałdyga. Druk Wojskowe Zakł. Kartograficzne. Warszawa 1961.
- [181] Lodowiec Pencka (Spitsbergen Zachodni). Morena czołowa. 1 : 2000, red. T. Naumienko, zdjęcia w terenie C. Lipert, oprac. autogrametryczne C. Lipert, M. Bałdyga. Druk Wojskowe Zakł. Kartograficzne. Warszawa 1966.

## INDEKS NAZWISK

- Abakumow S. A. 42.  
 Agassiz L. 61, 65, 68.  
 Agranat G. A. 52.  
 Alhmann H. W. 8, 51, 53, 55, 60, 85,  
     94, 101.  
 Andersson G. 28.  
 Andersson J. E. 14.  
 Antevs E. 37.  
  
 Backlund H. 73.  
 Baranowski S. 49.  
 Biernawski W. 74.  
 Birkenmajer K. 12, 16, 18, 30—32, 34,  
     37, 45, 52, 85.  
 Blake W. jr. 10, 31, 36, 44.  
 Blutgen J. 14—16.  
 Bondarczuk W. E. 69.  
 Boulton G. E. 84, 86.  
 Bramer H. 101.  
 Brown R. R. N. 85.  
 Burow J. P. 38, 39.  
 Böhm A. 61, 62.  
 Büdel J. 16, 17, 20, 31.  
  
 Charlesworth J. K. 62, 65, 67, 70, 94, 95.  
 Charpentier J. 61, 65.  
 Corbel J. 16, 18.  
 Credner H. 86.  
 Czeppe Z. 18, 46, 48, 100.  
 Cöster A. F. 85, 86.  
  
 Devirts A. L. 20, 35.  
 Dibner W. D. 16, 18.  
 Dobkina E. J. 20, 35.  
 Donner J. J. 31.  
 Drygalski E. 14, 21, 22, 61, 62, 65, 66,  
     68, 69, 91.  
 Dunér N. 34.  
 Dutkiewicz L. 12.  
 Dylik J. 12.  
 Dylikowa A. 97.  
  
 Feyling-Hanssen R. 21, 25, 26, 28—34,  
     37, 42, 49.  
 Finsterwalder S. 61, 67, 68.  
 Finsterwalder R. 67.  
 Flint R. 70, 79.  
 Frebold H. 9, 11, 14.  
 Furrer G. J. 86.  
  
 Galon R. 101.  
 Garwood E. J. 69, 86, 89.  
 de Geer G. 14, 21, 25, 51, 58, 85.  
 Gjelsvik T. 102.  
 Godefroy 65.  
 Goldschmidt W. M. 40.  
 Goldwait R. E. 85.  
 Gorbackij G. W. 10, 21, 22, 52, 53.  
 Gregory J. W. 69, 86, 89.  
 Gripp K. 11, 46, 51, 61, 62, 65, 66, 69,  
     72—74, 84—87, 89—92.  
 Groswald M. G. 17—20, 32, 35—37, 49.  
 Gronlie O. T. 86.  
  
 Hagerman T. 8.  
 Hamberg A. 89.  
 Harland W. B. 11, 58.  
 Heer O. 26.  
 Heim A. 61, 68.  
 Heintz A. 86.  
 Heuberger H. 49.  
 Heuglin M. Th. 25, 52, 56, 86.  
 Hoel A. 11, 14, 24, 25, 30, 38, 40, 41,  
     44, 45.  
 Hoinkes H. 58.  
 Holtedahl O. 11, 25, 38—42, 44, 45, 86.  
 Hoppe G. 78, 81, 87, 95.  
 Høgbom B. 14.  
 Hollermann P. 49.  
  
 Isachsen G. 38, 45.  
 Iwanow I. M. 16.

- Jahn A. 12, 16, 18, 20, 21, 23, 30—32, 45, 49, 52, 78, 100, 101.  
 Jewtuchowicz S. 12, 79, 84, 86, 94, 95, 98.  
 Johnstrup F. 86.  
 Jörstad F. A. 31, 34.  
 Karlstrom T. 49.  
 Keilhack K. 91.  
 Keller G. 101.  
 Klatka T. 12.  
 Klebansberg R. 69, 94.  
 Klimaszewski M. 12, 25, 26, 52, 64, 69, 70, 74, 78, 79, 84—87, 91, 95, 98, 99.  
 Klimek K. 102.  
 Knipowitsch H. M. 26.  
 Knothe K. 51, 52.  
 Koch J. P. 89.  
 Kosiba A. 10, 12, 50, 52, 53, 60, 95.  
 Krygowski B. 102.  
 Krzysztofowicz Z. 102.  
 Książkiewicz M. 69, 91.  
 Kuhn B. F. 65.  
 Lencewicz S. 16, 62, 69, 91.  
 Liestol O. 46, 48, 49.  
 Lipert C. 59, 60, 66, 87.  
 Louis H. 55, 70.  
 Loven S. 73.  
 Lugeon K. 61.  
 Luncke B. 58.  
 Ławruszyn J. A. 86.  
 Machatschek F. 61, 62, 65, 66, 68, 69, 91.  
 Marcinkiewicz A. 12, 23, 25, 37.  
 Markow K. K. 37.  
 Mathieson J. 58.  
 Michalska Z. 12, 52, 87.  
 Moller J. T. 85.  
 Nansen F. 8.  
 Nathorst A. G. 9, 11, 13, 25, 26, 28, 51, 56.  
 Nordenskiöld A. E. 11, 13, 14, 34, 35, 56, 73.  
 Oelsner Chr. 55—57.  
 Olsson I. U. 10, 26, 30, 32—34, 36, 43, 49.  
 Orvin K. 9, 11, 14, 32, 38, 39.  
 Oyen P. A. 62.  
 Östrem G. 49, 85.  
 Pawłowski S. 61, 62.  
 Penck A. 52, 61, 67, 86.  
 Philipp H. 21, 86, 89.  
 Pillewizer W. 52, 64.  
 Pulina M. 102.  
 Raaben E. M. 86.  
 Reinhard H. 102.  
 Richter E. 61.  
 Różycki S. Z. 8, 9, 11, 12, 14, 20, 23, 31, 50, 53, 74, 86, 87, 89.  
 Saks W. H. 8, 11, 16, 20, 21, 26, 32.  
 Sandfort K. S. 25, 31, 98.  
 Sawicki L. 101.  
 Semewski D. W. 20, 22, 35, 38, 42, 43, 46, 57—59, 60, 86.  
 Schytt V. 70, 85.  
 de Seue C. 66, 67.  
 Siedlecki S. 11, 27, 86, 101.  
 Simony F. 67.  
 Sokołow W. 14.  
 Spethmann H. 12, 85, 91.  
 Stankowski W. 102.  
 Starkel L. 49.  
 Sterneck v. Ehrenstein 84.  
 Strachow I. M. 16, 21.  
 Straka H. 20.  
 Szczepankiewicz S. 12, 86.  
 Szkatow E. P. 46, 58—60, 86.  
 Szupryczyński J. 12, 18, 25, 33, 43, 46, 47, 52, 60, 64, 66, 70, 78—80, 84, 86, 87, 97, 98.  
 Środoń A. 10, 36.  
 Todtmann E. M. 51, 65, 66, 70, 85, 92, 94, 95.  
 baron Toll 61.  
 Torell O. 14, 35, 56, 73.  
 Tyrrel E. 86.  
 Vogt T. 30.  
 Voigt U. 72.  
 Wahnschaffe F. 25, 52.  
 Ward W. H. 78.  
 Watnelie 38.  
 Wegener A. 89.  
 Werenskiöld W. 11, 20, 23—25, 45, 56.  
 West R. G. 31.  
 Wiese W. J. 57.  
 Woldstedt P. 16, 21, 37, 61, 69, 70, 85, 94, 95.  
 Wójcik G. 68, 92, 96.  
 Zagrajski S. 74.  
 Zawadzki A. 74.

## НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА ТЕРРИТОРИИ ШПИЦБЕРГЕНА

На территории Шпицбергена находятся разнообразные отложения четвертичного периода — морские и континентальные. Среди континентальных наиболее распространенными являются отложения дельтового и современного ледниковый. Они представлены также ледниковым льдом и всякого рода грунтовым льдом.

Территория, покрытая в настоящее время льдом, занимает 80—85% площади всего архипелага, т.е. около 58 000 км<sup>2</sup>. Кроме того среди континентальных отложений Шпицбергена встречается: алювий, делювий и в небольшом количестве аллювий (Г. В. Горбачевский 1964, с. 140). На территории тундры встречаются органические обложения — торф (А. Т. Натхорст 1910, В. Блаке, И. У. Ольссон, А. Сродонь 1965), а также озерные осадки.

На северном Шпицбергене в районе Бокфьорден находятся четвертичные эффузивные породы — вулканические отложения (А. Хель 1910, А. Хель и О. Хольтедал 1911). Вокруг действующих в настоящее время источников в районе Бокфьорден и на южном Шпицбергене на Сёркапи отлагаются осадочные породы — гравертин (А. Хель и О. Хольтедал 1911).

В научной литературе нет синтетического труда, касающегося проблематики четвертичного периода. В появившихся до настоящего времени синтетических геологических работах вопросы четвертичного периода играют второстепенную роль и обсуждаются на 1—2 страницах (Норденшельд 1876, Натхорст 1910, Фребольд 1935, Харланд 1961) или о них вообще нет речи (Орвин 1910). Наиболее исчерпывающе вопросы четвертичного периода рассматриваются в большой работе В. Х. Сакса (1956, с. 433—455). Однако в ней не учитываются все проблемы четвертичного периода. Это преимущественно физикогеографическая характеристика архипелага. Синтетического труда посвященного проблеме оледенения Шпицбергена не существует, потому что экспедиции, ведущие исследования на Шпицбергене открывают заново то, что уже изучалось и было опубликовано.

Проблематикой четвертичного периода на Шпицбергене автор заинтересовался в 1959 году и с тех пор собирал материалы имея в виду разработку некоторых вопросов. С территорией Шпицбергена он познакомился как участник трех экспедиций: в 1959 и 1960 годах, принимая участие в польских экспедициях возглавляемых С. Седлецким и в 1963 г. в экспедиции Норвежского Полярного Института.

Приложенная карта форм гляциальной и гляцифлювиальной аккумуляции показывает изученность ледниковых форм, главным образом современного оледенения.

Автор отдает себе отчет в том, что карта может быть не регистрирует всех форм, так как часто о их генезисе упоминается отрывочно в трудах относящихся к другим геологическим формациям. Карта указывает, что изученность форм гляциальной и гляцифлювиальной аккумуляции западного побережья Шпицбергена над Конгефьорден, Исфьорден, Вельзундом и Хоризундом несравненно больше, чем восточных районов, а особенно фризланд (рис. 1).

## ПЛЕЙСТОЦЕНОВОЕ ЛЕДНИКОВЬЕ

Многие геологические и геоморфологические данные указывают, что древний плейстоценовый ледниковый покров был на Шпицбергене гораздо больше современного. На территории расположенной вне современного ледникового покрова наблюдаются многочисленные трещины, ледниковые кары, ледниковая шлифовка и борозды и обильный эрратический материал.

Со второй половины XIX в до настоящего времени продолжается дискуссия по двум вопросам:

- 1) границ плейстоценового оледенения на территории архипелага Свальбард,
- 2) направления движения ледников в плейстоцене и положения центров оледенения.

Относительно границ оледенения существовали диаметрально противоположные взгляды. Некоторые считали, что на архипелагах Арктики образовались самостоятельные центры оледенений, другие, что в плейстоцене на территории Баренцова моря, образовалась огромная ледниковая шапка. Сторонники второго взгляда А. Е. Норденшельд (1875), И. Блютген (1942), В. Д. Дибнер (1961) и И. Корбель (1960) опираются главным образом на интерпретации рельефа шельфа Баренцова моря. Они считают, что этот рельеф носит следы очень сильной ледниковой экзарации. В. Д. Дибнер (1961) констатировал на шельфе Баренцова моря существование ледниковых отложений. К сожалению он до настоящего времени не опубликовал более обширного труда, в котором бы было указано местонахождение и тип ледниковых отложений. Только такие доказательства были бы достаточно убедительным аргументом для принятия тезиса о континентальном оледенении шельфа Баренцова моря и связи этого оледенения с континентальным оледенением Скандинавии в плейстоцене.

А. Ян (1959а и 1959в) и К. Биркенмайер (1959) установили, что вне территории покрытой конечными моренами современных ледников существуют конечные и боковые морены т.н. древней генерации. Этот факт важен для установления хронологии ледниковой на территории Шпицбергена. Эту хронологию можно установить также на основании связи морен с морскими террасами. На террасах, в морских отложениях находится обильная фауна морских моллюсков, кости китов, а на низких террасах нагромождения дрейфового дерева. В последние годы была проведена датировка ряда образцов моллюсков, костей китов и дрейфового дерева радиоуглеродным методом. Это позволило установить абсолютный возраст террас.

В изучавшейся А. Яном (1959а, 1959в) долине Рев, расположенной на северном побережье фьорда Горнзунд, древние морены покрывают 65-метровую террасу, тем временем как береговая линия 45-метровой террасы вырезана именно в этой морене. На основании экстраполяции датировок террас Шпицбергена, проведенной А. Т. Гросвальдом (1963, 1967) возраст 65-метровой террасы можно определить в 10,5 тыс. лет, а 45-метровой 9,5 тыс. лет. Значит возраст морен древней генерации, покрывающих 65-метровую террасу, можно определить приблизительно в 10 тыс. лет. Значит морены эти синхронны моренам стадии Салькаусселька т.е. периоду младшего дриаса. Согласно общепринятой в Европе и Сев. Америке хронологии плейстоцена (И. Бюдель 1960, Х. Старка 1961) морены древней генерации покрывающие 65 метровую террасу соответствуют конечной стадии вюрмского ледникового. Согласно этой хронологии младший дриас является самой молодой климатической фазой плейстоцена. В Советском Союзе в последнее время появилась тенденция передвинуть границу плейстоцена на Аллерод. Советские ученые считают, что Аллерод и младший дриас принадлежат уже голоцену. Согласно этому взгляду А. Т. Гросвальд, А. Л. Девиртс, Е. И. Добкина и Д. В. Семейский (1967) относят морены, покрывающие 65-метровую террасу, к т.н. стадии Горнзунда — первой стадии голоценового оледенения. Автор только упоминает об этом взгляде, но в дальнейшем применяет общепринятую в Европе стратиграфическую схему плейстоцена.

В конце плейстоцена, т. е. около 10 тыс. лет тому назад, ледниковый покров на Шпицбергене значительно уменьшился, так же как и во всей Арктике. Остатки плейстоценового ледникового покрова исчезли только во время полного климатического оптимума.

## РАЗВИТИЕ РЕЛЬЕФА ПОБЕРЕЖИЙ В ГОЛОЦЕНЕ

Морские террасы дают возможность воспроизвести голоценовую историю Арктики. Большая часть Арктики была в плейстоцене подвержена оледенению. Деградация этого оледенения привела к изостатическому поднятию суши. На Шпицбергене изостатически поднятые морские террасы занимают вдоль побережий пояс шириной от нескольких десятков метров до ок. 10 км. Выше всего они подняты на южном Шпицбергене, напр. в районе Бельзунда до 270—300 м н. у. м. (Ружицки 1936, с. 79, Марцинкевич 1961), на Сёркапп — до 340 м н. у. м. (Вареншельд 1922, 1952/53), на север от Горизунда — до 275 м н. у. м. (Ян 1959а, с. 248). А. Ян выделяет на южном Шпицбергене 14-ступеней террас, Вареншельд — 9. Более низкие террасы выражены лучше, они более широки и разделены ясно обозначенными абразионными уступами (фот. 1). Более высокие уровни сохранились фрагментами и представляют собой главным образом абразионные цоколи. На низких же террасах залегают пески и морская галька мощностью в несколько метров (фот. 3 и 5). В отложениях отдельных террас встречается фауна морских моллюсков, кости китов и разнообразный материал морского дрифта, главным образом дрейфовое дерево. На наиболее высоком уровне фауна найдена на террасах в районе Исфьорден на высоте 84,5 м н. у. м. (Фейлинг-Ганссен и Ольссон 1959/60) и на Сансойра на высоте 120 м н. у. м. (Климашевски 1960). Все виды фауны в районе Исфьорден были определены как постгляциальные (Фейлинг-Ганссен 1955, 1965).

На основании изучения ископаемой морской фауны района Биллефьорден Р. В. Фейлинг-Ганссен (1955, 1965) составил схему изменений климата в постгляциале (таблица 1). Датировка радиоуглеродным методом фауны морских моллюсков (таблица 2), костей китов и дрейфового дерева (таблица 3 и 4) показала, что терраса высотой до 80 м н. у. м. являются постгляциальными. Более высокие террасы образовались в плейстоцене. Существуют региональные различия величины изостатических поднятий. Потому при параллелизации морских террас на Шпицбергене необходимо проводить подробный анализ фауны разных террас. При параллелизации критерий высоты недостаточен. Новые возможности увязки террас даже на большом расстоянии выявились благодаря широкому применению радиоуглеродного метода датировки органических частиц находящихся в морских отложениях разных террасовых уровней.

Автор считает, о чем уже упоминалось выше, что самая высокая береговая линия голоценового возраста на Шпицбергене не выше 80 м, а береговая линия плейстоценового возраста не выше 340 м н. у. м. Однако, принимая во внимание величину эвстатического поднятия уровня морей и океанов доходящего до 70 м, следует считать, что в голоцене максимальное изостатическое поднятие южного Шпицбергена достигло 150 м.

## РАЗВИТИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ЧЕТВЕРТИЧНОМ ПЕРИОДЕ

На территории северного Шпицбергена находятся три вулкана: Сверрефьеллет (506 м н. у. м.), Гальвданингген (961 м н. у. м.) и Сигурдфьеллет (1162 м н. у. м.). Лучше всего изучено геологическое строение вулкана Сверрефьеллет благодаря работам А. Хёля и О. Хольтедала (1911) и Я. П. Булова (1965). Вулкан Сверрефьеллет (79°27' северной географической широты и 13°22' восточной географической долготы) расположен на западном побережье Бокфьорден. Он занимает площадь в 2 км<sup>2</sup> и построен из трахитово-базальтовой лавы, лапилли, вулканических выбросов (рис. 7).

Вулкан обладает классической конусообразной формой (фот. 6). На его северо-восточном склоне находится кратер. Многочисленные вулканические бомбы (биотитовые граниты) диаметром от 2 до 3 м лежат на склонах сверху до низу.

На небольшом расстоянии от берегов Вокфьорден Хёл и Хольтедаль установили существование 3 террас высотой в 25, 37 и 60 м н. у. м. В отложениях 60-метровой террасы они констатировали чередование слоев буро-красной гальки и слоев лапилли с обломками лавы. На основании этих наблюдений они предполагали, что вулкан синхронен образованию 60-метровой террасы. Каждый слой лапилли согласно их концепции соответствует деятельности вулкана, а слой гальки — ее перерыву. В 1963 г. автором проведены наблюдения террас у края ледника Адольфа недалеко от конуса вулкана (Н. Шупрычиньски 1966, с. 417). В этом районе им были выделены 6 террас. Изучение геологического строения 60-метровой террасы подтвердило правильность наблюдений Хёля и Хольтедаля. Сравнение с другими районами Шпицбергена, для которых имеются данные относительно возраста террас, позволяют автору думать, что 60-метровая терраса образовалась в конце плейстоцена. Таков же вероятно и возраст вулкана Сверрефьеллет. Д. В. Семевски (1965) на основании анализа морских террас восточного побережья Бокфьорден приходит к заключению, что вулканическая деятельность произошла 4000—6500 лет тому назад. Вулканы несомненно четвертичного возраста. Более точное определение возраста вулканической деятельности остается открытым вопросом.●

## ПЛЕЙСТОЦЕНОВОЕ ЛЕДНИКОВЬЕ

Вюрмское ледниковье на Шпицбергене окончилось около 10 тыс. лет до нашего времени. Над Горнзундом последнее ледниковье в его конечной фазе оставило следы в рельефе в виде моренных галов т.н. древней генерации. Эти валы находятся на 65-метровой морской террасе.

Исследования последнего времени показали, что валы морен древней генерации находятся также и на более низких чем 65-метровая террасах (Я. Шупрычиньски 1963а, с. 128—131, З. Чэппэ 1966, с. 54). Ниже всего автор обнаружил древние моренные валы на 5-метровой террасе и то на северном побережье Магдаленфьорден и на Амстердамойя. Возраст террасы 5,8 м н. у. м. в центральном Шпицбергене был определен Р. В. Фейлинг-Ганссеном и И. Ольссоном в 3810 ± 90 лет (табл. 2). Результаты датирования советскими учеными показали, что терраса 5,5 м н. у. м. на острове Баренца образовалась 2400 ± 120 лет до настоящего времени. Значит морены лежащие на 5-метровой террасе моложе 2400 лет — они образовались ок. 500 лет до нашей эры. Г. Øстрем (1959/60, 1961, 1964) отмечает в то же время трансгрессию ледников в Скандинавии. Датировка ледниково-моренных валов времени этой трансгрессии показала их возраст равный 2600 ± 100 лет до настоящего времени. М. Т. Гросвальд (1963) на земле Франца Иосифа отмечает факт смятия морских отложений на 5-метровой морской террасе и объясняет это явление голоценовым оледенением, т.н. фазой Седова. Т. Карлсштром (1965, с. 222) отмечает на территории Аляски трансгрессию ледников, которая произошла в тысячелетие между 500 годом до нашей эры и 500 годом нашей эры. Х. Хойбергер и П. Холлерманн (Старкель 1957, с. 27) отмечает в это время трансгрессию ледников в Альпах, названную фазой Ларстиг. Итак, трансгрессия ледников на Шпицбергене, которая началась 500 лет до нашей эры была обусловлена изменениями климата отразившимися и в Арктике и в умеренной зоне. Этот период трансгрессии ледников на Шпицбергене автор предлагает назвать стадией Магдаленфьорден, так как первый раз он нашел валы морен на 5-метровой террасе на побережье фиорда Магдалена.

Итак опираясь на известные в настоящее время факты можно составить следующую схему ледниковий на территории Шпицбергена:

1. Плейстоценовое ледниковое — вюрмское, результатом которого являются многочисленные формы ледниковой экзарации, эрратический материал и древние моренные валы т.н. стадии Горнзунда на террасах высотой до 60 м н. у. м.

2. Голоценовое ледниковое. В этом ледниковье до настоящего времени удалось выделить:

а) Стадию Магдаленфьорден, следами которой являются в рельефе древние конечные и боковые морены располагающиеся вне моргинальных зон современных ледников, на поверхности террас от 45 до 5 м н. у. м. Трансгрессия ледников этой стадии началась после образования террасы высотой 65 м н. у. м., т.е. около 2400 лет до настоящего времени.

б) современную стадию, трансгрессия ледников которой началась вероятно в конце XIII века и максимум которой пришелся на конец XIX в.; следы этой трансгрессии остались в виде валов конечных и боковых морен и других гляциальных и гляцифлювиальных форм.

В дальнейшем автор дает характеристику современного ледникового покрова и обсуждает динамику ледников.

### ФОРМА ЛЕДНИКОВОЙ АККУМУЛЯЦИИ СОВРЕМЕННОГО ЛЕДНИКОВЬЯ

Боковые морены на Шпицбергене тянутся почти вдоль всех долинных ледников по обе стороны их языков. Они построены из обломков пород, которые обсыпаются со склонов гор в понижение между склоном и ледником или непосредственно на ледник. В результате ледниковой абляции боковые морены приподняты в виде валов под поверхностью ледника. Эти валы, если они образовались между склоном и ледником, построены исключительно из моренного материала. Если же обломочный материал осаждается на леднике, в результате абляции образуются ледниково-моренные валы. На поверхности ледниково-моренных валов моренный покров достигает мощности от нескольких сантиметров до нескольких метров. Высота и размеры боковых морен увеличиваются по направлению к нижней части ледника. На Шпицбергене относительная высота боковых морен не превосходит 100 м. Самые длинные боковые морены ледника Натхорста достигают 20 км, морены ледников Пауля, Холстрёма, Стронга и Орса — 13—15 км (см. карта, рис. 16). Самый широкий пояс боковых морен достигающий 2,5 км расположен между ледниками Пауля и Натхорста.

Срединные морены встречаются на поверхности многих ледников. Самая длинная срединная морена достигающая 18 км находится на леднике Стронга. На ледниках Ветеванен и Торелля срединные морены достигают 15 км длины, а на леднике Натхорста — 8 км (рис. 16). На Шпицбергене преимущественно встречается наиболее простой тип срединной морены, который образуется благодаря соединению двух боковых морен сливающихся ледников. Срединные морены „текут” также от нунатаков возвышающихся над поверхностью ледника или выступов скал возвышающихся по бокам ледника или же появляются там, где внутренняя морена выходит на дневную поверхность. Срединная морена в верхней части ледника выступает исключительно в виде узкого пояса поверхностной морены. К низу начинает постепенно образовываться срединная морена в виде вала достигающего максимальной относительной высоты у края ледника. Если срединная морена образовалась в результате соединения боковых морен, на леднике под поясом поверхностной морены появляется ясно выраженный шов внутренней морены, достигающий неоднократно основания. В случае, когда пояс срединной морены начинается от нунатака или от скального выступа, моренный материал появляется только на поверхности ледника и не переходит во внутреннюю морену. На ледниках Шпицбергена встречаются также срединные морены, построенные частично или в целом из подледникового материала.



Донная морена на Шпицбергене встречается очень редко и на небольших площадях. Разновидность донной морены т.н. „fluted moraine” автор обнаружил по близости края отступающего ледника Вареншельда (рис. 12). Там были найдены в 1960 году небольшие параллельные по отношению друг к другу гребни высотой в 0,30 м и шириной 1—1,5 м разделенные бороздами шириной до 1 м. Гребни были построены из моренной глины с многочисленными валунчиками, расположенными параллельно морфологической оси гребня. Мощность пласта данной морены и сортировка валунчиков указывает, что моренный материал тёк в виде пластичной массы подо льдом.

Разновидностью донной морены является также оригинальный комплекс форм — „стен” глины (Lehmmauern, Türme). Формы этого типа были обнаружены К. Гриппом (1929) перед ледниками Натхорста и Сефстрома и *in situ nascendi* на леднике Гольмстрома. По Гриппу эти формы образуются в результате вдавливания донной морены в трещины на дне ледника. Стены из глины были обнаружены на Шпицбергене первый раз уже в 1837 году С. Ловеном перед ледником Конгевеген.

В 1963 году автор нашел большое скопление глинистых стен перед ледником Момако (рис. 13). Они расположены там на продолжении боковой морены и на острове Лернер. Они построены из тяжелой моренной глины содержащей сравнительно много валунчиков, и даже крупных валунов. Высота стен достигает высоты 10 м, а ширина местами не доходит до 3 м. Гребни этих форм неоднократно достигают ширины только несколько десятков сантиметров (фот. 19). Наклон склонов превосходит 45°, а часто достигает 90° (фот. 18 и 19). В глине видны ясно обозначающиеся чешуи во многих случаях стоящие почти вертикально (фот. 18 и 19).

Абляционные морены играют очень большую роль в рельефе маргинальной зоны делников Шпицбергена. Во время полярного лета, в период сильной абляции поверхностная морена покрывающая край ледника сильно перемывается. Она насыщена абляционными водами. Поэтому она приобретает состояние моренной грязи, которая стекает вниз по поверхности делника и растекается у его подножья. Эта грязь перемешивается много раз. Это многократное перемещение моренного материала ведет к сильному изменению — диагенезу. Это относится главным образом к структуре и текстуре. М. Климашевски (1960, 1963) называет этот тип морены диагенезированной абляционной мореной. Часто в результате покрытия края ледника мощным плащом поверхностной морены он превращается в большую глыбу мертвого льда. Многочисленные глыбы мертвого льда наблюдались на территории всего Шпицбергена (М. Климашевски 1960, Я. Шупрычиньски 1963а, С. Евтухович 1966). В результате постепенного таяния этого мертвого льда, образуется также абляционная морена, но с хаотичной структурой.

Ледниково-моренные валы встречаются часто перед краем ледников Шпицбергена. Их подробная характеристика уже опубликована автором (Я. Шупрычиньски 1960, 1963а, 1963в, 1965а), потому он ограничится здесь кратким описанием. Рельеф делниково-моренных валов аналогичен валам аккумулятивных конечных морен. Различить эти формы можно только на основании геологического строения. Ледниково-моренные валы образуют огромные комплексы шириной в 650 м и относительной высотой до 100 м. Внутри их находится реликтовый ледниковый лед мощностью которого доходит до 95 м. На льду лежит моренный покров 1—2 м мощности (фот. 22 и 23).

Конечные морены — лучше всего изученные формы гляциальной аккумуляции Шпицбергена. Здесь находятся и аккумулятивные конечные морены и морены напора. Наиболее подробные исследования геологического строения напорных морен проведены К. Гриппом (1929) и М. Климашевским (1960). Таких грандиозных и высоких морен напора, как на Шпицбергене не обнаружено нигде в Арктике. Они достигают 80 м высоты и занимают пояс шириной до 1,5 км. В них обнаружены морские, флювиогля-

циальные, ледниковые, озерные осадки, а также обломки ледникового льда. Значит выдавливанию подвергался материал морской аккумуляции, сандровый, материал донной морены и древних конечных морен. Аккумулятивные конечные морены обыкновенно очень низки и в исключительных случаях достигают 50 м относительной высоты. Они построены из разнородного моренного материала, их внутреннее строение хаотично.

### ФОРМЫ ГЛЯЦИФЛЮВИАЛЬНОЙ АККУМУЛЯЦИИ СОВРЕМЕННОГО ЛЕДНИКОВЬЯ

С андр ы на Шпицбергене занимают небольшую площадь и до настоящего времени слабо изучены. Они разрастаются только в период абляции ледников т.е. во время короткого полярного лета. При интенсивном стоке вод часто вся поверхность сандры залита водой при низком уровне воды поверхность сандры разрезают десятки мелких потоков (фот. 29 и 30). Поверхность сандры динамична, в одних местах на ней происходит аккумуляция, в других разрезание и размывание (фот. 31). Мощность сандрового покрова на Шпицбергене невелика и колеблется от 1,5 до 5 м. (фот. 31).

О з ы на Шпицбергене были описаны М. Климашевским (1960), С. Евтуховичем (1962) и Я. Шупрычиньским (1963а, 1965а, 1965в). Они достигают 200 м длины и 18 м высоты. Их ширина доходит до 45 м при ширине гребня 0,1—1,5 м (фот. 32 и 33). Наклон склонов доходит до 45°. Озы построены из хорошо сортированного флювиогляциального материала (фот. 34). Генезис озоев Шпицбергена разный. Они образуются в субквальных, субгляциальных, ингляциальных и супрагляциальных условиях.

К а м ы находятся по близости озоев форм. На Шпицбергене обнаружены небольшие камовые холмы до 4 м высоты и диаметром в 22 м. Они построены мелкозернистыми песками и гравием. Слои этих отложений лежат почти горизонтально или наклонены до 8°. Обнаружены супрагляциальные и субгляциальные камы. Кроме камовых холмов существуют небольшие камовые валы и односторонние камовые террасы.

## SOME PROBLEMS OF THE QUATERNARY ON SPITSBERGEN

In the Spitsbergen area a variety of sediments of Quaternary age are represented, both marine and continental. Of widest spread among the continental sediments are deposits of the older and the contemporaneous glaciations; they appear also in the form of glacier ice and of ground ice of various types. The areas occupied by the contemporaneous glaciation cover some 80 to 85% of the surface of the whole archipelago, i. e. some 58 000 sq. km. Moreover, among the continental deposits one finds on Spitsbergen eluvia, deluvia and, in minor quantities, alluvia (G. W. Gorbackij 1964, p. 140). In tundra areas one meets with organic deposits like peat (A. G. Nathorst 1910, W. Blake, I. U. Olsson, A. Šrodon 1965) as well as limnic sediments.

Effusive rocks, i. e. sediments of volcanic origin, occur in North Spitsbergen in the Bockfjord region (A. Hoel 1910, A. Hoel and O. Holtedahl 1911). Surrounding springs active in the Bockfjord region and on Sörkapp in South Spitsbergen, sedimentary rocks, a calcareous travertine, are being precipitated (A. Hoel and O. Holtedahl 1911).

So far the relevant literature lacks a synthetic study of the problems of the Quaternary period. In synthetic geological papers published up to now, Quaternary problems are dealt with secondarily and are usually limited to 1 or 2 pages of printed matter (Nordenskiöld 1876, Nathorst 1910, Frebold 1935, Harland 1961), or they are omitted altogether (Orvin 1940). The most comprehensive treatment of the Quaternary is found in the bulky work published by W. H. Saks (1956, pp. 433—455). Even so, this publication fails to deal fully with the problems connected with the Quaternary, and in its majority it is rather a physiographical description of the Spitsbergen Archipelago. Hence, so far the problem of glaciations in this area has not yet won a comprehensive study; this is the reason, why new expeditions investigating conditions in the Spitsbergen area frequently „discover” new problems which in reality have already been studied and presented in print.

The author took interest in the problematics of the Spitsbergen Quaternary in 1959, and ever since he has been accumulating material in order to investigate a number of problems associated with the Quaternary period. He became acquainted visually with the Spitsbergen area by taking part in 3 expeditions visiting these islands: in 1959 and 1960 as participant in Polish expeditions with S. Siedlecki in charge, and in 1963 as member of an expedition organized by the Norwegian Polar Institute.

The map attached to this paper, showing forms of a glacial and fluvio-glacial accumulation, presents the status of research as has been undertaken so far in the matter of glaciation forms, mainly of contemporaneous origin. The author is fully aware of the fact, that his may not be a comprehensive record of all existing forms, because it often happens that geological papers dealing with other geological

formations contain brief comments on the genetic character of Quaternary forms. The map clearly indicates, that the forms of glacial and fluvioglacial accumulation occurring along the West Spitsbergen shores, in the region of Kongsfjorden, Isfjorden, Bellsund and Hornsund, are very much more intensively investigated than those found in the eastern regions, especially as far as Ny Fryzland is concerned (fig. 1).

## GLACIATION IN THE PLEISTOCENE

Numerous geological and geomorphological data indicate, that in the Spitsbergen area the ancient Pleistocene glaciation has been much more extensive than the contemporaneous glaciation. Outside the range of the latter, numerous U-shaped glacier valleys may be seen, as well as glacier-formed cirques, glacial polishing and striations of rock debris, and an ample occurrence of what is called erratics. Beginning with the second half of the 19th century until today, a controversy continues regarding two problems:

- 1) the extent of the Pleistocene glaciation in the Svalbard Archipelago area, and
- 2) the direction in which the glaciers moved in the Pleistocene, and the location of the centres of this glaciation.

As to the extent of the glaciation, opinions differed radically. Some students were of the opinion, that during the Pleistocene the individual Arctic archipelagos developed each its own centre; others rather held the belief, that in this period one enormous inland ice cap developed all over the area of the Barents Sea. The champions of the latter theory (A. E. Nordenskiöld 1875, J. Blütgen 1942, W. D. Dibner 1961 and J. Corbel 1960), took mainly as basis for their belief their interpretation of the shelf relief of the Barents Sea. In their opinion this relief discloses traces of a powerful glacier exaration. W. D. Dibner (1961) determined glacial deposits occurring in the shelf area of the Barents Sea. Unfortunately, however, he failed to publish his discovery in detail and to indicate where these glacial deposits lie; only clear evidence given in this manner would convincingly support the theory, that the Barents Sea shelf suffered continental glaciation and that it can be associated with the continental glaciation which took place in Scandinavia during the Pleistocene.

Important for establishing the chronology of glaciations in the Spitsbergen area was a discovery made by A. Jahn (1959a, 1959b) and K. Birkenmajer (1959); they found terminal and lateral moraines of what they call the older generation in the forefield of the terminal moraines of the contemporaneous glaciation. The chronology of the glaciations of the Spitsbergen area can be determined from the relation of existing morainic ridges to the levels of the marine terraces. On the terrace levels, amidst deposits of marine accumulation, marine molluscs and whale bones are found in large quantities; on the lower terraces piles of driftwood have accumulated. In recent years numerous absolute age datings of the molluscs tests, whale bones and driftwood samples have been made by means of the radiocarbon method. This dating revealed the absolute age of the individual terrace levels. In the Rev valley situated on the northern shore of Hornsund fiord which A. Jahn (1959a, 1959b) examined, moraines of the older generation cover a 65 m terrace, while a younger shore line of a 45 m terrace is incised into this moraine. By extrapolation from datings of terrace levels in the Spitsbergen area undertaken by M. G. Groswald (1963, 1967), the age of the 65 m terrace in the Hornsund region may be set at 10 500 years, that of the 45 m terrace at 9500 years. Hence one may assume, that the older generation moraines resting on the 65 m terrace are some 10 000 years old; they developed therefore at the

same time as those of the Salpausselki Stage, i.e. during the Younger Dryas. In conformity with the Pleistocene chronology commonly accepted in Europe and North America (J. Büdel 1960, H. Straka 1961), the older generation moraines on the 65 m terrace are assigned to the decline of the Würm Glaciation; conformably to this chronology, the Younger Dryas is the youngest climatic phase of the Pleistocene. In recent times a strong tendency appears on the Soviet Union towards shifting the Pleistocene boundary to the Allerod period, and according to opinions voiced by Soviet scientists the Allerod and the Younger Dryas should already belong to the Holocene. With this in mind, M. G. Groswald, A. L. Dewirts, E. J. Dobkina and D. W. Semewski (1967) consider the moraines on the 65 m terrace of what they call the Hornsund Stage to be the first stage of the Holocene glaciation. The author merely wishes to report this opinion, and in his further contemplations he rather adheres to the Pleistocene division as it is commonly sustained in Europe.

Towards the decline of the Pleistocene, i.e. some 10 000 years ago, the ice cover on Spitsbergen shrank considerably, — the same as it did all over the Arctic. The remnants of the Pleistocene ice cover did probably not decay until the full climatic optimum.

#### EVOLUTION OF THE SHORE RELIEF IN THE HOLOCENE

The marine terraces make it possible to reconstruct the Holocene history of the Arctic. During the Pleistocene the major part of the Arctic was glaciated. The degradation of this glaciation led to an isostatic emergence of land. In the Spitsbergen area, isostatically raised marine terraces occur along the sea coast in a shore belt, from about 50 m to some 10 km wide. These terraces are raised to greatest height in South Spitsbergen: in the Bellsund region to 270—300 m a.s.l. (Różycki 1936, p. 79, Marcinkiewicz 1961), on Sörkapp to 340 m a.s.l. (Werenskiöld 1922, 1952/53), and north of Hornsund to 275 m a.s.l. (Jahn 1959a, p. 248). For South Spitsbergen A. Jahn distinguishes 14 different terrace levels, W. Werenskiöld — 9. The lower terrace levels are better developed, wider, and are separated by distinctly noticeable abrasive cliffs (photo 1). The higher terrace levels appear only in fragments and, in their majority, they are typical abrasive ledges. On the lower terrace levels, on the other hand, marine sands and gravels occur several meters thick (photos 3, 5). Within the deposits building the individual terrace levels there are found: a fauna of marine molluscs, whale bones, and miscellaneous material floated in by marine drift, mainly driftwood. The highest position where fauna was found was on terraces of the Isfjorden region, at the altitude of 84.5 m a.s.l. (Feyling-Hanssen and Olsson 1959/60) and within Sarsöyra, at 120 m a.s.l. (Klimaszewski 1960). All faunal species of the Isfjorden region have been identified as being of postglacial age (Feyling-Hanssen 1955, 1965).

On the basis of the marine fauna fossils collected from the Billefjorden region, R. W. Feyling-Hanssen (1955, 1965) arranged his scheme of the climatic changes that took place in the Postglacial (table 1). The dating, by the  $C^{14}$  method, of the fauna of marine molluscs (table 2) and of whale bones and remnants of driftwood (tables 3 and 4) revealed, that up to about 80 m a.s.l. the terraces are of postglacial age, while all terraces of higher altitude must have developed during the Pleistocene. Regional differences exist as to the magnitude of isostatic emergence, and for this reason a detailed faunal analysis of the individual levels is indispensable for correlating marine terrace levels on Spitsbergen. In this correlation the altitude criterion is insufficient, because new possibilities of a reliable correlation of even distant terrace levels have been gained, since the

radiocarbon method for dating organic remnants discovered at different levels within marine deposits has been introduced.

As mentioned before, the author believes that in Spitsbergen the highest shore line of Holocene age does not exceed 80 m altitude, and the shore line of Pleistocene age an altitude of 340 m a.s.l. However, taking into account the eustatic rise of seas and oceans amounting to as much as 70 m, it may be assumed that during the Holocene the maximum isostatic rise in the area of South Spitsbergen has been 150 m.

## EVOLUTION OF VOLCANIC PROCESSES IN THE QUATERNARY

In North Spitsbergen three volcanic cones have been determined: Sverrefjellet (506 m a.s.l.), Halvdanpiggen (961 m a.s.l.) and Sigurd fjellet (1162 m a.s.l.). So far, the geological structure of the Sverrefjellet volcano has been investigated the most thoroughly, thanks to the work done by A. Hoel and O. Holtedahl (1911) and J. P. Burow (1965). This latter volcanic cone (79°27' latitude N and 13°22' longitude E) is situated on the western shores of Bockfjorden. It occupies 2 sq. km and is built of trachito-basaltic lavas, lapilli and slag (fig. 7). Its shape is a classical cone (photo 6). The north-eastern slope contains the crater; numerous solidified globular lava fragments called „volcanic bombs”, consisting of biotite granites and 2 to 3 m in diameter, are scattered on its slopes up to the very summit.

Near this volcano, on the Bockfjorden shore, Hoel and Holtedahl determined the occurrence of three terrace levels at altitudes 25, 37 and 60 m a.s.l. respectively. In the structure of the 60 m terrace they discovered alternate layers of brownish-red gravel and of lapilli with lave fragments. With these observations as basis they assumed the age of the volcano to be synchronous with the formation of the 60 m terrace. In their belief, every lapilli layer corresponds to one phase of volcanic activity, while each gravel layer is supposed to mark a break in this activity. In 1963 the author carried out his observations of terrace levels in the forefield of the Adolf glacier, near the volcanic cone mentioned (J. Szupryczyński 1966, p. 417); he distinguished 6 levels here. His examination of the geological structure of the 60 m terrace confirmed the correctness of the observations made by Hoel and Holtedahl. Judging by a comparison with other regions of Spitsbergen for which age data on terrace levels are available, the author believes that the 60 m terrace must have originated at the decline of the Pleistocene; the Sverrefjellet volcano is probably of identical age. D. W. Semewski (1965), who analyzed marine terrace sediments from the eastern Bockfjorden shores, concluded that in this region volcanic activities have been taking place 4000 to 6500 years ago. Beyond any doubt the age of the volcanic cones is Quaternary. Even so, a more detailed study of this volcanic activity remains an open question.

## GLACIATION IN THE HOLOCENE

On Spitsbergen the Würm glaciation ended some 10 000 years ago. On Hornsund the decline of the last glaciation left its traces in the form of morainic ridges of what is called the older generation. These ridges rise on a 65 m marine terrace.

Recent examinations have revealed, that morainic ridges of the older generation also occur on terraces lower than 65 m (J. Szupryczyński 1963a, pp. 128—131, Z. Czeppe 1966, p. 54). At lowest altitude the author observed older morainic ridges on a 5 m terrace, situated on the northern Magdalenefjorden

shores and on Amsterdamøya. The age of a 5.8 m a.s.l. terrace in the region of Central Spitsbergen has been determined by R. W. Feyling-Hanssen and I. Olsson as being  $3810 \pm 90$  years (table 2). The results of datings made by Soviet students show, that a 5.5 m a.s.l. terrace on Barents Island came into existence  $2400 \pm 120$  years ago. Thus, the age of the moraines resting on the 5 m terrace must be younger than 2400 years; they were formed at some 500 years B. C. G. Östrem (1959/60, 1961, 1964) mentions for this same time a glacier transgression in Scandinavia; the dating of ice-morainic ridges formed during this transgression gave an age of  $2600 \pm 100$  years. From Franz Josef Land M. G. Groswald (1963) relates an upthrust accumulation of marine deposits within a 5 m marine terrace and assigns this event to the Holocene glaciation, the so-called Siedow Phase. T. Karlstrom (1965, p. 222) mentions from Alaska a glacier transgression which took place during the Hornsund year period between 500 B. C. and 500 A. D. For this same period H. Heuberger and P. Hollermann (L. Starkel 1957, p. 27) report for the Alps a glacier transgression which they called the Larstig Phase. Thus it appears, that the glacier transgression observed on Spitsbergen which started 500 B. C., must have been caused by climatic changes which affected the Arctic as well as regions of a moderate climate. For this period of transgression of the Spitsbergen glaciers the author suggests the term Magdalenefjorden Stage, since it was at the shores of Magdalenefjorden that he discovered for the first time morainic ridges built on a 5 m terrace.

Following up the facts known so far, there might be endorsed the following scheme of glaciations for the Spitsbergen area:

1. The Pleistocene: the Würm glaciation whose traces are numerous forms of glacial exaration, erratic material and old morainic ridges of what is called the Hornsund Stage, left on terraces up to 60 m a.s.l. high.

2. The Holocene: so far the following glaciation stages have been distinguished within this period:

- a) the Magdalenefjorden Stage; it left its traces in the relief in the form of old terminal and lateral moraines situated outside the marginal zones of the contemporaneous glaciers, on terrace surfaces extending at altitudes from 45 to 5 m a.s.l. The glacier transgression of this stage began after the 5 m terrace had been formed, i. e. some 2400 years ago.

- b) the contemporaneous stage: its transgression probably set in at the decline of the 13th century, with its maximum towards the end of the 19th century; this stage is marked by ridges of terminal and lateral moraines and by a variety of other glacial and fluvioglacial forms.

The author devotes his next chapter to a characteristic of the contemporaneous ice cover and to the dynamics of glaciers

#### FORMS OF GLACIAL ACCUMULATION OF THE CONTEMPORANEOUS GLACIATION

In the Spitsbergen area, lateral moraines accompany practically all valley glaciers and run along both sides of every glacier tongue. They are built of rock debris which has cascaded down the mountain slopes, either into the depression between slope and glacier flank, or directly upon the glacier. Due to subsequent glacier ablation the lateral moraines jut out above the glacier surface in the form of ridges. When developed between glacier and slope, these ridges consist exclusively of morainic material. If, however, the debris material has accumulated on the glacier surface, the result of ablation will be ice-morainic ridges. On top of these the mantle of morainic material reaches thicknesses from

a dozen centimeters to several meters. Both height and size of the lateral moraines increase with the downstream flow of the glacier. On Spitsbergen the relative height of the lateral moraines does not exceed 100 m; they are longest at the Nathorst glacier (up to 20 km), while at the Paul, the Holmstrom, the Strong and the Ors glaciers their length is from 13 to 15 km (see map, fig. 16). The greatest width of such lateral moraine ridges, up to 2.5 km, has been observed in front of the Paul and the Nathorst glaciers.

Medial moraines occur on the surface of many glaciers; the longest medial moraine (18 km) has been observed on the Strong glacier. On the Vetevanen and the Torell glaciers their length is 15 km, on the Nathorst glacier close on 8 km (fig. 16). On Spitsbergen the simplest type of medial moraines predominates, produced by the junction of lateral moraines where two glaciers meet. At times, medial moraines also start their „flow” from a rock peak or nunatak projecting from the glacier surface, or from rock spurs jutting out from the glacier flanks; or they originate at places where interior moraines emerge onto the glacier surface. In the upper reaches of a glacier a medial moraine appears in the form of a narrow-band surface moraine. With the descent of the glacier the medial moraine gradually develops in the form of a ridge which attains its maximum relative height at the glacier snout. If the medial moraine is formed by the junction of lateral moraines, the glacier will carry underneath the surface band mentioned a distinct ridge of an interior moraine which often extends downward to the glacier base. On the other hand, if the medial moraine developed from a protruding nunatak or a rock spur, the morainic material will flow solely on the glacier surface without passing into an interior moraine. Medial moraines occur on Spitsbergen also, partly or wholly consisting of subglacial material.

A ground moraine is very rarely observed in the Spitsbergen area and only in minor areas. The author observed a variety of a ground moraine, what is called a „fluted” moraine, next to the fringe of the receding Werenskiold glacier (fig. 12). He noticed here in 1960 parallel flutes 0.30 m high and 1 to 1.5 m wide, separated by furrows some 1 m wide. The flutes were built of morainic till with numerous small pebbles arranged parallel to the morphological axis of the flutes. The thickness of the ground moraine was 0.5 m at the most. The characteristic relief of the ground moraine and the sorting of the pebbles seem to indicate, that the moraine material must have been flowing underneath, on the glacier bottom, in plastic form.

Some sort of a variety of a ground moraine is represented by an unusual group of forms like clay walls („Lehmmauern” or „Türme”). Forms of this type were seen by K. Gripp (1929) in front of the Nathorst and Sefstrom glaciers and, in statu nascendi, on the Holmstrom glacier. According to Gripp, these forms are the result of ground moraine material having been squeezed into bottom crevasses of the glacier. On Spitsbergen clay walls were noticed for the first time in 1837 by S. Lovén in the forefield of the Kongsvegen glacier.

The author observed in 1963 a large accumulation of clay wall forms in the forefield of the Monaco glacier (fig. 13). Here and on the Lerner Islands they appeared as extensions of lateral moraines. They are built of an adobe-like morainic clay in which pebbles, even larger boulders, occur in relatively considerable quantities. They attain a height up to 10 m, occasionally their width reaches 3 m, but sometimes the crests of these forms are no more than some 50 cm or so wide (photo 19). As a rule the slope angle of these walls is more than 45°, often it is close on 90° (photos 18, 19). Inside the clay, scale-like flakes are distinctly visible, often in vertical position (photos 18, 19).



Ablation moraines are playing a prominent part in the relief of the marginal zones of Spitsbergen glaciers. During the polar summer, while ablation is strongest, surface moraines covering glacier snouts are thoroughly soaked with ablation water. This changes their consistency into a morainic mud which runs off, flowing over the glacier surface onto its forefield; during this flow the mud stream moves repeatedly from place to place. This continuous displacement causes a thorough transformation, — a diagenesis affecting mainly the structure and the texture of this material. M. Klimaszewski (1960, 1963) calls this moraine type a diagenesed ablation moraine. It often happens, that the thick mantle of a surface moraine covering the glacier snout changes this part of the glacier into a large lobe of dead ice. Many dead ice forms of this kind have been observed all over Spitsbergen (M. Klimaszewski 1960, J. Szupryczyński 1963a, S. Jewtuchowicz 1966). When gradually the dead ice melts, ablation moraines also develop but theirs is a chaotic structure.

Ice-morainic ridges are forms often seen in the forefields of Spitsbergen glaciers. In previous publications the author has supplied detailed descriptions of their relief and their geological structure (J. Szupryczyński 1960, 1963a, 1963b, 1965a); therefore only a brief characteristic shall be given here. The relief of the ice-morainic ridges is identical with that of classical accumulation ridges of terminal moraines, and only by a study of their geological structure can the genetic difference between both forms be recognized. Ice-morainic ridges produce huge structures of up to 650 m width, and of relative heights up to 100 m; in their interior they contain massed glacier ice up to 95 m thick; on top of this ice lies a 1 to 2 m morainic cover (photos 22, 23).

Terminal moraines are the best known forms of glacial accumulation in the Spitsbergen area; terminal moraines of both accumulation and thrust type are found here. The most accurate data on the structure of terminal thrust moraines have been given by K. Gripp (1929) and M. Klimaszewski (1960). Terminal thrust moraines, as hugely developed as occur on Spitsbergen, have not yet been observed in any other region of the Arctic. They are up to 80 m high and cover belts up to 1.5 km wide. Their structure reveals deposits of marine, fluvioglacial, ice-dammed and glacial character, as well as large fragments of glacier ice. Thus, the thrust affected a combination of material of marine accumulation, outwashes, ground and ablation moraines, and of older terminal moraines. On the average, terminal accumulation moraines are very low; rarely do they reach a relative height of 50 m. They are built of heterogeneous morainic material piled up in a chaotic structure.

#### FORMS OF GLACIFLUVIAL ACCUMULATION OF THE CONTEMPORANEOUS GLACIATION

Outwashes are spatially poorly developed on Spitsbergen, and up to now their study has rather been neglected. They develop merely at times when ablation of glaciers is taking place, i. e. while the short polar summer lasts. When melt-water flow is intensive, the entire outwash surface is often covered by this abundant flow, while at lesser flow dozens of shallow runnels manage to cut grooves in the outwash surface (photos 29, 30). This surface reveals powerful dynamics: at some places it is being raised by fresh material laid down, at others it is cut apart and destroyed (photo 31). On Spitsbergen the thickness of outwash covers is relatively small, oscillating between 1.5 and 5 m (photo 31).

Eskers from the Spitsbergen area have been described by M. Klimaszewski (1960), S. Jewtuszuwicz (1962) and J. Szupryczyński (1963a, 1965a, 1965b). Their length is up to 200 m, their height reaches 18 m. Some eskers are 45 m wide at their base and 0.1 to 1.5 m at the top (photos 32, 33); the slope inclination varies, up to 45°. They are built of well sorted fluvioglacial material. The eskers found on Spitsbergen are of various origin: some were discovered to be of subaqueous, others of subglacial, englacial or supraglacial origin.

Kames occur in company with eskers. On Spitsbergen minor kame hillocks, up to 4 m high and 22 m in diameter, have been observed. They consist of fine sands and gravels; this material lies almost horizontally or slightly inclined, up to 8°. Both supraglacial and subglacial kames have been observed. Apart from kame hillocks, minor-size kame ridges and one-sided kame terraces occur.

#### ACKNOWLEDGMENTS

The author wishes to express, in the first place, his sincere gratitude to Professor Dr. R. Galon, Director of the Department of Lowland Geomorphology and Hydrography in Toruń, for enabling him to prepare his paper on relief problems of the contemporaneous glaciation. He also gratefully keeps in mind the willing assistance given him by Professor Dr. A. Jahn and Professor Dr. M. Klimaszewski in the form of valuable comment and the possibility of mutually discussing a number of problems.

He is greatly indebted to the Director of the Norwegian Polar Institute, Dr. T. Gjelsvik, for letting him take part in the 1963 Spitsbergen Expedition, and for giving him ready access to maps, air photos and publications connected with this venture.

So also is the author indebted to his wife for all the constructive suggestions made with regard to the text of the paper, and for her help in preparing the manuscript for publication. Special thanks are due to Mgr Z. Krzysztowicz who undertook the task of preparing the final plates for all drawings.

Further, the author owes much to the help given him by the numerous group of persons who were kind enough to loan him a variety of literature data difficult to obtain, especially to: Lecturer Dr. K. Birkenmajer, Kraków, Prof. Dr. H. Reinhard of the Greifswald Geographical Institute, Dr. W. D. Dibner of the Institute of Arctic Geography, Leningrad, Dr. M. Pulina, Wrocław, Dr. W. Stanowski, Poznań, and Dr. K. Klimek, Kraków.

PRACE GEOGRAFICZNE IG PAN

1. Flis J., Kras gipsowy Niecki Nidziańskiej. 1954, s. 73, zł 10,—
2. Walczak W., Pradolina Nysy i plejstocenijskie zmiany hydrograficzne na przedpolu Sudetów Wschodnich. 1954, s. 51, zł 8,—
3. Krzymowska A., Franciszek Szwarzenberg-Czerny profesor geografii Uniwersytetu Jagiellońskiego (1847—1917). 1954, s. 69, zł 9,50.
4. Paszyński J., Opady atmosferyczne dorzecza Odry i ich związek z hipsometrią i zalesieniem. 1955, s. 90 + 7 map, zł 16,50.
5. Kielczewska-Zaleska M., O powstaniu i przeobrażaniu kształtów wsi Pomorza Gdańskiego.  
Biskup M., Osady na prawie polskim na Pomorzu Gdańskim w pierwszej połowie XV w. 1956, s. 224 + 3 mapy, zł 31,45.
6. Okołowicz W., Geomorfologia okolic środkowej Wilii. 1956, s. 68, zł 10,—
7. Jahn A., Wyżyna Lubelska. Rzeźba i czwartorzęd. 1956, s. 453 + 5 map, zł 52,40.
8. Fleszar M., Studia z dziejów geografii ekonomicznej w Polsce od połowy XVIII w. do r. 1848. 1956, s. 105, zł 20,—
9. Praca zbiorowa, Studia geograficzne nad aktywizacją małych miast. 1957, s. 526, zł 58,—
10. Werwicki A., Białostocki okręg przemysłu włókienniczego do 1945 r. 1957, s. 164, zł 32,—
11. Starkel L., Rozwój morfologiczny progów Pogórza Karpackiego między Dębicą a Trzcianą. 1957, s. 152 + 7 map + 20 ilustr., zł 36,—
12. Olszewicz B., Geografia polska w Okresie Odrodzenia. 1957, s. 62, zł 15,50.
13. Gilewska S., Rozwój morfologiczny wschodniej części Wyżyny Miechowskiej. 1958, s. 70, zł 20,—
14. Staszewski J., Vertical Distribution of World Population. 1957, s. 116 + 1 tabl., zł 40,—
15. Łomniewski K., Zalew Wiślany. 1958, s. 106, zł 24,—
16. Litterer M., Zmiany w rozmieszczeniu i strukturze ludności Polski Ludowej w latach 1946—1950.  
Wełpa B., Zagadnienie struktury wieku ludności Polski Ludowej w r. 1950. 1955, s. 112, zł 22,—
17. Kukliński A., Struktura przestrzenna przemysłu cegielnianego na Ziemiach Zachodnich w epoce kapitalizmu. 1959, s. 156 + 19 wkładek, zł 49,—
18. Praca zbiorowa, Z badań środowiska geograficznego w powiecie mrągowskim. 1959, s. 132 + 6 wkładek, zł 45,—
19. Tobiasz J., Wykorzystanie środowiska geograficznego dla hodowli w województwie białostockim. 1959, s. 160 + 2 mapy, zł 33,—
20. Kowalska A., Paleomorfologia powierzchni podplejstocenijskiej niżowej części dorzecza Odry. 1960, s. 75 + 6 map, s. 25,—

22. Starkel L., Rozwój rzeźby Karpat fliszowych w holocenie. 1960, s. 239 + 9 map + 35 fot., z1 78,—
23. Balińska-Wuttke K., Geomorfologia obszaru między Skierniewicami a Rawą Mazowiecką. 1960, s. 112 + 3 mapy, z1 43,50.
24. Wróbel A., Województwo warszawskie. Studium ekonomicznej struktury regionalnej. 1960, s. 140, z1 24,—
25. Praca zbiorowa, Problems of Applied Geography. Proceedings of the Anglo-Polish Geographical Seminar (Nieborów, September 15—18. 1959). 1961, s. 148 + 10 wkładek (mapy) + 15 fot.
26. Gieysztor I., Studia hydrologiczne nad potokami tatrzańskimi. 1961, s. 80 + 4 mapy, z1 26,—
27. Praca zbiorowa, Problems of Economic Regions. 1961, s. 360 + 11 map, z1 77,—
28. Staszewski J., Die Verteilung der Bevölkerung nach dem Abstand vom Meer. 1961, s. 79 + 3 tabl., z1 20,—
29. Galon R., On the Morphology of the Noteć—Warta (or Toruń—Eberswalde) Ice Marginal Streamway. 1961, s. 129+ mapa, z1 32,—
30. Fleszar M., Zarys historii geografii ekonomicznej w Polsce do r. 1939. 1962, s. 173, z1 43,50.
31. Praca zbiorowa, Land Utilization. Methods and Problems of Research. 1962, s. 250 + 13 wkładek, z1 63,—
32. Kosiński L., Miasta województwa białostockiego. 1962, s. 163 + 3 wkładki, z1 28,—
33. Kaczorowska Z., Opady w Polsce w przekroju wieloletnim. 1962, s. 112 + wkładka, z1 28,—
34. Okołowicz W., Zachmurzenie Polski.  
Stopa M., Burze w Polsce. 1962, s. 185 + 2 wkładki, z1 45,—
35. Biegajło W., Sposoby gospodarowania w rolnictwie województwa białostockiego. 1962, s. 187 + mapy, z1 48,—
36. Dziewański J., Starkel L., Dolina Sanu między Soliną a Zwierzyńniem w czwartorzędzie. 1962, s. 86 + 9 wkładek, z1 28,—
37. Chilczuk M., Rozwój i rozmieszczenie przemysłu rolno-spożywczego w województwie białostockim. 1962, s. 159, z1 38,—
38. Radłowska C., Rzeźba północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. 1963, s. 178 + 12 fot. + 4 wkładki, z1 60,—
39. Szupryczyński J., Rzeźba strefy marginalnej i typy deglacjacji lodowców południowego Spitsbergenu. 1963, s. 162 + 4 mapy, z1 35,—
40. Kosiński L., Procesy ludnościowe na Ziemiach Odzyskanych, w latach 1945—1960. 1963, s. 128 + wkładki, z1 28,—
41. Domański R., Zespoły sieci komunikacyjnych. 1963, s. 110 + 38 ilustr., z1 24,—
42. Stasiak J., Historia jeziora Kruklin w świetle osadów strefy litoralnej. 1963, s. 94 + 19 ilustr. + 2 mapy, z1 27,—
43. Mileska M. I., Regiony turystyczne Polski. Stan obecny i potencjalne warunki rozwoju. 1963, s. 156 + 6 map, z1 34,—
44. Gilewska S., Rzeźba progu środkowotriasowego okolic Będzina. 1963, s. 135 + 24 ilustr., z1 36,—
45. Chilczuk M., Sieć ośrodków więzi społeczno gospodarczej wsi w Polsce. 1963, s. 155 + 55 ilustr. i map, z1 65,—
46. Praca zbiorowa, Problems of geomorphological mapping. 1964, s. 140 + anex + 9 ilustr. + 6 map, z1 48,—
47. Praca zbiorowa, Studia geograficzne w powiecie pińczowskim. 1966, s. 193 + 27 ilustr. + 7 map, z1 47,—

48. Wróbel A., Pojęcie regionu ekonomicznego a teoria geografii. 1965, s. 86, zł 21,—
49. Ratajski L., Polska kartografia ekonomiczna XX wieku. 1965, s. 144 + 16 ilustr., zł 30,—
50. Starkel L., Rozwój rzeźby polskiej części Karpat Wschodnich. 1965, s. 160, 35 ilustr. + 5 map + 16 fot., zł 48,—
51. Kostrowicki A. S., Regionalizacja zoogeograficzna Palearktyki w oparciu o faunę motyli tzw. większych (Macrolepidoptera). 1965, s. 100 + 21 ilustr., zł 30,—
52. Gerlach T., Współczesny rozwój stoków w dorzeczu górnego Grajcarka (Beskid Wysoki — Karpaty Zachodnie). 1966, s. 111, 20 ilustr., zł 33,—
53. Klimek K., Deglacjacja północnej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej w okresie zlodowacenia środkowopolskiego. 1966, s. 136 + 26 ilustr., zł 32,—
54. Kosmowska-Suffczyńska D., Rozwój rzeźby w trzeciorzędzie okolic Ostrowca Świętokrzyskiego i Ćmielowa. 1966, s. 114 + 22 ilustr. + 7 fot. + 2 mapy, zł 33,—
55. Ziemońska Z., Obieg wody w obszarze górskim na przykładzie górnej części dorzecza Czarnego Dunajca. 1966, s. 111 + 16 ilustr. + 2 wkładki, zł 34,—
56. Ratajski L., Mapy przemysłu, ich właściwości metodyczne i kartometryczne. 1966, s. 115 + 22 ilustr., zł 28,—
57. Więckowski K., Osady denne Jeziora Mikołajskiego. 1966, s. 112 + 12 ilustr. + 7 fot., zł 24,—
58. Szostak M., Pochodzenie Jeziora Sniardwy i jego zasoby wodne. 1967, s. 70 + 11 ilustr., zł 20,—
59. Rościszewski M., Siemek Z., Rolnictwo krajów słabo rozwiniętych (Egipt, Syria, Turcja). 1967, s. 109 + 9 ilustr., zł 24,—
60. Ziętara T., Rola gwałtownych ulew i powodzi w modelowaniu rzeźby Beskidów (w druku).
61. Urbaniak U., Wydmy Kotliny Płockiej. 1967, s. 79 + 43 ilustr. + 8 fot., zł 21,—
62. Jewtuchowicz S., Geneza Pradoliny Warszawsko-berlińskiej między Nerem a Moszczenicą. 1967, s. 102 + 19 fot., zł 30,—
63. Dziewoński K., Baza ekonomiczna i struktura funkcjonalna miast. Studium rozwoju pojęć, metod i ich zastosowań. 1967, s. 135, zł 32,—
64. Rychłowski B., Regionalizacja ekonomiczna — zagadnienia podstawowe. 1967, s. 139, zł 33,—
65. Bączyk J., Masy wodne południowego Bałtyku i wpływ ich ruchów na polską strefę przybrzeżną (w druku).
66. Szulc H., Typy wsi Śląska Opolskiego na początku XIX wieku i ich geneza (w druku).
67. Szewczyk J., Włóka. Pojęcie i termin na tle innych średniowiecznych jednostek pomiaru ziemi (w druku).
68. Wojciechowski K., Zagadnienie metody bilansu wodnego Thornthwaite'a i Mathera w zastosowaniu do Polski. 1968, s. 79 + 23 ilustr., zł 18,—
69. Problemy regionalizacji fizycznogeograficznej. Materiały z sympozjum zorganizowanego przez P.T.G. w dniach 16—24 września 1966. (red. J. Kondracki) (w druku).
70. Pulina M., Zjawiska krasowe we Wschodniej Syberii (w druku).
71. Szupryczyński J., Niektóre zagadnienia czwartorzędu na obszarze Spitsbergenu (w druku).
72. Kosiński L., Migracje ludności w Polsce w latach 1950—1960 (w druku).
73. Korolec H., Procesy brzegowe i zmiany linii brzegowej Jeziora Mikołajskiego (w druku).
74. Praca zbiorowa, Ostatnie zlodowacenie skandynawskie w Polsce (w druku).

- Kaczorowska Z., Zestaw zagranicznych czasopism i wydawnictw seryjnych z zakresu nauk o ziemi znajdujących się w bibliotekach polskich. 1957, s. 377, zł 100,—
- Ratajski L., Szewczyk J., Zwoliński P., Nazewnictwo geograficzne świata. 1959, s. 857, zł 135,—
- Centralny katalog zbiorów kartograficznych w Polsce. Zeszyt 1. Katalog atlasów i dzieł geograficznych 1482—1800. 1961, s. 248, zł 72,—
- Centralny katalog zbiorów kartograficznych w Polsce. Zeszyt 2 (uzupełniający). Katalog atlasów i dzieł geograficznych 1482—1800. 1963, s. 124, zł 28,—
- Centralny katalog zbiorów kartograficznych w Polsce. Zeszyt 3. Katalog atlasów 1801—1919. 1965, s. 343, zł 76,—
- Chilczuk M., Ciołkosz A., Zastosowanie zdjęć lotniczych w geografii. 1966, s. 131, ilustr. 84 (3 wielobarwne wkładki), zł 24,—
- Centralny katalog zbiorów kartograficznych w Polsce. Zeszyt 4. Katalog atlasów 1920—1945 (w druku).

# SPITSBERGEN







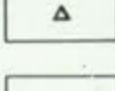
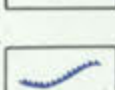

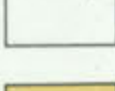

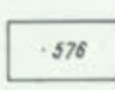
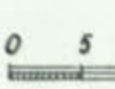
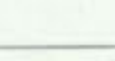
MAPA FORM AKUMULACJI  
GLACJALNEJ I GLACIFLUWIALNEJ

MAP OF GLACIAL  
AND GLACIFLUVIAL ACCUMULATION  
FORMS

JAN SZUPRYCZYNSKI



Legenda — Explanations

-  Formy moren czołowych i bocznych starszych od zlodowacenia współczesnego  
End and lateral moraines older than recent glaciation
-  Zlodowacenie holocenijskie  
Holocene Glaciation
-  Moreny czołowe i boczne spiętrzone  
End and lateral push-moraines
-  Moreny czołowe i boczne akumulacyjne lub walty lodowo-morenowe  
End and lateral accumulation moraines or ice-moraine ridges
-  Moreny czołowe i boczne o nieznannej genezie  
End and lateral moraines of unknown origin
-  Formy typu murów gliniastych  
Forms of „clay type ridges” („Lehmmauern”)
-  Sandy  
Outwash plains
-  Ozy  
Eskers
-  Kamy  
Kames
-  Klify lodowe  
Ice cliffs
-  Jeziora  
Lakes
-  Obszary pokryte lodem  
Areas icecovered
-  Obszary wolne od lodu  
Ice-free areas
-  Masywy górskie  
Mountains
-  Wysokości masywów górskich  
Altitudes of mountains

0 5 10 15 20 25 km

Cena zł 34.—