

POLSKA  
AKADEMIA  
NAUK

INSTYTUT GEOGRAFII  
I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA

STEFAN KOZARSKI, JAN SZUPRYCZYŃSKI

FORMY I OSADY GLACJALNE  
NA PRZEDPOLU  
LADOWCA SIDU (ISLANDIA)



ROK 1978

ZESZYT 4

WROCLAW · WARSZAWA · KRAKÓW · GDAŃSK  
ZAKŁAD NARODOWY IMIENIA OSSOLIŃSKICH  
WYDAWNICTWO POLSKIEJ AKADEMII NAUK

**WYKAZ ZESZYTÓW  
PRZEGLĄDU ZAGRANICZNEJ LITERATURY GEOGRAFICZNEJ  
za ostatnie lata**

**1973**

- 1 **Geografia rolnictwa. Problematyka i kierunki badań**, s. 200 + nlb., zł 30,—
- 2 **Problemy urbanizacji w krajach Trzeciego Świata**, s. 174, zł 27,—
- 3-4 **Kartograficzna metoda badań w geografii**, s. 166 + nlb., zł 30,—

**1974**

- 1-2 **Przestrzeń krajów Trzeciego Świata. Problemy metodologiczne**, s. 212, zł 48,—
- 3-4 **Zasoby, człowiek i środowisko**, s. 93 + nlb., zł 24,—

**1975**

- 1-2 **Przestrzenna dyfuzja innowacji**, s. 202, zł 48,—
- 3-4 **Matematyczne modelowanie środowiska**, s. 131, zł 48,—

**1976**

- 1 **Modele w geografii fizycznej**, s. 151, zł 24,—
- 2 **Modele dyfuzji i Łańcuchy Markowa w analizie przestrzennej**, s. 124, zł 24,—
- 3-4 **Metody matematyczne w badaniach struktury przestrzennej rolnictwa**, s. 151, zł 48,—

**1977**

- 1 **Zdjęcia i obrazy satelitarne w badaniach środowiska geograficznego**, s. 147, zł 24,—
- 2 **Przestrzenne modele symulacyjne**, s. 153, zł 24,—
- 3 **Integracja systemu planowania oraz rozwój miast w Europie Zachodniej**, s. 128, zł 24,—
- 4 **Badanie i zbieranie map. Przegląd historyczny**, s. 78, zł 24,—

**1978**

- 1 **Ekologia krajobrazu**, s. 132, zł 24,—
- 2 **Geografia zastosowań ekonomicznych (w druku)**
- 3-4 **Teoria biegunów wzrostu (w druku)**

FORMY I OSADY GLACJALNE  
NA PRZEDPOLU LODOWCA SIDU  
(ISLANDIA)

POLISH ACADEMY OF SCIENCES  
INSTITUTE OF GEOGRAPHY AND SPATIAL ORGANIZATION

---

STEFAN KOZARSKI, JAN SZUPRYCZYŃSKI

GLACIAL FORMS AND DEPOSITS  
IN THE MARGINAL ZONE  
OF THE SIDU GLACIER (ICELAND)



YEAR 1978

FASC. 4

---

WROCLAW · WARSZAWA · KRAKÓW · GDAŃSK  
ZAKŁAD NARODOWY IMIENIA OSSOLIŃSKICH  
WYDAWNICTWO POLSKIEJ AKADEMII NAUK

<http://rcin.org.pl>

POLSKA  
AKADEMIA  
NAUK

---

INSTYTUT GEOGRAFII  
I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA

STEFAN KOZARSKI, JAN SZUPRYCZYŃSKI

FORMY I OSADY GLACJALNE  
NA PRZEDPOLU  
LADOWCA SIDU (ISLANDIA)



ROK 1978

ZESZYT 4

---

WROCLAW · WARSZAWA · KRAKÓW · GDAŃSK  
ZAKŁAD NARODOWY IMIENIA OSSOLIŃSKICH  
WYDAWNICTWO POLSKIEJ AKADEMII NAUK

## KOMITET REDAKCYJNY

Redaktor Naczelny: Halina Szulc  
Sekretarz Redakcyjny: Zuzanna Siemek  
Członkowie: Kazimierz Klimek, Wanda Spryszyńska,  
Władysława Stola, Andrzej Żeromski

Adres Redakcji:

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania  
Polskiej Akademii Nauk  
ul. Krakowskie Przedmieście 30, 00-927 Warszawa

Redaktor Wydawnictwa: Hanna Jurek

Redaktor techniczny: Adam Przylibski

*Printed in Poland*

Zakład Narodowy im. Ossolińskich — Wydawnictwo. Wrocław 1979.  
Nakład: 460 egz. Objętość: ark. wyd. 5,50, ark. druk. 3,75 + 11 wkl.,  
ark. A<sub>1</sub>-7. Papier druk. sat. Kl. IV, 70 g, 70 × 100. Oddano do skła-  
dania 25 IV 1978. Podpisano do druku 21 XII 1978. Druk ukończono  
w styczniu 1979. Wrocławska Drukarnia Naukowa. Zam. 317/78 — M-7  
Cena zł 24.—

## SPIS TREŚCI

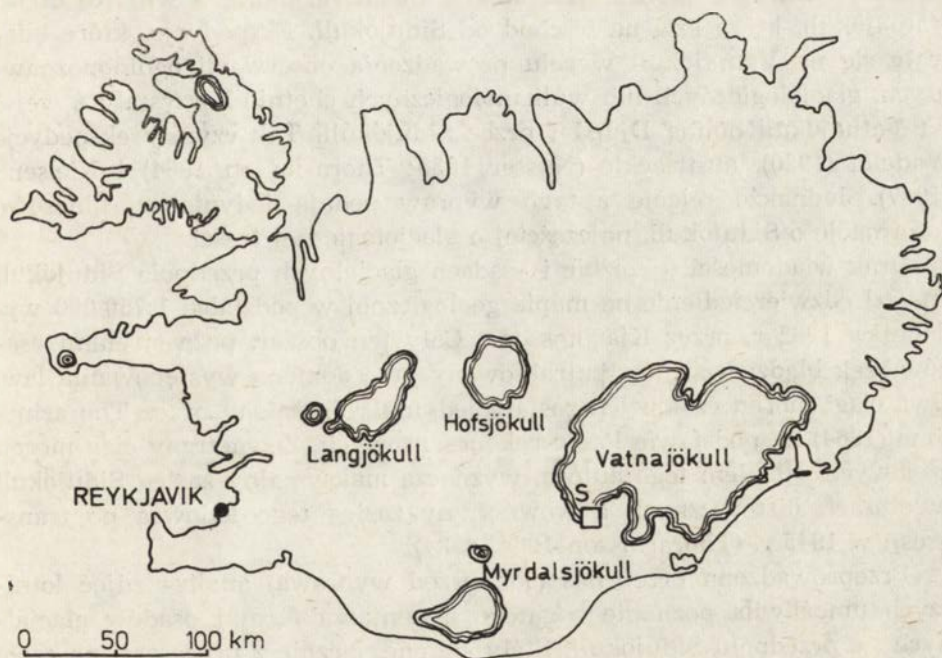
|  |    |
|--|----|
| Wstęp  | 7  |
| Ogólna charakterystyka obszaru badań . . . . .   | 10 |
| Geomorfologiczne i sedimentologiczne skutki procesów glacjacji i deglacjacji od schyłku XIX wieku do roku 1968 . . . . . | 12 |
| Transgresja lodowca w końcu XIX wieku i zewnętrzny ciąg moren czołowych . . . . .  | 12 |
| Moreny czołowe i wały lodowo-morenowe powstałe podczas recesji lodowca w XX stuleciu . . . . .                           | 14 |
| Systemy odwodnienia lodowca w okresie recesji . . . . .  | 17 |
| Morena żłobkowa . . . . .  | 19 |
| Osady i formy we współczesnej strefie intensywnej ablacji . . . . .  | 32 |
| Pokrywy moreny ablacyjnej . . . . .  | 32 |
| Pierwsza faza koncentracji materiału na powierzchni lodowca i rzeźba efemeryczna . . . . .                               | 37 |
| Faza dekoncentracji materiału i jego transport po czole lodowca . . . . .  | 41 |
| Druga faza koncentracji materiału na powierzchni lodowca i powstanie właściwej pokrywy moreny ablacyjnej . . . . .       | 42 |
| Pagóry lodowo-morenowe . . . . .   | 45 |
| Budowa wewnętrzna . . . . .  | 46 |
| Mechanizm powstawania . . . . .  | 48 |
| Współczesny system odwodnienia krawędzi lodowca . . . . .  | 52 |
| Literatura . . . . .   | 54 |
| Glacial forms and deposits in the marginal zone of the Sidu glacier (Iceland)  | 56 |
| Гляциальные формы и отложения у подножия ледника Сиди (Исландия) . . . . .   | 58 |





## WSTĘP

Sidujökull należy do trzech lodowców wypustowych (outlet glaciers) południowo-zachodniej części Vatnajökull (Ryc. 1). Występują one między Kerlingar a Hágöngur. Oprócz Sidujökull należą do nich Skaftárjökull i Tungnárjökull. Nazwy Skaptárjökull (Skaftárjökull) i Sidujökull były w przeszłości używane zamiennie (Thoroddsen 1906) na oznaczenie wielkiego południowo-zachodniego łobu Vatnajökull lub używano ich dla różnych łobów leżących w sąsiedztwie. Wadell (1920) i Nusser (1935) nazwę Sidujökull stosowali do oznaczenia niewielkiego łobu położonego między Graenólón a Jökullklettur. Na mapie Thoroddsena (1906) łob ten jeszcze nie istniał. Należy sądzić, że zmiany nazewnictwa lodowców wypustowych wiązały się ze zmianami pozycji ich krawędzi, a więc także wyrazistości



Ryc. 1. Położenie terenu badań na tle mapy Islandii. S — Sidujökull  
Location of the investigation area on the map of Iceland. S — Sidujökull

samych lodowców. W niniejszej pracy posłużymy się nazwami lodowców, jakich użył Thorarinsson (1964). Nazwą Sidujökull określa on wyraźnie wykształcony lob, doskonale widoczny również na zdjęciach lotniczych wykonanych przez US Air Force w 1960 r., który rozprzestrzenia się między Hágöngur a Tröllhamar. Zarówno na wschodzie (w pobliżu Hágöngur), jak i zachodzie, w miejscu występowania słynnej linii wulkanicznej Laki (Tröllhamar), południowo-zachodnia część Vatnajökull ma głębokie zatoki, które wyodrębniają Sidujökull od sąsiedniego Skaftárjökull i małych lobów występujących między Hágöngur a Graenalón. Oprócz współczesnego obrazu na zdjęciach lotniczych Sidujökull wyodrębnia się również jako strumień lodowy wykonujący samodzielne ruchy. Udowodnił to Thorarinsson (1964), wymieniając dwa gwałtowne nasunięcia (sudden advances). Pierwsze z nich zdarzyło się w 1945 r. a drugie 1963/64. Obydwa nasunięcia miały podobny zasięg; maksymalny w granicach około 0,5—0,6 km.

Sidujökull oraz występujące na jego przedpolu osady i formy glacialne nie były, jak do tej pory, obiektem specjalnych badań. Thoroddsen (1906), charakteryzując lodowce islandzkie, nie pisze nic na temat Sidujökull w dzisiejszym znaczeniu przestrzennym tej nazwy. Z jego relacji (Thoroddsen 1906, s. 188—189) wynika, że dotarł on na przedpola Tungnarjökull i Skaftárjökull do źródeł Hverfisfljot. Podczas swoich podróży odwiedził również okolice Graenalón i Skeidararjökull, a więc te części Vatnajökull, które leżą na wschód od Sidujökull. Ekspedycje, które udawały się na Vatnajökull w celu prowadzenia obserwacji ogólnopoznawczych, glaciologicznych lub wulkanologicznych chętnie korzystały z wejść na Vatnajökull doliną Djúpá i przez Sidujökull. Tak czyniły ekspedycje Wadella (1920), austriackie (Nusser 1935; Thorarinsson 1964) i Nielsena (1937). Jednakże relacje z tych wypraw podają jedynie marginesowo informacje o Sidujökull, najczęściej o glaciologicznej treści.

Brak wiadomości o rzeźbie i osadach glacialnych przedpola Sidujökull znalazł odzwierciedlenie na mapie geologicznej w podziałce 1:750 000 wydanej w 1962 r. przez Kjartanssona. Cały ten obszar, poza strefami osadów rzek błędzących, jest potraktowany jako domena występowania law. Dwa ciągi moren czołowych zostały jedynie wyróżnione przez Thorarinssona (1964) na podstawie lotów rekonesansowych. Zewnętrzny ciąg moren czołowych, zdaniem tego autora, wyznacza maksymalny zasięg Sidujökull w czasach historycznych a wewnętrzny zasięg tego lodowca po transgresji w 1945 r. (Thorarinsson 1964, s. 84).

Przeprowadzona przez nas (rok przed wyprawą) analiza zdjęć lotniczych umożliwiła poznanie bogatego inwentarza form i osadów glacialnych na przedpolu Sidujökull. Stały się one, łącznie z procesami na czole lodowca, przedmiotem naszych badań w sezonie letnim 1968 r. (20 czerwca do 21 sierpnia).

Wyniki przeprowadzonych badań naukowych na Islandii, przez Wy-

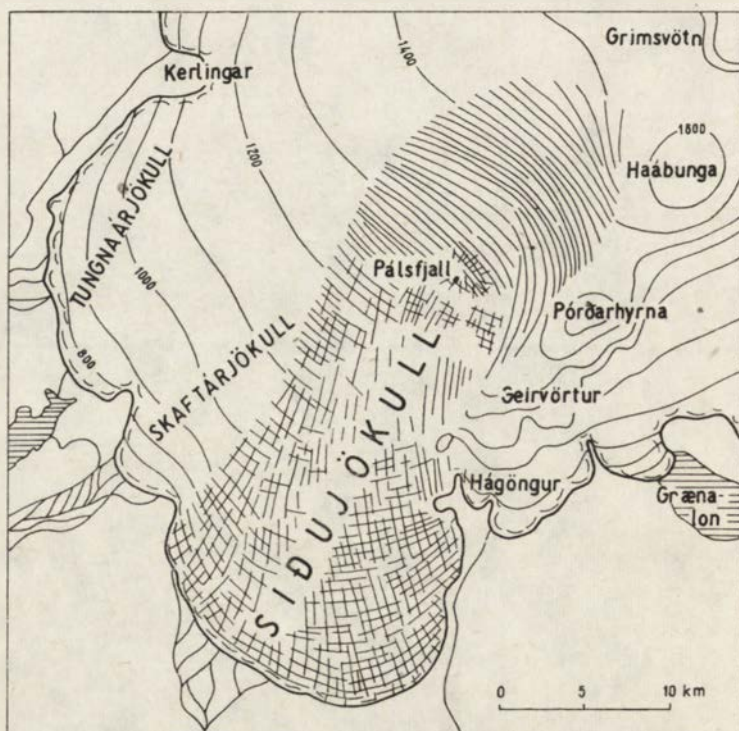
prawę Polskiego Towarzystwa Geograficznego, opublikowano w języku angielskim w 26 tomie „Geographia Polonica” (Warszawa 1973, s. 1—311). Wyprawa Polskiego Towarzystwa Geograficznego w składzie 9-osobowym, kierowana przez prof. dr. Rajmunda Galona, prowadziła badania w Islandii na przedpolu dwóch lodowców, tj. Skeidararjökull i Sidujökull. Większość uczestników tej wyprawy opublikowała pełne wyniki swoich badań naukowych w języku polskim.

Najwłaściwiej rozwiązał problem prezentowania wyników badań prof. dr Mieczysław Klimaszewski, ogłaszając po odbytej wyprawie na Spitsbergen, w jednym tomie w oparciu o tą samą dokumentację tekst polski i angielski (M. Klimaszewski 1960). Oddajemy do druku w Dokumentacji Geograficznej wyniki naszych badań z przekonaniem, że mogą one zainteresować polskich badaczy czwartorzędu. W ciągu ostatnich lat nie prowadzono dalszych badań na przedpolu lodowca Sidu (informacja ustna S. Thorarinssona w 1976 r.) i może ta publikacja będzie inspiracją do organizacji drugiej wyprawy polskich geografów na Islandię.

## OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA OBSZARU BADAŃ

Długość lodowca Sidu wynosi około 38 km. Jego czoło kończy się około 700 m npm., pole firnowe zaś położone jest do 1500 m npm. Czoło lodowca tworzy lob o długości ponad 30 km. Badaniami naszymi objęto tylko południowo-wschodnią część przedpola lodowca o długości do 13 km.

Od zachodu Sidujökull graniczy z Skaftarjökull, zaś od wschodu ze Skeidararjökull (ryc. 2). Trudno przeprowadzić ścisłe granice pomiędzy tymi lodowcami. Na południe od czoła lodowca wznoszą się cokoły pla-



Ryc. 2. Szkicowa mapa lodowca Sidu w latach 1963—1964 wg S. Thorarinssona  
A map of the Sidu glacier from the 1963-1964 period, after S. Thorarinsson

skowyżu bazaltowego do 1000 m npm. Płaskowyż zbudowany jest ze starszych szarych bazaltów, utworzonych w późnym trzeciorzędzie i plejstocenie. Tuż przed czołem lodowca, w jego wschodniej części, występują młodsze szare bazalty plejstocenijskie. W zachodniej części przedpola lodowca występuje płat plejstocenijskiej formacji palagonitowej oraz lawy bazaltowe pochodzące z erupcji w 1783 r. (G. Kjartansson 1962). W środkowej części przedpola znajdują się kaldery wulkaniczne, które były czynne w okresie historycznym.

## GEOMORFOLOGICZNE I SEDYMENTOLOGICZNE SKUTKI PROCESÓW GLACJACJI I DEGLACJACJI OD SCHYŁKU XIX WIEKU DO ROKU 1968

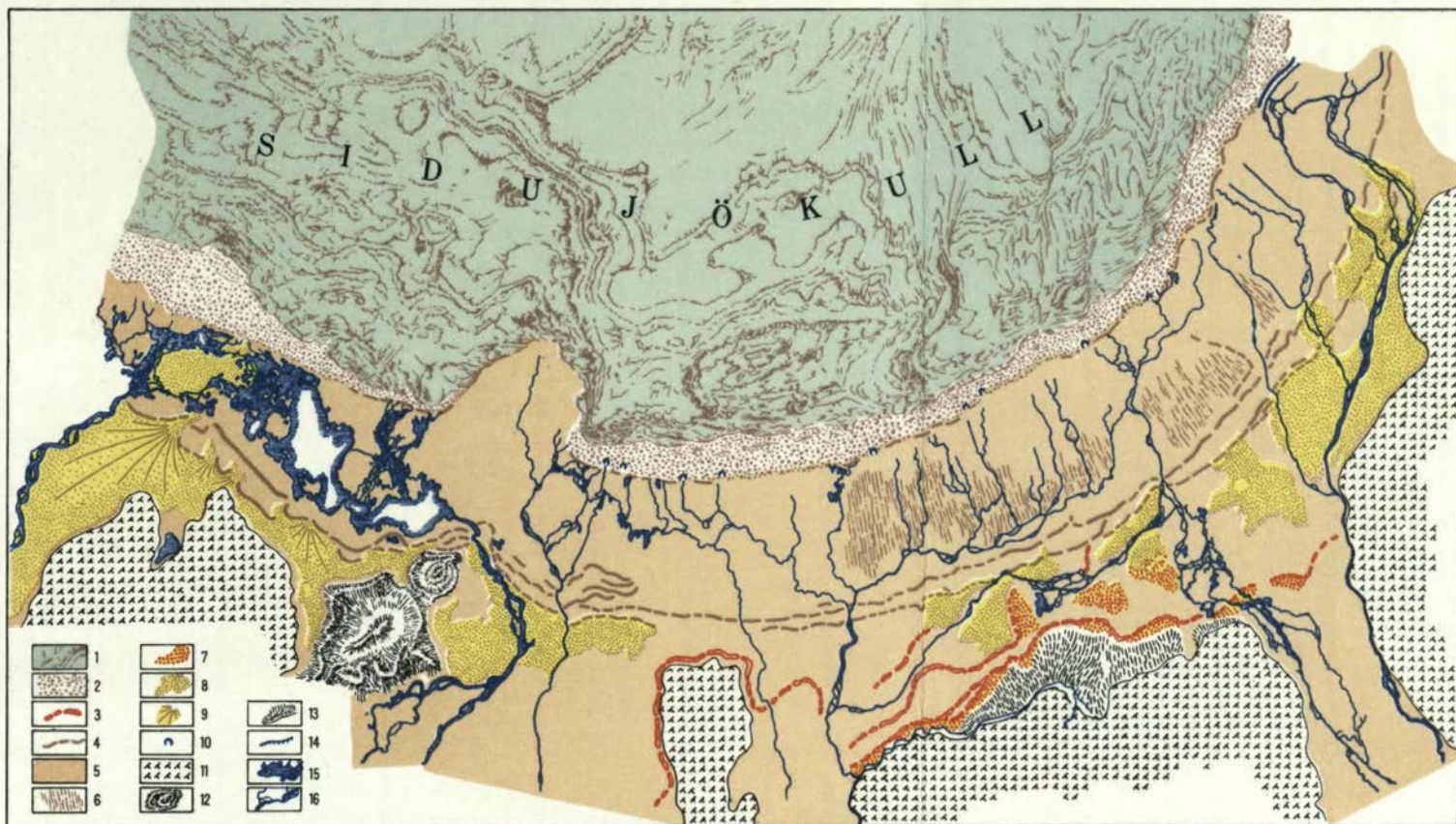
### TRANSGRESJA LODOWCA W KOŃCU XIX WIEKU I ZEWNETRZNY CIĄG MOREN CZOŁOWYCH.

Najbardziej zewnętrzna strefa moren czołowych ciągnie się w poprzek doliny rzeki Djúpá, następnie u podnóża płaskowyżu bazaltowego i wchodzi w głąb doliny rzeki Brunná. W dolinie Djúpá moreny tej strefy oddalone są od obecnego czoła około 2,5 km. Maksymalny zasięg tej strefy moren czołowych w dolinie Brunná zaznacza się dalej na południe w odległości około 5 km od obecnego czoła lodowca. Niestety z tego obszaru nie ma już zdjęć lotniczych i dlatego nie można kartograficznie wyznaczyć jego zasięgu na opracowanej mapce (ryc. 3).

Moreny czołowe I strefy wykształcone są w formie wałów o wysokości względnej dochodzącej maksymalnie do 10 metrów. Wyraźnie wydłużone formy wałów naśladują mniej więcej przebieg stoków płaskowyżu bazaltowego. Płaskowyż bazaltowy ograniczał dalszą transgresję lodowca na południe, natomiast dolina Brunná umożliwiała transgresję lodowca wąskim wypustem lobowym w kierunku południowym.

Wały morenowe zbudowane są w przewadze z porowatej lawy bazaltowej. Oprócz gruzu lawowego w morenach czołowych oraz ich sąsiedztwie spotyka się płyty tej lawy wyruszone z pierwotnego zbliżonego do poziomego położenia. Niektóre płyty bazaltowe zostały ustawione wręcz pionowo (fot. 1 i 2). W jednym z wałów, leżących w obrębie doliny rzeki Djúpá, stwierdzono łuskowate układy płyt nachylone w kierunku proksymalnym, tj. na północ (fot. 3). Wyruszenie i postawienie płyt lawowych (wg opinii autorów) powstało w wyniku nacisku transgredującego lodowca. Obok gruzu oraz płyt lawy na powierzchni wzniesień występuje w małych ilościach materiał fluwioglacjalny, zwietrzelina i drobny materiał eoliczny (fot. 4).

W otoczeniu wzniesień występuje miejscami odsłonięte podłoże w postaci pokryw lawy porowatej, leżącej poziomo lub prawie poziomo. Podłoże zostało odsłonięte w wyniku egzaracji lodowca oraz działalności ero-



Ryc. 3. Mapa strefy marginalnej lodowca Sidu

1 — lodowiec; 2 — morena ablacyjna na czole lodowca; 3 — strefa moren spięrzonych z okolo 1890 r.; 4 — moreny czołowe akumulacyjne i wały lodowo-morenowe; 5 — obszar moren' dennych i ablacyjnych; 6 — morena denna typu fluted moraine; 7 — sandry związane ze strefą moren z 1890 r.; 8 — młodsze sandry; 9 — większe stożki sandrowe; 10 — wypływy wód subglacialnych w okresie badań w 1968 r.; 11 — masywy bazaltowe; 12 — kaldery wulkaniczne; 13 — stożki napywowe; 14 — klif lodowcowy; 15 — jeziora; 16 — sieć rzeczna

#### A map of the Sidu glacier marginal zone

1 — glacier; 2 — ablation moraine of the glacier front; 3 — zone of push moraines from 1890; 4 — accumulation end moraines and ice-cored ridges; 5 — area of ground moraine and ablation moraine; 6 — fluted moraine; 7 — outwash plains related to the zone of moraines from 1890; 8 — younger outwash plains; 9 — larger outwash cones; 10 — issues of subglacial waters in 1968; 11 — basalt massifs; 12 — volcanic calderas; 13 — alluvial cones; 14 — ice cliff; 15 — lakes; 16 — drainage network

zyjnej wód fluwioglacjalnych. Efektem działalności tych wód są również małe stożki sandrowe występujące na przedpolu wzniesień czołowo-morenowych. Są to krótkie stożki zbudowane wyłącznie z materiału lawy bazaltowej porowatej. Ich nasady wiążą się z podnóżem moren czołowych albo z wylotami dolin proglacjalnych, które przełamują się przez moreny czołowe. Wzdłuż stoków płaskowyżu strefa sandrów zazębia się ze stożkami schodzącymi z płaskowyżu. Ten fakt bardzo dobrze podkreślają różnice petrograficzne stożków i sandrów. Te pierwsze zbudowane są głównie z okruchów szarego bazaltu, a drugie wyłącznie z ciemnej porowatej lawy bazaltowej (fot. 5). W obrębie stożków i miejscami ponad ich powierzchnie wychodzi podłoże bazaltowe, co zaznacza się również w wzbogaceniu stożków w bardzo ostrokrawędzisty materiał.

Między wzniesieniami morenowymi I ciągu we wschodniej części występuje duża ilość zamkniętych zagłębień. W części dystalnej moren znajdują się krótkie doliny proglacjalne. W środkowej części tej strefy zachowała się stara dolina marginalna występująca bezpośrednio na zapleczu maksymalnego ciągu moren albo na jego przedpolu. Dolina ta odprowadzała wody roztopowe z tej strefy do doliny Brunná. W zachodniej części moreny czołowe bezpośrednio przylegają do doliny marginalnej, która tutaj wykształcona jest w postaci kenionu.

Na zapleczu moren maksymalnego ciągu występują liczne krótkie ciągi czołowo-morenowe i związane z nimi sandry. Ciągi te przybierają czasem w planie zarzysy lobów.

Całość obserwacji poczynionych nad I strefą czołowo-morenową skłania do następujących wniosków:

1. Zespół moren czołowych tej strefy powstał w wyniku nasunięcia się lodowca Sidu na swoje przedpole, które było wysłane poziomo lub prawie poziomo zalegającą porowatą lawą bazaltową.

2. W czasie transgresji lawa podlegała egzaracji, stąd liczne wygładzone powierzchnie mutonowe, oraz spiętrzeniu, co wyraziło się w postawieniu płyt lawy w obrębie maksymalnego zasięgu moren tej strefy.

3. Podczas maksymalnego zasięgu w obrębie tej strefy wody roztopowe odpływały w środkowej części dolinami marginalnymi na wschód do doliny Djúpá i na zachód do doliny Brunná. W miejscach, gdzie czoło znajdowało się w otwartych dolinach Djúpá i Brunná, wody roztopowe odpływały centryfugalnie.

4. Uderzającą cechą moren czołowych i sandrów tej strefy jest ich petrograficzna homogeniczność. Zbudowane są one wyłącznie z porowatej lawy bazaltowej. Może w jakimś sensie tłumaczy tę homogeniczność fakt, że moreny powstały podczas transgresji, w wyniku akumulacji zdartego przez egzarację podłoża. Jednak trudno przyjąć, że transgredował wyłącznie lód lodowcowy, w którym znajdowały się jedynie odłamy i okruchy lawy porowatej. Problem ten pozostaje otwarty.



5. Zespół krótkich ciągów na zapleczu linii maksymalnego zasięgu tej strefy świadczy o oscylacyjnej recesji lodowca.

6. Najbardziej zewnętrzny ciąg moren czołowych nie był do tej pory rozpoznany. Opierając się na szczegółowym kartowaniu w terenie, został po raz pierwszy wyznaczony na mapie. Prawdopodobnie moreny czołowe tej strefy wyznaczają maksymalny zasięg Sidujökull w czasach historycznych. S. Thorarinsson (1964) natomiast utożsamia, na podstawie zdjęć lotniczych maksymalny zasięg lodowca w okresie historycznym z II ciągiem moren czołowych według naszej nomenklatury.

Według informacji uzyskanych od Björna Stefánssona jednego z najstarszych farmerów w miejscowości Kálfafell, najbardziej zewnętrzne moreny można datować na około 1890 r. Na przedpolu sąsiadującego od zachodu Skaftarjökull najbardziej zewnętrzne moreny według obserwacji T. Thoroddsena (1906) pochodzą z lat 1889—1890. Thoroddsen w 1889 r. dotarł na przedpole Skaftarjökull i wówczas czoło tego lodowca bezpośrednio przylegało do moren czołowych. W latach 1889—1890 większość lodowców islandzkich uzyskało swoje maksymalne rozprzestrzenienie (S. Thorarinsson 1969). W tych latach zanotowano na Islandii największą transgresję lodowców w okresie historycznym. W niektórych wypadkach transgresja ta przebiegała w sposób gwałtowny, np. na Brúarjökull i Eyjabakkajökull. Brúarjökull od 1889 r. do wiosny 1890 r. przesunął się do przodu aż o 10 km i w niektórych miejscach pchał przed sobą stare moreny utworzone w czasie transgresji lodowca w 1810 r. (S. Thorarinsson 1938). Eyjabakkajökull przesunął się do przodu o kilka kilometrów i utworzył moreny czołowe, spiętrzone do 25 m wysokości, z licznymi strukturami fałdowymi. Prypuszczalnie transgresja Sidujökull przebiegała również w sposób gwałtowny. Tym też, jak można przypuszczać, tłumaczy się wyrywanie z podłoża i postawienie płyt lawy porowatej oraz homogeniczność moren tego ciągu.

#### MORENY CZOŁOWE I WAŁY LODOWO-MORENOWE POWSTAŁE PODCZAS RECESJI LODOWCA W XX STULECIU

Dwa ciągi moren czołowych są związane z recesją lodowca i przebiegają w odległości około 1,2 km równoległe do czoła lodowca (w 1968 r.). Odległość między II i III ciągiem moren waha się 50—350 m.

W obrębie drugiego ciągu moreny są wyraźnie wykształcone, lecz posiadają niewielkie rozmiary. Średnia ich wysokość względna wynosi zaledwie 2,5—3,5 m. Najwyższe pagóry morenowe osiągają 5,5 m wysokości (fot. 6, 7). Najmniejsze wysokości względne występują we wschodniej części, gdzie na niektórych odcinkach osiągają zaledwie 1—1,5 m. Stoki tych moren są łagodne i nie przekraczają na ogół 20°. Moreny są zaokrąglone i złagodzone prawdopodobnie w wyniku wytopienia się lodów, które

były zagrzebane w materiale morenowym. Na stokach moren występują liczne ślady osiadania.

Moreny te zbudowane są w przewodzie z drobnego materiału szarych bazaltów. Jedynie w środkowej części tej strefy moren stwierdzono występowanie fragmentów lawy porowatej, która występuje na ich bezpośrednim przedpolu, budując również podłoże. W niektórych odcinkach lawa porowata stanowi dość dużą domieszkę w obrębie materiału budującego moreny. Wśród materiału budującego moreny występuje dość znaczna część materiału warstwowanego akumulacji fluwioglacjalnej.

W obrębie całego ciągu moren brak większych naturalnych odsłoneń. Są to przypuszczalnie moreny akumulacyjne, o czym świadczą ich niewielkie wysokości oraz fragmentarycznie poznana budowa wewnętrzna. Równoległe do II ciągu przebiega bardzo wyraźnie wykształcony III ciąg moren czołowych i pagórów lodowo-morenowych. Wały morenowe w obrębie tego ciągu osiągają znacznie większe rozmiary i w skrajnie wschodniej części wysokości względne poszczególnych form przekraczają 4—5 m. Najwyższe formy osiągają 8—10 m. Tylko na małych odcinkach spotyka się formy małe o wysokości względnej 1—2 metrów. Moreny w obrębie III ciągu wykazują znacznie świeższą rzeźbę, aniżeli moreny w wyżej opisanym ciągu. Nachylenie stoków przekracza 20 a często nawet 40°. Grzbieity moren są bardzo ostre, miejscami nie przekraczają 20 cm szerokości. Wierzchołki form są często wykształcone w postaci ostrych piramid typowych dla rzeźby wałów lodowo-morenowych.

Na powierzchni moreny te wykazują podobną budowę geologiczną do moreny drugiego ciągu (fot. 8). Na odcinku od rzeki Djúpá aż po kaldery wulkaniczne (ryc. 3) nie znaleziono — w obrębie moren — większych naturalnych odsłoneń geologicznych. Jednakże ostre piramidalne wierzchołki oraz występujące na stokach liczne pęknięcia, zerwy i drobne zagłębienia świadczą o obecności we wnętrzu niektórych form lodu pochodzenia lodowcowego.

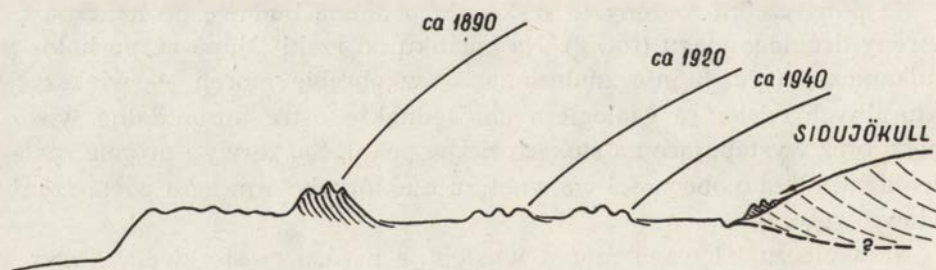
Na zapleczu III ciągu moren występuje bardzo często strefa niższych pagórków o identycznej budowie geologicznej, jak moreny w głównym ciągu. Wśród tych pagórów znajdują się zagłębienia bezodpływowe, w wielu wypadkach zajęte przez okresowe jeziorka. W porównaniu z zapleczem II ciągu morenowego obecność znacznej ilości zagłębień bezodpływowych oraz jeziorek jest cechą znamioną zaplecza tego ciągu czołowo-morenowego.

Zupełnie inny wyraz morfologiczny przyjmuje ten ciąg na zachód od kalder wulkanicznych. Tutaj ciąg ten wykształcony jest w postaci masywu składającego się z zespołu wzgórz lodowo-morenowych. Szerokość całego masywu dochodzi do 300 m. Wysokości poszczególnych wzgórz sięgają do 30 m wysokości względnej w stosunku do sandrów leżących na

przedpolu i 50—80 m w stosunku do powierzchni jeziora zaporowego rozpościerającego się na zapleczu.

W obrębie masywu wierzchołki poszczególnych wzgórz mają piramidalne kształty a nachylenie stoków przekracza 30°. Liczne duże naturalne odsłonięcia pozwoliły ustalić, że we wnętrzu wzgórz znajduje się martwy lód lodowcowy z bardzo dobrze zachowaną foliacją i płaszczyznami ślizgowymi (shear planes). Lód lodowcowy przykryty jest cienką pokrywą materiału morenowego średnio do 1,0 m miąższości. W wyniku wytopienia się odsłoniętego lodu lodowcowego powstają na stokach liczne zerwy, pęknięcia i osuwiska różnych rozmiarów (fot. 8, 9). Tworzą się też liczne formy zagłębień (wytopiska), niejednokrotnie wypełnione przez wodę (fot. 10, 11). Wzgórza lodowo-morenowe, występujące w tym miejscu, pozwalają sformułować wniosek, że w czasie recesji zamarła tu strefa czoła lodowca o szerokości co najmniej 300 m.

Opisane wyżej dwa ciągi moren czołowych lub wałów lodowo-morenowych, według informacji uzyskanych od farmera Björna Stefanssona, powstały w latach ca 1920 i ca 1940. Z tych okresów pamięta on pozycję krawędzi lodowca. Warto zwrócić uwagę na zgodność oceny wieku moren podaną przez B. Stefanssona z poglądami S. Thorarinssona odnośnie do wieku III ciągu moren czołowych. Obaj sądzą, że ciąg powstał w latach 40-tych naszego stulecia. Zdjęcie S. Thorarinssona nie obejmuje obszarów, w których stwierdziliśmy występowanie I ciągu moren spiętrzonych pochodzących z ca 1890 r.



Ryc. 4. Schemat recesji lodowca Sidu  
Scheme of the Sidu glacier recession

Na sąsiadującym lodowcu Skaftarjökull Hauk Thomasson i Elsu G. Vilmundardóttur w wyniku badań przeprowadzonych w latach 1965 i 1966 stwierdzili poza morenami 1889/90 jeszcze dwie wyraźne strefy morenowe. W pracy tychże autorów brak opisu rzeźby i budowy geologicznej tych form ze względu na to, że głównym celem ich badań było uchwycenie zmian hydrograficznych jeziora Langisjor. Stwierdzone młodsze ciągi moren na przedpolu Skaftarjökull naszym zdaniem powstały w tym samym okresie co ciągi moren recesyjnych na przedpolu Sidujökull. Przebieg deglacjacji zatem na sąsiadujących ze sobą obszarach był podobny.

## SYSTEMY ODWODNIENIA LODOWCA W OKRESIE RECESJI

System odwodnienia w okresie recesji Sidujökull od 1890 do około 1940 r. można odtworzyć na podstawie zachowanych form i osadów sandrowych oraz bardzo licznych dolinek proglacialnych występujących w obrębie wszystkich trzech opisanych ciągów morenowych.

Na przedpolu I ciągu moren czołowych występują krótkie stożki sandrowe zbudowane z okruchów lawy bazaltowej. Podobnie jak moreny tego ciągu, tak i sandry wykazują budowę geologiczną homogeniczną. W ich budowie występuje wyłącznie drobny rozkruszony materiał lawy porowatej. Budową geologiczną i ciemnym kolorem odróżniają się one od sandrów utworzonych w późniejszych fazach deglacjacji. W okresie maksymalnego zasięgu lodowca około 1890 r. z moren leżących wzdłuż płaskowyżu bazaltowego wody roztopowe odpływały dolinami marginalnymi, które dotychczas zachowały się bezpośrednio na ich przedpolu lub też na zapleczu, w kierunku zachodnim do doliny rzeki Brunná i w kierunku wschodnim do doliny rzeki Djúpá. W obrębie szerokich dolin rzek Brunná i Djúpá wody odpływały ceneryfugalnie w kierunku południowym. Podobny układ odwodnienia rozwinięty był prawdopodobnie także w okresie tworzenia się moren czołowych spiętrzonych na zapleczu maksymalnego ciągu. Na przedpolu tych moren zachowały się fragmenty starych sandrów. Przypuszczalnie duże odpływy wód roztopowych w późniejszych fazach deglacjacji zniszczyły część moren spiętrzonych i płatów sandrowych, które istniały na zapleczu maksymalnego ciągu (ryc. 3). W obrębie sandrów związanych z morenami czołowymi I ciągu nie znaleźliśmy większych odsłoneń geologicznych. Przypuszczalnie miąższość akumulacji sandrowej jest niewielka.

Na przedpolu II ciągu morenowego występują rozległe stożki sandrowe utworzone przez wody roztopowe, odpływające przez około 20 lat podczas postoju lodowca na linii tych moren. Stożki te zostały następnie rozbudowane w wyniku akumulacji materiału fluwioglacjalnego naniesionego przez wody roztopowe w czasie postoju lodowca na linii III ciągu moren czołowych. Szczególnie dobrze rozwinięte zostały sandry nad rzeką Djúpá oraz na zachód od kalder wulkanicznych (ryc. 3). W okolicach kalder wulkanicznych występuje cały system zazębających się stożków sandrowych. Stożki te zostały utworzone przez wody roztopowe, odpływające na przedpolu w czasie postoju lodowca na linii II i III ciągu moren czołowych. W części proksymalnej tych stożków występują bardzo liczne formy wytopiskowe. W efekcie u podnóża masywu wałów lodowo-morenowych występuje „dziurawa” powierzchnia sandrowa.

Wzdłuż rzeki, wypływającej z jeziora zaporowego znajdującego się na zapleczu wałów lodowo-morenowych, występują 4 wyraźne poziomy sandrowe oddzielone od siebie ostrymi krawędziami erozyjnymi. Wysokość

tych krawędzi wynosi 2—3 m. Miąższość pokryw sandrowych w tym rejonie przekracza 10 m.

W obrębie II i III ciągu moren występują liczne dolinki proglacialne. Na mapie strefy marginalnej Sidujökull zaznaczono miejsce występowania form morenowych krótkimi odcinkami linii ciągłej. Wszystkie przerwy w przebiegu II i III ciągu moren, to miejsca występowania dolinek proglacialnych. W obrębie ciągów morenowych wyróżniliśmy dwa typy tych dolinek:

1. Zawieszane doliny proglacialne (hanging proglacial valleys). Są to krótkie i wąskie suche dolinki, kończące się od strony północnej wyraźnym progiem a od strony południowej, na ogół krótkim stożkiem sandrowym (fot. 12). Ich długość wynosi od kilku do kilkudziesięciu metrów. Powstały one w okresie, gdy czoło lodowca bezpośrednio przylegało do moren czołowych. Wody roztopowe spływające z czoła lodowca rozmywały wały moren czołowych, tworząc w nich krótkie dolinki. Na powierzchni czoła lodowca zalegała, podobnie jak i obecnie, pokrywa moreny ablacyjnej. Powstająca w wyniku ablacji woda roztopowa spływała po powierzchni lodowca na zewnątrz, rozmywając powierzchnię moreny ablacyjnej. Wynoszony z moreny ablacyjnej drobny materiał piaszczysto-żwirowy został następnie akumulowany u wylotu dolinek proglacialnych, tworząc krótkie stożki sandrowe. W wykonanym wkopie w obrębie proksymalnej części krótkiego stożka sandrowego stwierdzono następującą sekwencję osadów:

- a) materiał żwirowo-kamienisty o miąższości 10—30 cm,
- b) seria piaszczysto-żwirowa o miąższości 1,0 m,
- c) seria piasków różnoziarnistych z wkładkami żwirów o miąższości 1,0 m,
- d) wkładka szaro-popielatego iłu o miąższości 3—4 cm,
- e) seria piasków różnoziarnistych szarobrunatnych o miąższości 30 cm.

Warstwy w linii biegu leżą poziomo (N 74°). Upady warstw od 4—12° skierowane są ku S. Poszczególne warstwy wskazują bezpośrednio na charakter przebiegu procesu ablacji na czole lodowca. Gruby materiał piaszczysto-kamienisty wynoszony był z moreny ablacyjnej i akumulowany w stożku w okresie intensywnego rozwoju procesu ablacji. Warstewka iłu powstała w okresie słabej ablacji, kiedy ilość spływających wód była bardzo mała. Miąższość materiału złożonego w tych krótkich stożkach sandrowych jest na ogół niewielka i w części proksymalnej osiąga 2—5 m. W wyniku ablacji czoło lodowca ulegało obniżeniu, a jego krawędź odsuwała się od moren czołowych. Dolinki proglacialne traciły kontakt z czołem lodowca i zamierały.

Dolinki z zawieszonym progiem od strony lodowca i rozszerzające się ku ujściu, lub kończące się małym stożkiem sandrowym zostały opisane z wielu stref czołowo-morenowych współczesnego i plejstocenijskiego zlodowacenia (m. in. K. Gripp 1929; M. Klimaszewski 1960; K. Troll 1925; E. M. Todtmann 1960).

## 2. Przełomowe doliny proglacialne (proglacial gaps).

Wydzielono tu dwa podtypy dolin:

a) związane z młodszą fazą recesji lodowca, obecnie suche, którymi odprowadzane były wody roztopowe podczas postoju lodowca na linii III ciągu poprzez II ciąg moren czołowych,

b) dolinki czynne, którymi obecnie płyną cieki wód roztopowych z czoła lodowca poprzez III i II ciąg moren czołowych.

Zarówno suche jak i czynne dolinki mają szerokości od kilku do kilkunastu, wyjątkowo do kilkudziesięciu metrów, oraz strome stoki. Na niektórych stokach dolin rozwinięte są żywe procesy denudacyjne. Dna suchych dolin są kamieniste (Fot. 12) co świadczy o intensywnym przepływie wód roztopowych.

System odpływu wód roztopowych, w okresie postoju lodowca na II i III ciągu moren czołowych, był podobny prawdopodobnie do dzisiejszego układu sieci hydrograficznej. Wody roztopowe spływały w kierunku zachodnim i wschodnim do rzek Brunná i Djúpá. W rejonie kalder część wód spływała głębokim kenionem skalnym między kalderami do rzeki Brunná, część zaś w kierunku zachodnim do dopływu Hverfisfljot. Wzdłuż moren bezpośrednio na przedpolu lub zapleczu zachowały się płytkie **odcinki dolinek marginalnych**. Część tych form jest obecnie sucha i martwa, część natomiast została wciągnięta do istniejącego systemu odpływu wód roztopowych.

### MORENA ŻŁOBKOWA

Morena żłobkowa (fluted moraine \*) występuje na przedpolu Sidujökull pomiędzy III ciągiem moren czołowych a pagórami lodowo-morenowymi utworzonymi przed czołem lodowca. Na zdjęciach lotniczych przedpola Sidujökull, wykonanych przez lotnictwo amerykańskie w okresie od lipca do sierpnia 1960 r., morena żłobkowa wykazuje znacznie większe rozprze-strzenienie aniżeli stwierdziliśmy to w 1968 r. Zdjęcia lotnicze (ryc. 5) rejestrują występowanie moreny żłobkowej na zapleczu III ciągu moren czołowych; od kalder wulkanicznych na zachodzie aż po rzekę Djúpá na wschodzie. W 1968 r. natomiast dobrze zachowana morena żłobkowa występowała tylko w środkowej części badanego obszaru (ryc. 3). Na pozostałym obszarze została zniszczona przez wody roztopowe spływające z lodowca oraz przez wody opadowe. Przedpole Sidujökull leży w obszarze, który otrzymuje rocznie ponad 3000 mm opadów. Dlatego też wpływ wód płynących jest istotny, jeśli idzie o przemodelowanie rzeźby przedpola. Morena żłobkowa wykształcona jest w postaci równoległe do siebie przebiegających grzbiecików przedzielonych obniżeniami-bruzdami

\* Dla pojęcia „Fluted moraine” autorzy proponują polski odpowiednik „morena żłobkowa”.



Ryc. 5. Morena denna typu fluted moraine na przedpolu lodowca Sidu (zdjęcie lotnicze z 1960 r.)

A fluted moraine on the Sidu glacier foreland (aerial photograph — 1960)

(fot. 13). Grzbieciki i bruzdy bęgną prostopadle do czoła lodowca, a ich oś morfologiczna przebiega w kierunku N 190° do N 200°. Wysokość grzbiecików waha się od 0,3 m do kilku centymetrów. Miejscami dawny grzbiecik w powierzchni moreny zaznacza się tylko w postaci pasa kamienistego. Szerokość grzbiecika (pasa kamienistego) waha się 0,5—4,5 m. Długość poszczególnych grzbiecików i bruzd wynosi od kilkudziesięciu do 150 metrów. Najdłuższe grzbieciki (pasy kamieniste) dochodziły do 340 metrów. Grzbieciki i bruzdy rozpoczynają się przy stokach dystalnych pagórów lodowo-morenowych i bęgną w kierunku południowym. Im bliżej czoła lodowca tym wyraźniej wykształcone są grzbieciki. Wymiary geometryczne grzbiecików i bruzd są zbliżone do dotychczas opisanych w li-

teraturze (S. Baranowski 1970; L. L. Dyson 1952; G. Hoppe, V. Schytt 1953; V. Schytt 1959; J. Szupryczyński 1963; E. M. Todtmann 1960). Największe formy grzbiecików w obrębie moreny żłobkowej (z obszaru Islandii) zostały opisane przez E. M. Todtmann (1960) z przedpola Brúarjökull w północno-wschodniej części Vatnajökull, gdzie osiągały one do 2,0 m wysokości, a ich długość dochodziła do kilkuset metrów.

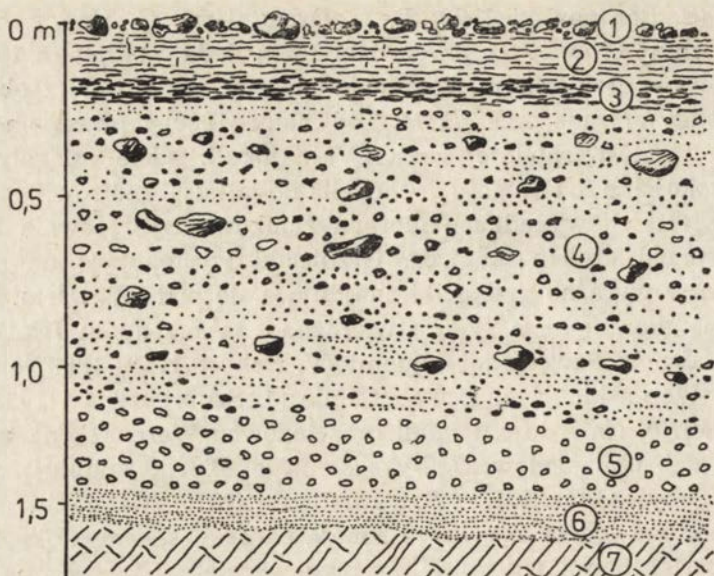
We wszystkich wypadkach morena żłobkowa występowała bezpośrednio tuż przed czołem lodowca. Grzbieciki występujące na przedpolu przechodzą w wyraźne grzbieciki znajdujące się pod lodowcem. Podobnie usytuowaną morenę tego typu stwierdzono na przedpolu Isfallglaciären w Kebnekajse w Szwedzkiej Laponii (V. Schytt 1959, 1963) oraz przed lodowcem Werenskiolda na Spitsbergenie (J. Szupryczyński 1963; S. Baranowski 1970). Na lodowcu Isfall oraz lodowcu Werenskiolda wykonano szurfy w głąb czoła lodowca, aby odsłonić grzbieciki znajdujące się pod lodem. V. Schytt (1959, 1963) i S. Baranowski (1970) stwierdzili, że grzbieciki na ogół pod lodem są wyższe i mają bardziej strome stoki, budujący zaś je materiał morenowy jest silnie przemarznięty. Stwierdzono również, że morena żłobkowa występująca przed czołem lodowca ma konsystencję błotnistą. Obserwacje wykazały, że błoto to nie powstało z nasycenia bardziej suchej pierwotnie moreny dennej przez wody ablacyjne względnie wody opadowe, ale taką zawartość wody miała morena już pod lodowcem (V. Schytt 1959; S. Baranowski 1970).

Morena żłobkowa na przedpolu Sidujökull jest oddzielona od czoła lodowca pagórami lodowo-morenowymi i została już pozbawiona wody, przekształcona i utrwalona. W żadnym miejscu nie kontaktuje się bezpośrednio z czołem lodowca i dlatego nie można jej obserwować w świeżej postaci. Zajęliśmy się natomiast prześledzeniem budowy geologicznej tych fragmentów moreny żłobkowej, które są utrwalone.

Grzbieciki i bruzdy różnią się powierzchniową budową geologiczną. Na powierzchni występuje materiał kamienisty, w obrębie bruzd natomiast występuje drobniejszy materiał. W większym oddaleniu od czoła lodowca różnice w składzie mechanicznym są ponadto podkreślone przez kobierce mchów, które rosną w bruzdach a nie występują wśród kamienistego materiału. Obserwacje dotyczące różnic w wielkości materiału są dlatego istotne, że na przedpolu niektórych innych lodowców stwierdzono brak zróżnicowania frakcji materiału występującego w grzbiecikach i bruzdach. Baranowski (1970 s. 69), opisujący budowę geologiczną moreny żłobkowej na przedpolu lodowca Werenskiolda na Spitsbergenie, stwierdza „The material from which ridges and the furrows were built was homogeneous”. Na przedpolu Sidujökull różnice w składzie mechanicznym pomiędzy grzbiecikami a bruzdami są na powierzchni bardzo wyraźne.

Celem poznania budowy geologicznej moreny dennej w facji moreny żłobkowej wykonano na jej obszarze wykop o rozmiarach 3,0 m długości, 1,1 m szerokości i 1,6 m głębokości (fot. 14). Wykop wykonano w obrę-





Ryc. 6. Odsłonięcie w morenie dennej — fluted moraine

1 — warstwa głazików i głazów do 0,2 m średnicy; 2 — szary osad morenowy o strukturze blaszkowatej; 3 — cienka warstwa ilasta o wyraźnym warstwowaniu; 4 — materiał morenowy z dużą zawartością głazików i głazów do 0,2 m średnicy; 5 — osady fluwioglacjalne żwirowo-piaszczyste; 6 — wyraźnie warstwowane osady o zabarwieniu żółto-brązowym; 7 — podłoże zbudowane z żółto-brązowych law bazaltowych

#### Exposure in the fluted moraine

1 — a layer of pebbles and boulders up to 0.2 m in diameter. Beyond the exposure the diameter of boulders from the surface reaches up to 0.5 m; 2 — grey morainic material with foliation structure; 3 — distinctly stratified layer of clay; 4 — morainic material with numerous pebbles and boulders up to 0.2 m in diameter; 5 — fluvio-glacial gravelly-sandy deposits; 6 — distinctly stratified yellow-brown deposits; 7 — bedrock which consists of yellow-brown basaltic lava

bie grzbiecika równoległe do jego osi morfologicznej. Budowę geologiczną moreny dennej, odsłoniętą w wykopie, przedstawia rycina 6. Na powierzchni występuje warstwa kamienista. Przeważają głaziki o średnicy do 0,2 m. Sporadycznie występują większe głazy do 0,5 m średnicy. Poniżej występuje osad morenowy o strukturze blaszkowatej, silnie sprasowany. Pod osadem zalega cienka warstewka bardzo silnie sprasowanego materiału przypominająca wyglądem zewnętrznym łupek (warstewka 3 na ryc. 5). Niżej zalega osad morenowy z licznymi głazami i głaznikami (warstwa 4), głębiej występują osady żwirowo-piaszczyste i piaszczyste (warstwy 5 i 6). Są to osady wyraźnie warstwowane i na pewno reprezentują starsze serie glacialne. W spągu odsłonięcia występuje zwierzelina lawy bazaltowej. Miąższość moreny dennej w wykopie jest niewielka i wynosi około 1 m. Największą jej miąższość (1,3 m) stwierdzono w zachodniej części nad rzeką Brünna.

Przedstawiona na rycinie 6 budowa geologiczna jest typowa dla całego obszaru, na którym występuje morena żłobkowa. Skład mechaniczny

Analizy granulometryczne osadów z fluted moraine

| Fracja<br>w mm | Procentowy udział poszczególnych frakcji |          |          |          |          |          |
|----------------|--|----------|----------|----------|----------|----------|
|                | nr 1                                     | nr 2     | nr 3     | nr 4     | nr 5     | nr 6     |
| > 10           | 6,566                                    | 9,400    |          | 3,671    | 7,440    |          |
| 10-9           | 0,753                                    | 1,160    |          | 0,354    | 0,615    |          |
| 9-8            | 1,270                                    | 1,163    |          | 0,800    | 0,912    | 1,300    |
| 8-7            | 1,540                                    | 1,463    |          | 1,294    | 1,150    | 0,314    |
| 7-6            | 1,046                                    | 1,602    |          | 0,923    | 1,160    | 0,535    |
| 6-5            | 1,650                                    | 1,248    | 0,920    | 1,050    | 1,153    | 0,642    |
| 5-4            | 3,044                                    | 2,152    | 0,573    | 2,049    | 1,920    | 1,025    |
| 4-3            | 2,750                                    | 2,090    | 0,600    | 2,872    | 2,008    | 1,195    |
| 3-2            | 5,020                                    | 4,096    | 1,862    | 3,802    | 3,784    | 2,700    |
| 2-1,5          | 0,241                                    | 0,154    | 0,155    | 0,080    | 0,056    | 0,182    |
| 1,5-1,25       | 4,880                                    | 3,352    | 2,640    | 2,705    | 2,952    | 4,056    |
| 1,25-1,02      | 0,240                                    | 0,320    | 0,250    | 0,200    | 0,150    | 0,451    |
| 1,02-0,75      | 4,500                                    | 5,300    | 2,400    | 5,300    | 5,600    | 4,900    |
| 0,75-0,6       | 2,600                                    | 3,200    | 2,500    | 3,100    | 3,500    | 3,200    |
| 0,6-0,5        | 2,400                                    | 2,700    | 3,200    | 2,500    | 3,400    | 2,400    |
| 0,5-0,3        | 7,100                                    | 9,300    | 11,800   | 9,900    | 8,900    | 9,200    |
| 0,3-0,2        | 4,800                                    | 7,900    | 7,300    | 7,700    | 6,300    | 10,100   |
| 0,2-0,12       | 9,700                                    | 7,600    | 10,000   | 9,100    | 8,300    | 9,600    |
| 0,12-0,05      | 7,800                                    | 9,300    | 10,200   | 10,500   | 10,000   | 10,500   |
| 0,05-0,02      | 11,400                                   | 9,300    | 13,000   | 11,300   | 14,600   | 10,500   |
| 0,02-0,006     | 12,100                                   | 9,300    | 12,100   | 12,000   | 7,700    | 12,300   |
| 0,006-0,002    | 3,600                                    | 2,900    | 8,400    | 4,800    | 4,600    | 4,400    |
| < 0,002        | 5,000                                    | 5,000    | 12,100   | 4,000    | 3,800    | 10,500   |
|                | 100,000%                                 | 100,000% | 100,000% | 100,000% | 100,000% | 100,000% |

poszczególnych warstw moreny dennej podano w tabeli 1. Pierwsze 3 próby pobrano w wykonanym wykopie. Próbę 1 pobrano z warstwy 2, próbę zaś 2 z warstwy 4 (ryc. 6). Obie próby pod względem składu mechanicznego wykazują duże podobieństwo, z tym że w osadzie morenowym — w obrębie warstwy 4 — występuje znaczna domieszka materiału gwałowego nie stwierdzonego w obrębie warstwy 2. Składem mechanicznym wyróżnia się cienka warstewka 3 (próba nr 3), w której zdecydowanie przeważa drobniejsza frakcja o wielkości ziarn 0,002—0,5 mm.

Próby nr 4, 5 i 6 pobrano w odsłonięciu moreny dennej nad rzeką Brúnna (fot. 15 i 16). Pobrano je z tych samych warstw moreny dennej, co uprzednio w wykopie. Próby nr 4 i 5 pobrano z głębokości 0,2 m i 1,0 m od powierzchni terenu. Skład mechaniczny tych prób jest prawie taki sam, jak prób nr 1 i 2. Próba nr 6 natomiast została pobrana z analogicznej warstewki jak w wykopie (warstwa 3) i jej skład mechaniczny jest zbliżony do składu próby nr 3. W próbach nr 3 i 6 zdecydowanie przeważa drobny materiał o frakcji poniżej 0,1 mm. W analizowanych próbach frakcja poniżej 0,1 mm obejmuje 40—69% ogólnej masy próbki.

Pod względem składu mineralogiczno-petrograficznego próby pobrane z różnych warstw moreny dennej są bardzo podobne. W materiale morenowym zdecydowanie przeważają okruchy bazaltu, których masa w niektórych przypadkach dochodzi do 97,80% objętości próby. Poza tym stwierdzono okruchy szkliska wulkanicznego, które obejmuje do 32% masy próby. W małych ilościach stwierdzono występowanie ziarn kwarcu, oliwinu i magnetytu (tab. 2).

Tabela 2

Skład mineralogiczno-petrograficzny materiału moreny dennej z przedpola Sidujökull

| Próba nr 1             |               | Próba nr 2             |               |
|------------------------|---------------|------------------------|---------------|
| Frakcja powyżej 2,0 mm | = 20,4%       | Frakcja powyżej 2,0 mm | = 19,8%       |
| okruchy bazaltu        | = 95,9%       | okruchy bazaltu        | = 87,9%       |
| okruchy szkliska       | = 3,2%        | okruchy szkliska       | = 11,4%       |
| inne skały             | = 0,9%        | inne skały             | = 0,7%        |
|                        | <u>100,0%</u> |                        | <u>100,0%</u> |
| Frakcja 2,0–0,5 mm     | = 19,1%       | Frakcja 2,0–0,5 mm     | = 15,8%       |
| okruchy bazaltu        | = 66,6%       | okruchy bazaltu        | = 65,4%       |
| okruchy szkliska       | = 32,6%       | okruchy szkliska       | = 33,2%       |
| ziarna kwarcu          | = 0,3%        | ziarna kwarcu          | = 0,5%        |
| inne                   | = 0,5%        | inne                   | = 0,9%        |
|                        | <u>100,0%</u> |                        | <u>100,0%</u> |
| Frakcja 0,5–0,1 mm     | = 25,1%       | Frakcja 0,5–0,1 mm     | = 29,0%       |
| okruchy bazaltu        | = 85,2%       | okruchy bazaltu        | = 82,6%       |
| okruchy szkliska       | = 13,1%       | okruchy szkliska       | = 15,8%       |
| ziarna kwarcu          | = 0,8%        | ziarna kwarcu          | = 0,8%        |
| oliwin                 | = 0,2%        | oliwin                 | = 0,2%        |
| magnetyt               | = 0,1%        | magnetyt               | = 0,1%        |
| inne                   | = 0,6%        | inne                   | = 0,5%        |
|                        | <u>100,0%</u> |                        | <u>100,0%</u> |
| Frakcja poniżej 0,1 mm | = 42,6%       | Frakcja poniżej 0,1 mm | = 35,4%       |
|                        |               |                        |               |
| Próba nr 3             |               | Próba nr 4             |               |
| Frakcja powyżej 2,0 mm | = 2,6%        | Frakcja powyżej 2,0 mm | = 15,2%       |
| okruchy bazaltu        | = 97,6%       | okruchy bazaltu        | = 97,8%       |
| okruchy szkliska       | = —           | okruchy szkliska       | = 1,4%        |
| inne                   | = 2,4%        | inne                   | = 0,8%        |
|                        | <u>100,0%</u> |                        | <u>100,0%</u> |
| Frakcja powyżej 0,5 mm | = 11,9%       | Frakcja 0,5–2,0 mm     | = 14,3%       |
| okruchy bazaltu        | = 87,3%       | okruchy bazaltu        | = 77,5%       |
| okruchy szkliska       | = 12,0%       | okruchy szkliska       | = 20,4%       |
| ziarna kwarcu          | = 0,3%        | ziarna kwarcu          | = 0,8%        |
| inne                   | = 0,4%        | inne                   | = 1,3%        |
|                        | <u>100,0%</u> |                        | <u>100,0%</u> |

|                    |               |
|--------------------|---------------|
| Frakcja 0,5–0,1 mm | = 16,5%       |
| okruchy bazaltu    | = 92,1%       |
| okruchy szkliwa    | = 6,0%        |
| kwarc              | = 1,0%        |
| oliwin             | = 0,3%        |
| magnetyt           | = 0,1%        |
| inne               | = 0,5%        |
|                    | <u>100,0%</u> |

Frakcja poniżej 0,1 mm = 69,0%

Próba nr 5

|                        |               |
|------------------------|---------------|
| Frakcja powyżej 2,0 mm | = 17,5%       |
| okruchy bazaltu        | = 93,6%       |
| okruchy szkliwa        | = 5,7%        |
| inne skały             | = 0,7%        |
|                        | <u>100,0%</u> |

|                    |               |
|--------------------|---------------|
| Frakcja 2,0–0,5 mm | = 17,1%       |
| okruchy bazaltu    | = 48,6%       |
| okruchy szkliwa    | = 48,6%       |
| ziarna kwarcu      | = 1,2%        |
| inne               | = 1,6%        |
|                    | <u>100,0%</u> |

|                    |               |
|--------------------|---------------|
| Frakcja 0,5–0,1 mm | = 25,8%       |
| okruchy bazaltu    | = 78,4%       |
| okruchy szkliwa    | = 17,6%       |
| kwarc              | = 1,9%        |
| oliwin             | = 0,2%        |
| magnetyt           | = 0,1%        |
| inne               | = 1,8%        |
|                    | <u>100,0%</u> |

Frakcja poniżej 0,1 mm = 39,6%

|                    |               |
|--------------------|---------------|
| Frakcja 0,5–0,1 mm | = 27,0%       |
| okruchy bazaltu    | = 89,1%       |
| okruchy szkliwa    | = 9,1%        |
| kwarc              | = 1,1%        |
| oliwin             | = 0,2%        |
| magnetyt           | = 0,1%        |
| inne               | = 0,4%        |
|                    | <u>100,0%</u> |

Frakcja poniżej 0,1 mm = 43,5%

Próba nr 6

|                        |               |
|------------------------|---------------|
| Frakcja powyżej 2,0 mm | = 6,1%        |
| okruchy bazaltu        | = 89,8%       |
| okruchy szkliwa        | = 8,3%        |
| inne skały             | = 1,9%        |
|                        | <u>100,0%</u> |

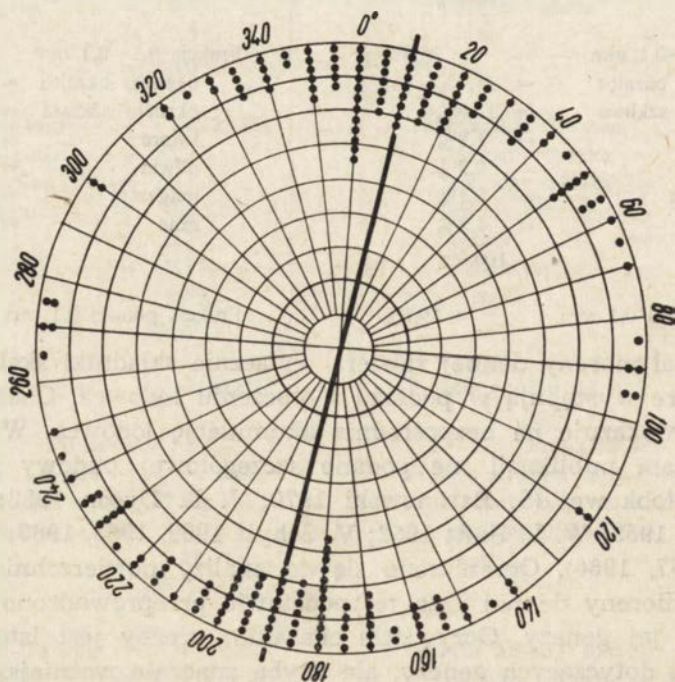
|                    |               |
|--------------------|---------------|
| Frakcja 0,5–2,0 mm | = 15,1%       |
| okruchy bazaltu    | = 7,31%       |
| okruchy szkliwa    | = 25,7%       |
| ziarna kwarcu      | = 0,5%        |
| inne               | = 0,7%        |
|                    | <u>100,0%</u> |

|                    |               |
|--------------------|---------------|
| Frakcja 0,5–0,1 mm | = 37,0%       |
| okruchy bazaltu    | = 93,3%       |
| okruchy szkliwa    | = 5,5%        |
| kwarc              | = 0,6%        |
| oliwin             | = 0,3%        |
| magnetyt           | = 0,1%        |
| inne               | = 0,2%        |
|                    | <u>100,0%</u> |

Frakcja poniżej 0,1 mm = 41,8%

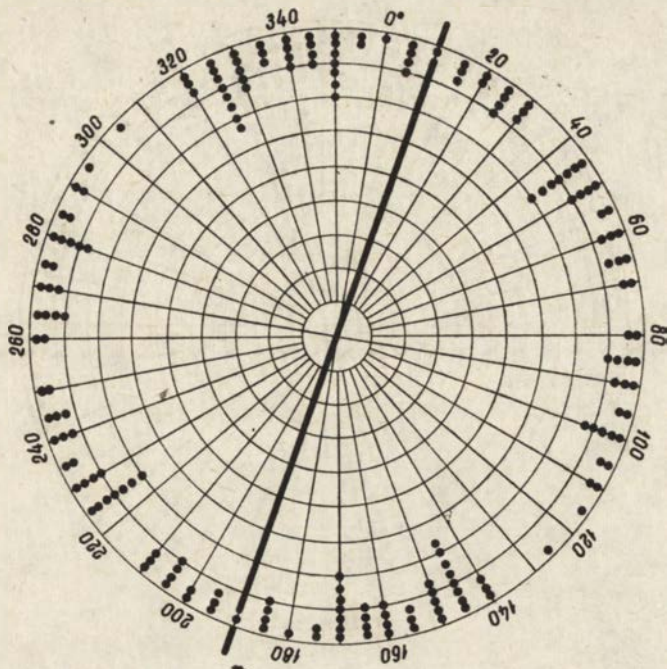
Materiał moreny dennej zawiera wyłącznie składniki skał wulkanicznych, które występują w podłożu i otoczeniu lodowca. Charakter sedymentacji wskazuje na bezpośrednią akumulację lodowca. W żadnej dostępnej nam publikacji nie podano szczegółowej budowy geologicznej moreny żłobkowej (S. Baranowski 1970; J. L. Dyson 1952; G. Hoppe, V. Schytt 1953; W. L. Raitt 1962; V. Schytt 1959, 1962, 1963; E. M. Todtmann 1957, 1960). Ograniczono się do analizy powierzchniowej rzeźby tej facji moreny dennej i na tej podstawie przeprowadzono rozważania dotyczące jej genezy. Oczywiście charakter rzeźby jest istotny w rozważaniach dotyczących genezy, ale chyba znacznie ważniejsze jest ustalenie charakteru sedymentacji tego typu moreny dennej oraz jej składu mechanicznego. Mniej istotny jest skład mineralogiczno-petrograficzny, który w różnych obszarach będzie uzależniony od inwentarza skał budujących podłoże i otoczenie lodowca. O charakterze sedymentacji świadczy

pośrednio ułożenie głazików (kamieni) w obrębie poszczególnych warstw. W tym celu wykonano pomiary orientacji dłuższych osi głazików, leżących na powierzchni grzbiecików lub pasów kamienistych. Wykonano również pomiary kierunku i upadu głazików w głębszych warstwach we wkopie w morenie dennej. Wyniki pomiarów głazików przedstawiono na załączonych diagramach. Pierwsze dwa diagramy (ryc. 7 i 8) przedstawiają ułożenie głazików na powierzchni grzbiecika, którego oś morfologiczna przebiega w kierunku N 190°. Pomiar kierunku ułożenia głazików wykonano na powierzchni testowej (1 m<sup>2</sup>) w środkowej części grzbiecika posiadającego szerokość do 1,5 m. Większość głazików bo aż 56% (ryc. 7) układa się równoległe do osi morfologicznej grzbiecika lub w sektorze zbliżonym do kierunku przebiegu osi morfologicznej N 350° do N 30°. Tylko nieliczne głaziki, w liczbie około 10%, układają się osiami dłuższymi prostopadłe do osi morfologicznej grzbiecika, co uwarunkowane może być bądź kształtem głazika, bądź procesami późniejszymi, które doprowadziły do ich przemieszczenia. Wykonano również pomiary kierunku ułożenia głazików w skrajnie wschodniej i zachodniej części grzbiecika; na kontakcie z bruzdą. Wyniki tych pomiarów przedstawia jeden z wybranych diagramów (ryc. 8). Głaziki te, leżące 1—1,5 m od osi morfologicznej grzbiecika, na pewno uległy przemieszczeniu w wyniku ustala-



Ryc. 7. Diagram ułożenia głazików w środkowej części grzbiecika fluted moraine.  
Oś morfologiczna grzbiecika N 190°

Diagram of the pebbles arrangement in the central part of the fluted moraine ridge.  
Morphological axis of the ridge — N 190°

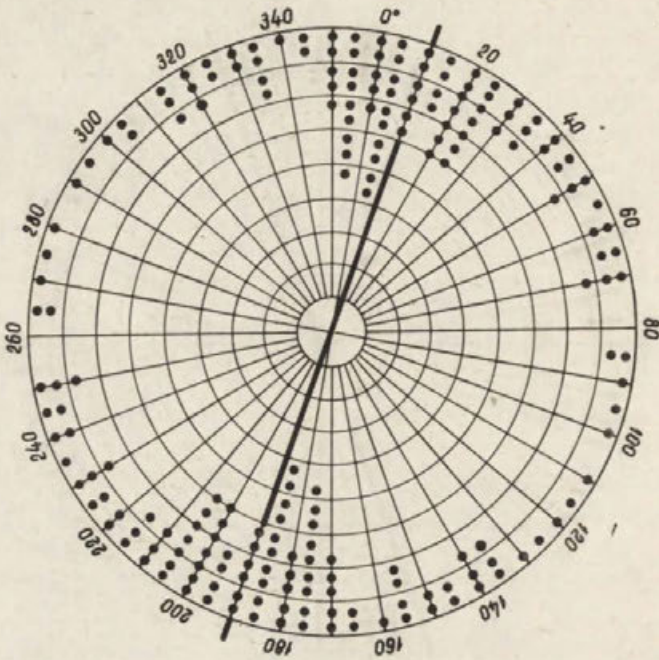


Ryc. 8. Diagram ułożenia głazików w fluted moraine 1—1,5 m od osi morfologicznej grzbiecika

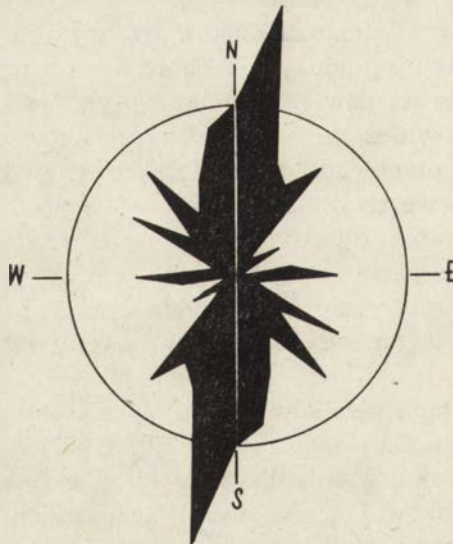
Diagram of the pebbles arrangement in the fluted moraine 1-1.5 m from the morphological axis of the ridge

nia się jego formy. W tej części grzbiecika następowały zapewne największe zmiany w ułożeniu głazików w wyniku grawitacyjnego ich upadania w kierunku sąsiadujących obniżień — bruzd. Pomiary ułożenia głazików, wykonane na powierzchni innego grzbiecika (na pow. testowej 1 m<sup>2</sup>), wykazują również, że osie dłuższe głazików orientują się równolegle do kierunku przebiegu osi morfologicznej grzbiecika (ryc. 9). Ten układ powtarza się we wszystkich zbadanych wypadkach. Jeszcze wyraźniejsze ukierunkowanie dłuższych osi głazików stwierdzono w osadach budujących głębsze partie moreny żłbkowej. W wykonanym wykopie przeprowadzono pomiary kierunku i kąta upadu głazików na głębokości 0—0,18 m i 0,22—0,7 m od powierzchni terenu (w obrębie warstwy 2 i 4, ryc. 6).

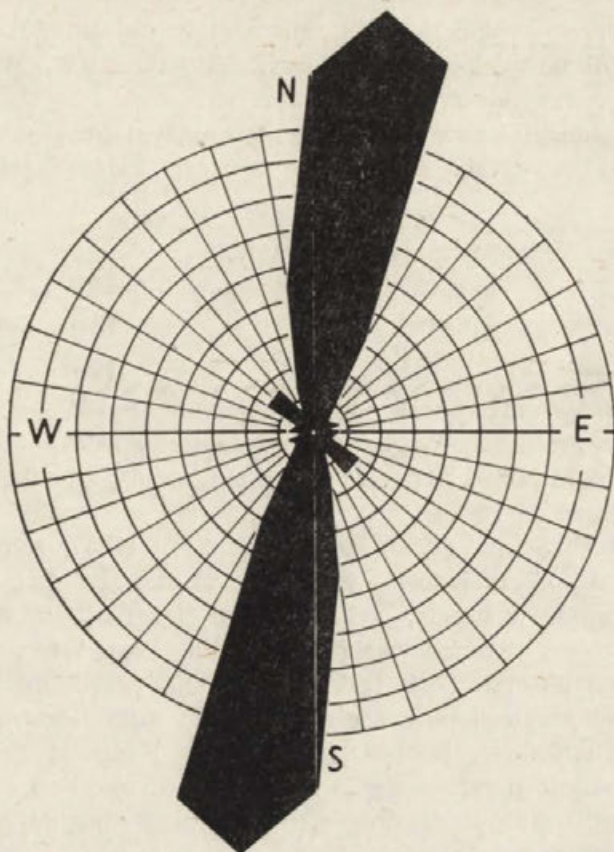
Na temat orientacji głazików w obrębie moreny żłbkowej wypowiedzieli się dotychczas G. Hoppe i V. Schytt (1953) oraz J. Szupryczyński (1963). Pierwsi dwaj stwierdzili, że w obrębie obserwowanych grzbiecików moreny żłbkowej w lodowcach islandzkich nie zauważyli preferencji w orientacji głazików. Jednakże nie podali wyników swych obserwacji ani w formie tabel, ani też w diagramach. W obrębie moreny żłbkowej na przedpolu lodowca Werenskiolda J. Szupryczyński (1963,



Ryc. 9. Diagram ułożenia głazików w środkowej części grzbiecika fluted moraine  
Diagram of the pebbles arrangement in the central part of the fluted moraine ridge



Ryc. 10. Ułożenie dłuższych osi głazików w fluted moraine na głębokości 0,18—0,22 m  
Arrangement of longer axes of pebbles in the fluted moraine at a depth of 0.18-0.22 m



Ryc. 11. Ułożenie dłuższych osi głazików w fluted moraine na głębokości  
0,22—0,68 m

Arrangement of longer axes of pebbles in the fluted moraine at a depth of 0.22-0.68 m

s. 74—76) stwierdził, że głązy i głaziki układają się równolegle do osi morfologicznej poszczególnych grzbiecików. Także i w tym wypadku, ze względu na zbyt małą ilość wykonanych pomiarów głazików, nie podano wyników w formie diagramów.

Ułożenie głazików w obrębie moreny dennej na przedpolu Sidujökull wykazuje, że osad moreny był przemieszczony zgodnie z ruchem lodowca. W obu wypadkach (ryc. 10 i 11) stwierdzono, że osie dłuższe głazików układają się w sektorze przebiegu osi morfologicznej i grzbiecika przy zróżnicowanym kącie upadu. Głaziki na głębokość 0,18—0,22 m (ryc. 10) wykazują następujące upady:

|        |       |          |
|--------|-------|----------|
| 2—20°  | — 65% | głazików |
| 21—30° | — 16% |          |
| 31—40° | — 12% |          |
| 41—50° | — 5%  |          |
| < 51°  | — 2%  |          |



Większość głazików wykazuje stosunkowo mały kąt upadu w granicach 2—30%. Nachylenie większe od 30% wykazuje tylko 19% pomierzonych głazików — w tym tylko 2% powyżej 50°.

Pomiary upadu głazików w osadzie morenowym na głębokości 0,22—0,68 m (ryc. 11) wykazały następujące wartości kątów nachylenia:

|        |                |
|--------|----------------|
| 2—20°  | — 63% głazików |
| 21—30° | — 12%          |
| 31—40° | — 7%           |
| 41—50° | — 6%           |
| < 51°  | — 12%          |

Przeważają upady głazików 2—30°, ponieważ aż 75% wykazuje nachylenie w tych granicach. W głębszej warstwie wzrasta jednak ilość głazików o nachyleniu ponad 51°—12% — z tego aż 6% głazików wykazuje nachylenie większe od 70°.

G. Hoppe i V. Schytt (1953) oraz R. F. Flint (1957) sądzą, że głązy znajdujące się w podłożu lodowca wpływają na tworzenie się tuneli w jego spągu. Następnie w tunele, pod wpływem ciężaru lodu, wciskany był materiał morenowy, tworząc wąskie grzbieciki. Pogląd ten wyrazili oni opierając się na obserwacjach poczynionych na przedpolu Brúarjökull, gdzie w obrębie grzbiecików stwierdzili bardzo dużą liczbę głązów. Odnośnie do Isfallgláciaren (Szwedzka Laponia) Hoppe i Schytt (1953) przyjmują wciskanie przesyconego wodą materiału moreny dennej w zakłębłości w cieniu głązów. Ustanie ciśnienia mogło później spowodować przymarzanie moreny do spągu lodowca tak, że była ona ciągnięta z lodem, podczas gdy świeży materiał ponownie był wciskany w cieniu głąza. E. M. Todtmann (1960) na podstawie obserwacji poczynionych na przedpolach lodowców islandzkich stwierdza, że w wielu wypadkach występują rozległe obszary moreny żłobkowej, na których nie stwierdza się dużych głązów. Sądzi zatem, że geneza tej moreny jest inna. Stwierdza ona, że grzbieciki (Grundspaltenwälle) powstają w szczelinach dennych lodowca. Szczelina w spągu lodowca, według jej poglądów, powstaje w wyniku napięć w masie lodowca przechodzącej z fazy transgresji (lub recesji) do fazy stagnacji. Silnie wilgotna i plastyczna morena denna pod wpływem nacisku zostaje wciśnięta w utworzone szczeliny.

Grzbieciki i bruzdy w obrębie moreny żłobkowej uważano również za formy powstałe w wyniku egzaracji lodowca lub erozji wód roztopowych (A. de Quervain, E. Schnitter 1920; L. L. Ray 1935; K. Strøm 1963). Uważano ją również za specyficzną formę powstałą w wyniku współdziałających ze sobą procesów akumulacyjnych i egzaracyjnych lodowca (J. L. Dyson 1952). Ostatnio S. Baranowski (1970) próbuje tłumaczyć genezę moreny żłobkowej zmodyfikowaną przez ruch lodu działalnością mrozową (frost heaving) w podłożu lodowca. Sądzi on, że morena ta powstaje w specy-

ficznej podlodowcowej strefie peryglacialnej na skutek zmian zachodzących w reżimie termicznym w podłożu lodowca.

Żadna z dotychczasowych hipotez dotycząca genezy moren żłobkowych nie tłumaczy w sposób zadowalający jej rzeźby powierzchniowej, tj. regularności występowania grzbiecików i bruzd. Hipotezy te zostały oparte na zbyt szczupłym materiale obserwacyjnym. Opublikowana hipoteza S. Baranowskiego (1970) musiałaby być potwierdzona obserwacjami termiki w spągu wielu lodowców. Trzeba jednak stwierdzić, że hipoteza ta próbuje najwszechstronniej wyjaśnić specyfikę rzeźby rozważanej moreny.

Na podstawie własnych obserwacji sądzimy, że rola dużych głazów, w wyniku których mają powstać szczeliny w spągu lodowca a w nich grzbieciki, nie może być uznana za jedyny i decydujący czynnik genetyczny. W obrębie moreny żłobkowej na przedpolu Sidujökull duże głazy występują sporadycznie (fot. 17). Znaczne przestrzenie pól moreny żłobkowej są pozbawione dużych głazów.

Z przedpola Sidujökull zebraliśmy obserwacje dotyczące rzeźby, budowy geologicznej i ułożenia głazików w morenie żłobkowej. Zebrany materiał obserwacyjny nie potwierdza żadnej z dotychczasowych hipotez dotyczących genezy tej facji moreny dennej i nie pozwala też — w sposób jednoznaczny — na jej wyjaśnienie.

Wszystkie poczynione dotychczas obserwacje dotyczące tej formy w różnych obszarach wskazują na to, że jest ona specyficzną odmianą moreny dennej powstałą w warunkach subglacialnych — w spągu lodowca podczas jego ruchu. Pomiary ułożenia głazików w materiale morenowym i na powierzchni grzbiecików wykonane na przedpolu Sidujökull potwierdzają, że materiał w spągu lodowca był przemieszczony zgodnie z kierunkiem ruchu lodowca. Równocześnie pozwalają zrezygnować z koncepcji wyciskania moreny dennej, gdyż w takich warunkach nie powstałaby wyraźna preferencja orientacji głazików.

## OSADY I FORMY WE WSPÓŁCZESNEJ STREFIE INTENSYWNEJ ABLACJI

### POKRYWY MORENY ABLACYJNEJ

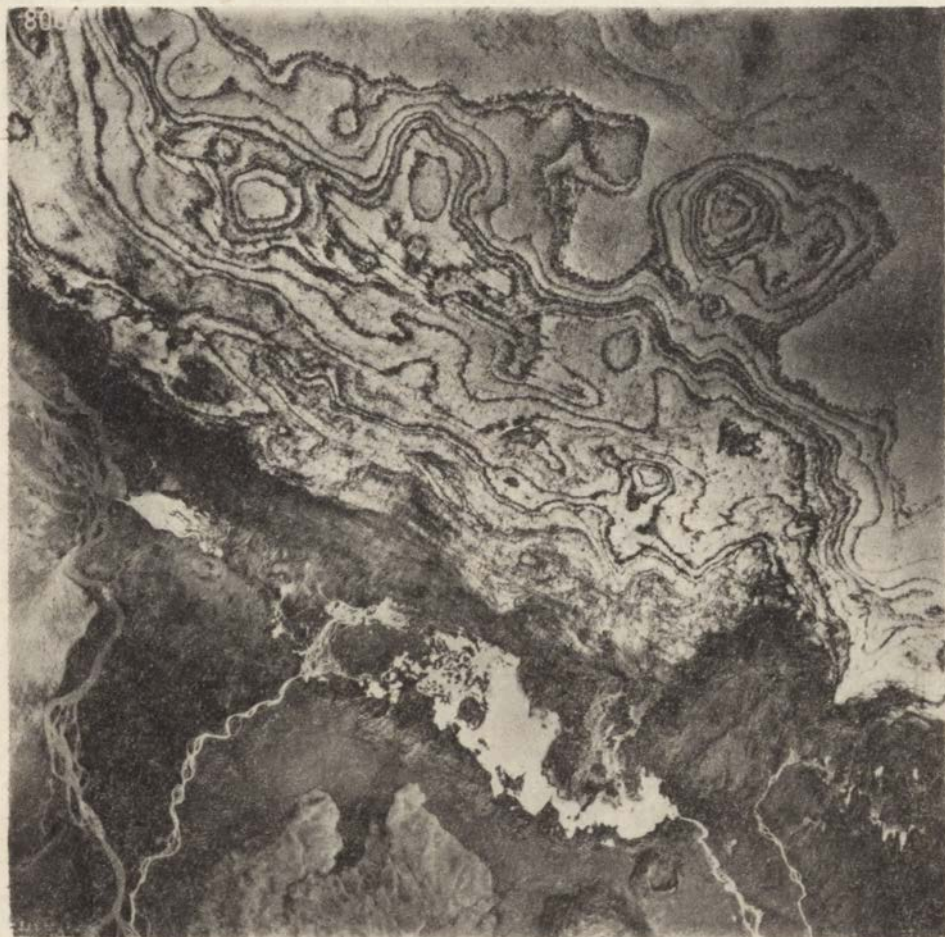
Na powierzchni najniższej części czoła Sidujökull obserwuje się — jako zjawisko pospolite — występowanie pokrywy nieprzesortowanych osadów. Ich skład mechaniczny jest bardzo zróżnicowany, od mułków do dużych głazów, a miąższość osiąga kilka centymetrów do paru metrów. Rośnie ona na ogół w dół czoła lodowca. Szczególnie duża jest w miejscach, gdzie czoło lodowca styka się z pagórkami lodowo-morenowymi. Dotyczy to jednak wyłącznie tych przypadków, gdy obniżeniem istniejącym między czołem lodowca a wyodrębniającym się z niego pagórem lodowo-morenowym nie spływa strumień supraglacialny. Brak pokrywy osadów na powierzchni najniższej części czoła Sidujökull należy do wyjątków. Przede wszystkim pokrywa ta nie występuje w miejscach, gdzie czoło lodowca ma postać klifu lodowego. Tego rodzaju sytuację obserwuje się na krawędzi południowo-wschodniej Sidujökull, która jest podcięta przez rzekę Djúpá. Pionowa ściana czoła lodowca nie pozwala na tworzenie się pokrywy osadów. Faworyzuje natomiast powstawanie hałd usypiskowych u podnóża lodowca złożonych z materiału morenowego, który pod wpływem ablacji wytapia się z klifu lodowego (fot. 18).

Powstawanie warstwy osadów w najniższej części czoła Sidujökull, która stanowi pokrywę moreny ablacyjnej, jest procesem złożonym. Decydują o tym zarówno różne źródła tworzącego ją materiału, jak i procesy elementarne, odpowiedzialne za koncentrację, redepozycję i akumulację osadów na powierzchni lodowca.

Materiał, który składa się na pokrywę moreny ablacyjnej, pochodzi z trzech źródeł łatwych do rozpoznania w przypadku Sidujökull. Dwa pierwsze tkwią w samym lodowcu, a trzecie znajduje się w strefie ekstraglacialnej.

Materiał wydobywający się z wnętrza lodowca na powierzchnię, w strefie intensywnej ablacji, ma dwojaką naturę. Jest to albo popiół wulkaniczny, albo materiał morenowy. Popioły po wybuchach wulkanów pokrywają znaczne obszary, w tej liczbie także powierzchnie lodowców. Zjawisko to jest powszechnie obserwowane na Islandii. Informację o nim

podają na przykład Wadell (1920) i Thorarinsson (1949). Popioły wulkaniczne osadzone na powierzchni lodowców są następnie pokryte śniegiem i, w miarę postępu akumulacji śniegu, dostają się w głębsze partie firnu i lodu lodowcowego. Wielokrotne opady popiołów wulkanicznych dają w efekcie liczne warstwy, które w strefie ablacji lodowców objawiają się w postaci czarnych linii przypominających swoim układem izohipsy. Widoczne są one bardzo dobrze na zdjęciach lotniczych Sidujökull. Niestety nie udało się określić ich miąższości (ryc. 12). Analiza petrograficzno-mi-



Ryc. 12. Warstwy materiału wulkanicznego w strefie ablacji lodowca Sidu (zdjęcie lotnicze z 1960 r.)

Volcanic ash bands in the ablation zone of Sidujökull (air photograph taken 1960)

nerologiczna nie pozostawia cienia wątpliwości, że materiał pochodzący z ciemniejszych smug w strefie intensywnej ablacji Sidujökull jest popiołem wulkanicznym (Kozarski, Szupryczyński 1971). Składa się on głównie ze szkliwa wulkanicznego (obsydianu) — z niewielkim udziałem okruchów

bazaltu i palagonitu — otoczków ilastych, które są w tym materiale wtórne, gdyż stanowią domieszkę jako rezultat transportu popiołu wulkanicznego po powierzchni lodowca. Śladowo występują kwarc, okruchy bazaltu ze szkliwem, ilmenit, oliwin, magnetyt, apatyt, tlenki i wodorotlenki żelaza oraz zeolity. Przewaga obsydianu (81,6%) nad pozostałymi składnikami jest wymownym świadectwem pochodzenia materiału i decyduje również o jego czarnej barwie. Analiza mechaniczna dowodzi, że popioły wulkaniczne należą do frakcji piasków, z przewagą frakcji drobnoziarnistej. Taki skład mechaniczny stanowi o dużej podatności popiołów wulkanicznych na transport przez wody supraglacialne.

Zupełnie odmienny charakter i sposób występowania objawia materiał morenowy transportowany przez lodowiec i wydobywający się na powierzchnię jego czoła pod wpływem ablacji. Pospolicie jest on nie przesortowany i w jego skład wchodzi zarówno mułki, jak i duże głazy o średnicy powyżej 1 m, z całym wachlarzem frakcji pośrednich. Badania składu mechanicznego wskazują, że 57% materiału należy do frakcji 0,002 mm, a zaledwie 0,7% przypada na frakcje powyżej 0,5 mm przy czym najgrubszy materiał osiąga średnicę 0,75 do 1,02 mm i stanowi jedynie nieznaczną domieszkę (0,1%).

Analizy rentgenograficzne substancji ilastej, stanowiącej w składzie petrograficzno-mineralogicznym 85,5% całości materiału, dowiodły, że należy ona do grupy montmoryllonitu. Uwzględniając charakterystyczny skład pozostałości po odszlamowaniu iltu, jak również sposób występowania i wykształcenia cząsteczek ilastych, zachowanie się ich w warunkach wodnych (duża plastyczność), wolno sądzić, że badana substancja ilasta jest iltiem bentonitowym. Powstał on ze starych popiołów wulkanicznych pod wpływem wietrzenia chemicznego (Kozarski, Szupryczyński 1971). Typ wietrzenia określa warunki, w których ono zachodziło. Nie mogło to być środowisko wewnątrzlodowcowe. Proces wietrzenia rozgrywał się w warunkach subarealnych na podłożu skalnym przed zlodowaceniem badanego obszaru, zajętego wspólnie przez Sidujökull. Dopiero później produkty wietrzenia chemicznego zostały wciągnięte w ruch lodowca wzdłuż płaszczyzn ścięcia i w ten sposób stały się jednym ze źródeł materiału do powstawania pokryw moreny ablacyjnej na czole lodowca.

Materiał morenowy występuje i jest transportowany wewnątrz Sidujökull w dwojaki sposób — rozproszony i skoncentrowany. Występowanie i transport rozproszony obejmuje dużą rozpiętość frakcji materiału, do absolutnych ekstremów, a więc od substancji mułkowych 0,002 mm do dużych głazów o średnicach do 1,6 m. Materiał rozproszony występuje przede wszystkim w bazalnej części lodowca. W przypowierzchniowych warstwach lodu lodowcowego, jak to wykazały badania w rozcięciach i szczelinach powierzchni lodowca, obecność rozproszonego materiału jest znikoma. W tym zakresie wyniki naszych obserwacji są zbieżne z obserwacjami przeprowadzonymi na lodowcach północno-zachodniej części

Spitsbergenu (Boulton 1967). Warto zauważyć, iż wśród materiału rozproszonego dominuje frakcja drobna. Materiał ten w czasie ablacji na pionowych ścianach krawędzi lodowca cienką warstewką pokrywa powierzchnię lodu. Nie jest ona w stanie zatrzeć struktury bazalnej części lodowca (fot. 19).

Skoncentrowany sposób występowania materiału morenowego polega na tym, że materiał ten tworzy zwarte pasma. Są one dobrze widoczne w klifie lodowym nad rzeką Djúpá (fot. 18 i 19). Pasma materiału w bazalnej części lodowca są prawie równoległe do podłoża i foliacji lodu lodowcowego. W stronę czoła i powierzchni lodowca podnoszą się pasma. Ich przebieg jest tutaj zupełnie niezgodny z foliacją. Początkowo kąt jaki tworzą pasma z płaszczyznami foliacji jest ostry, a im bliżej powierzchni lodowca tym bardziej zbliża się on do kąta prostego. Mięszkość pasm obserwowanych w klifie lodowym nad rzeką Djúpá osiąga przeciętnie od kilku centymetrów do około 1 m. Górna płaszczyzna pasm jest wyraźnie nierówna. W miejscach występowania szczelin materiał tworzący pasma wnika w nie, przybierając postać klina (fot. 20). Wyrastanie klinów z jednolitego pasma każe sądzić, że ich powstanie wiąże się z wyciskaniem materiału w szczeliny od dołu. Mimo całkowitego zmarznięcia materiału tworzącego pasma, należy przyjąć ten sposób powstania klinów. Proces ich formowania musiał rozgrywać się w warunkach dużych nacisków lodu lodowcowego, które przekazywane na pasma zmarzniętego materiału powodowały, że nabierał on cech ciała plastycznego. Scharakteryzowane tutaj zjawisko nie ma nic wspólnego z „Lehmmauern” opisanymi ze Spitsbergenu przez Grippa (1929), których sposób powstania podany przez tego autora skrytykował ostatnio Boulton (1967, 1970). Pasma materiału składają się z zupełnie nieprzesortowanej i bezstrukturalnej masy gliniasto-piaszczystej z dużą zawartością kamieni i gładów. Nie stwierdzono żadnego miejsca, w którym pasmo materiału wykazywałoby warstwowanie i zmienność w składzie mechanicznym, jakie stwierdził w Sørbreen Boulton (1967).

Złe warunki terenowe badania klifu i jego podnóża nie pozwoliły na dokładniejsze studiowanie natury pasm materiału, w tym ustalenie ich stosunku do podłoża. Stąd istnieją zasadnicze trudności w objaśnieniu powstania tych pasm. Jednakże jedno zjawisko, dostępne bezpośrednio obserwacji, jest godne uwagi a mianowicie, że pasma materiału wykazują niezgodność z foliacją lodu, przecinają ją już nieco powyżej stopy lodowca, i że niezgodność ta jest tym większa im bliżej powierzchni lodowca (fot. 19). W naszym przypadku mamy zatem inną sytuację niż ta, o której z okolicy Thule (Grenlandia) informuje Hook (1970), gdzie pasma materiału są elementem składowym foliacji lodu. Uwzględniając to zjawisko, mimo krytyki (Weertman 1961) poglądów Bishopa (1957) na formowanie tzw. shear moraines, należy sądzić, że obecność grubych pasm materiału w Sidujökull jest związana z procesem ścinania. Wydaje się, że w tej

chwili trudno przedstawić w odniesieniu do Sidujökull inną adekwatną teorię inkorporacji materiału, który tworzy pasma. Model przymarzania sformułowany przez Weertmana (1961) nie może być stosowany do lodowców islandzkich, gdyż nie należą one do zimnych czas lodowcowych, których model ten dotyczy. Trudno również przyjąć koncepcję (Boulton 1970) wprowadzania subglacialnego materiału w pozycję inglacjalną za pomocą mechanizmu spiętrzania wobec braku objawów deformacji lodu w klifie nad rzeką Djúpá. Inna możliwa droga inkorporacji materiału, polegająca na jego przymarzaniu do spągu lodowca, podana przez tego autora a pochodna od koncepcji Lliboutry (1964—1965, s. 689), w przypadku Sidujökull wymagałaby badań nad fizycznym stanem bazalnej części lodu, a przynajmniej obecności zewnętrznych oznak funkcjonowania tego mechanizmu w postaci istnienia określonej stratyfikacji lodu i pasm materiału łącznie z odwróceniem jego pierwotnej sekwencji odniesionej do skał podłoża.

Na powierzchni lodowca, w strefie intensywnej ablacji grube pasma materiału pojawiają się jako niskie dajki (fot. 21). Są one głównym źródłem materiału do formowania pokrywy moreny ablacyjnej na powierzchni lodowca. Podobnie jak na lodowcach spitsbergeńskich (Boulton 1967) materiał tworzący dajki jest przemarznięty. Jednakże wskutek bardzo silnej ablacji lód mięszowy gwałtownie zanika w dajkach. W związku z tym dajki są niskie, najwyżej osiągają one wysokość 0,5 m, i nie mają tak ostrych kształtów jak te opisane przez Boultona (1967).

Trzecie źródło materiału do tworzenia pokryw moreny ablacyjnej tkwi w strefie ekstraglacialnej. Jest ono najmniej wydajne i dotyczy wyłącznie najdrobniejszego materiału należącego do frakcji pylastych. Źródłem, o którym tutaj mowa, jest transport eoliczny. Podczas badań mieliśmy okazję kilkakrotnie obserwować na przedpolu Sidujökull burze pyłowe (fot. 22), które transportowały materiał na jego powierzchnię. Następowyły one po kilku dniach bez opadu deszczu. Szybkiemu przesuszeniu podlegały wtedy osady równin sandrowych. Szczególnie podatne na deflację są mułki, które wyścielają dna opuszczonych koryt rzek błędzących. Mułki te są materiałem, który był transportowany przez rzeki w suspensji, a później po opuszczeniu koryta podlegał dekantacji. Ponieważ materiał ten jest wywiewany z dużych obszarów i osadzany na powierzchni lodowca w sposób rozproszony, nie można stwierdzić w jakiej proporcji stanowi on domieszkę całej masy osadów mineralnych, z której powstają pokrywy moren ablacyjnych. Wyniki naszych obserwacji uzupełniają wcześniej poczynione spostrzeżenia (Lewis 1940; Swithinbank 1950; Bout 1956; Okko 1956) o dostawie eolicznej drobnego materiału na powierzchnię lodowców islandzkich. Jednakże nie stwarzają one podstaw do sformułowania wniosku, że osady eoliczne mogą występować na powierzchni lodowca w sposób skoncentrowany i to w takim stopniu, który umożliwia powstawanie pokryw warunkujących rozwój stożków ablacyjnych (Kozarski, Szupryczyński 1971).

PIERWSZA FAZA KONCENTRACJI MATERIAŁU NA POWIERZCHNI LODOWCA  
I RZEŻBA EFEMERYCZNA

Strefa intensywnej ablacji na Sidujökull jest wyraźnie dwudzielna. W najniższej partii czoła jej część stanowi ciągła pokrywa moreny ablacyjnej, której szerokość osiąga przeciętnie 50 do 70 m, a maksymalnie 120 m. W górę powierzchni lodowca rozprzestrzenia się druga część strefy. Obserwacje przeprowadzone w okresie między 24 czerwca a 6 lipca 1968 r. pozwoliły ustalić jej szerokość 300—350 m, a w pierwszej dekadzie sierpnia 500—600 m. Stanowi ona pas maksymalnej ablacji i przy niewielkich nachyleniach powierzchni lodowca (około 12°) sprzyja tworzeniu się stożków ablacyjnych (Kozarski, Szupryczyński 1971). Jej rola w procesie formowania się ciągłej pokrywy moreny ablacyjnej jest niezwykle istotna. W tej bowiem części strefy intensywnej ablacji dokonuje się wstępna koncentracja osadów mineralnych, a później ich dekoncentracja i transport na najniższą część czoła lodowca. Można zatem powiedzieć, iż pełni ona funkcje powierzchni tranzytowej.

Pokrywa osadów mineralnych w omawianej części strefy intensywnej ablacji jest nieciągła i ma wysoce zróżnicowaną miąższość; od paru milimetrów do 1,3 m. Największe miąższości pokrywy notuje się na szczytach stożków ablacyjnych, a więc w miejscach pierwotnie największej przejściowej koncentracji osadów. Nieciągły sposób występowania pokrywy i jej zróżnicowana miąższość prowadzą do kształtowania się rzeźby efemerycznej na powierzchni lodowca. Objawia się ona w postaci bogactwa stożków ablacyjnych, które na lodowcach islandzkich należy uznać za cechę rozpoznawczą pasm maksymalnej ablacji.

Stożki ablacyjne występują wyłącznie tam, gdzie czoło cofającego się Sidujökull jest łagodnie nachylone. W miejscach pojawiania się stromego czoła, klifu lodowego południowej części Sidujökull podciętego przez rzekę Djúpá, stożki ablacyjne nie występują. Powyżej klifu lodowego powierzchnia lodowca jest poprzecinana systemem głębokich szczelin, które określają sposób jej odwodnienia. Prowadzą one do zupełnej eliminacji odwodnienia supraglacialnego, a zatem nie pozwalają na koncentrację materiału wulkanicznego i morenowego redeponowanego przez wody supraglacialne, który daje początek stożkom ablacyjnym.

Wstępna i pobieżna obserwacja czoła Sidujökull prowadzi do mylnego wniosku — że stożki ablacyjne są rozmieszczone chaotycznie. Jednak bliższa analiza sposobu ich występowania pozwala ustalić regularności rozmieszczenia oraz określić ich przyczyny. Stożki ablacyjne trzymają się wyraźnych linii, które na ogół przecinają się pod kątem prostym. Najczęstszy kierunek jest prostopadły do czoła lodowca. Nawiązuje on wyraźnie do systemu wąskich szczelin radialnych i wąskich kanałów strumieni supraglacialnych. Drugi kierunek jest równoległy do czoła lodowca i uwarunkowany przebiegiem płaszczyn ścięcia. W obszarze największego za-



gęszczenia szczelin i kanałów obydwu systemów notuje się największą gęstość stożków na jednostkę powierzchni. W celu ilościowego określenia rozmiarów zjawiska przeprowadzono dokładne badania na powierzchniach testowych. Były to pasy o długości 100 m, zorientowane prostopadłe do krawędzi lodowca i podzielone na kwadraty o bokach  $10 \times 10$  m. W poszczególnych kwadratach notowano skrajnie 2—54 stożków ablacyjnych. Wartości średnie wynosiły 8—28 stożków na 100 m<sup>2</sup>.

Dyskutowane formy przybierają najczęściej postać stożka o trójkątnej podstawie wtedy, gdy są zaawansowane w rozwoju. W początkowych fazach rozwoju mają one postać grzbietów wydłużonych zgodnie z przebiegiem linii koncentracji materiału. Są to więc grzbiety prostopadłe lub równoległe do krawędzi lodowca. W znacznej liczbie dobrze wykształconych stożków o podstawie trójkątnej obserwowaliśmy obecność trzech powierzchni stokowych, dwóch bocznych — wschodniej i zachodniej oraz trzeciej — zawsze eksponowanej na południe. Z badań naszych wynika, że istnienie stoku wystawionego na południe jest uwarunkowane najkorzystniejszymi warunkami działania promieni słonecznych oraz najintensywniejszym spłukiwaniem materiału okrywającego te części stożków przez deszcze nawalne. W czasie szczególnie obfitych opadów deszczu południowe stoki stożków zupełnie traciły pokrywę.

Wysokość stożków ablacyjnych, mierzona w różnych częściach czoła Sidujökull waha się 0,2—4,5 m. Sporadycznie notowano stożki przekraczające wysokość 5 m. Najwyższe stożki były związane z występowaniem martwych młynów lodowcowych, w których w fazie zaniku odpływu wody istniały najlepsze warunki do sedymentacji grubych serii osadów.

Badane nachylenia stożków wykazują różne wartości katowe. Najczęściej oscylują one w przedziale 30 do 50°. W szczytowych partiach stożków, gdzie największą miąższość ma materiał okrywający, nachylenie stoku dochodzi do 70°. Jest ono wywołane brakiem jądra lodowego w szczycie. Stromy stok, niemal pionowa ściana, jest wykształcona wyłącznie w wilgotnym materiale okrywającym. Jakkolwiek wielokrotnie stwierdziliśmy symetryczny rozkład nachyleń stoków wschodniego i zachodniego, to trzeba podkreślić, że nie jest on regułą. W znacznej liczbie przypadków nachylenia tych stoków były nierówne, a różnice dochodzące do 10° dowodziły istnienia wyraźnej asymetrii. Nie stwierdziliśmy żadnej prawidłowości w ekspozycji stoku łagodniejszego i bardziej stromego. Rozkłady są zupełnie przypadkowe. Należy więc sądzić, że wiążą się one bezpośrednio z ilością materiału pełnącego po jednym lub drugim stoku. Zjawisko to jest wywołane chwilowymi stanami wilgotności materiału okrywającego oraz jego frakcją.

Wszystkie badane stożki ablacyjne miały jądro z lodu lodowcowego okryte płaszczem osadów. W jądrze lodowym zachowały się płaszczyzny ślizgowe oraz szczeliny, które dały początek akumulacji materiału. Pokrywa materiału otula jądro lodowe nierównomiernie. Największą miąższość

pokrywy notowano na szczycie stożków ablacyjnych 0,6—1,3 m, maksymalnie do ponad 3 m, gdy stożek powstał w miejscu uprzedniego występowania młyna lodowcowego. Na stokach pokrywa ma miąższość 1—8 cm, a skrajnie 20 cm.

W pierwszym okresie badań, między 24 czerwca a 6 lipca, pokrywa osadów na kontakcie z jądrem lodowym była zupełnie zmarznięta. Dowodzi to naszym zdaniem braku sezonowego (lat) cyklu rozwojowego stożków ablacyjnych od ich powstania do zupełnego zaniku. Nasze spostrzeżenia w tym względzie potwierdzają opinię H. Wadella (1920) i R. Bouda (1956) oparte na innych kryteriach, a także pogląd Ch. Swit-hinbanka (1950). Część stożków, która pod koniec lata nie zanika, obojętnie, w jakim stadium rozwoju się znajduje, przetrwa pod pokrywą śniegu zimowego do następnego sezonu letniego.

Z przedstawionych uprzednio faktów wynika, że stożki ablacyjne na czole Sidujökull istnieją tylko tam, gdzie nastąpiło uprzednio zjawisko koncentracji osadów. Ponieważ stwierdzono dwie przyczyny koncentracji, implikują one dwie drogi powstawania stożków ablacyjnych. Należy tu od razu wyjaśnić, że różnicowanie powstawania stożków ablacyjnych dotyczy fazy inicjalnej oraz ich lokalizacji, a nie sposobu rozwoju.

Pierwsza droga powstawania stożków ablacyjnych jest związana ściśle z istnieniem prostopadłych do czoła lodowca kanałów supraglacialnych oraz szczelin radialnych, ewentualnie skośnych. Jej cechą charakterystyczną jest to, że stożki ablacyjne założone na planie systemu kanałów i szczelin mają pokrywę złożoną wyłącznie z materiałów o strukturze charakterystycznej dla osadów wody płynącej (fot. 23). W rozwoju stożków ablacyjnych powstałych w ten sposób można wyróżnić 4 zasadnicze fazy:

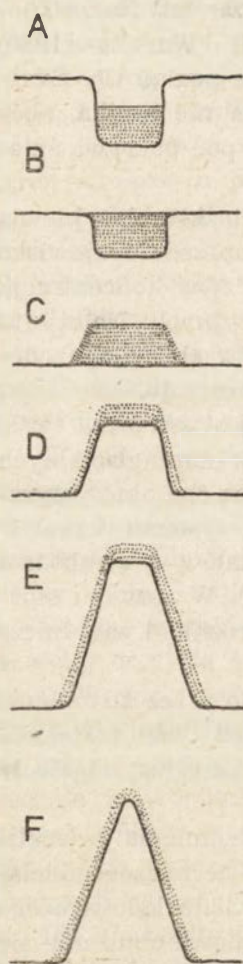
I f a z a — akumulacja materiału transportowanego przez strumienie supraglacialne w kanale lub szczelinie; w zależności od ilości materiału i głębokości szczeliny seria osadzonego materiału może osiągnąć miąższość powyżej 1 m;

II f a z a — powstanie łachy środkowej w korycie strumienia prowadzi do jego rozdwojenia się lub zmiany kierunku spływu; termiczne oddziaływanie wody strumienia, a przede wszystkim ablacja lodu lodowcowego nie pokrytego materiałem mineralnym, powoduje stopniowe obniżanie się powierzchni lodu lodowcowego wokół pokrywy materiału; w ten sposób pokrywa materiału wydostaje się na powierzchnię; jej izolujący wpływ na znajdujący się pod nią lód lodowcowy jest powodem powstania cokołu lodowego, który w planie swoim zarysem dokładnie odpowiada kształtowi łachy;

III f a z a — pojawianie się powierzchni stokowych warunkuje grawitacyjny ruch materiału pokrywającego cokół lodowy; współdziałanie ablacji powierzchni lodowca wokół stożka, z grawitacyjnym obsuwaniem się materiału, stanowi zasadniczą fazę rozwoju stożka; trwa ona dopóty,

dopóki ilość materiału okrywającego stożek wystarczająco izoluje jądro lodowe od zewnętrznych wpływów termicznych;

IV faza — gdy ilość materiału na szczycie stożka jest już zbyt mała, aby wystarczająco chronić powierzchnię stoków następuje stopniowy zanik stożka ablacyjnego; na Sidujökull grawitacyjny transport materiału okrywającego stożki ablacyjne w dół ich stoków jest w istotny sposób wspomagany przez obfite opady deszczu.



Ryc. 13. Schemat powstawania stożków ablacyjnych  
Scheme showing the main mode of ablation cones development on Sidujökull

Określony wyżej rozwój stożków ablacyjnych dotyczy większości form zbadanych na Sidujökull (fot. 24). Sporadycznie tylko stwierdzono występowanie niższych stożków, które w szczycie jądra lodowego miały zachowaną wąską szczelinę, zamiast spłaszczenia. Są to niewątpliwie formy, które powstały z materiału osadzonego przez wody w bardzo wąskich szczelinach, gdzie nie było warunków do powstania łach środkowych. Ten sposób inicjacji stożków opisał W. V. Lewis (1940) i Ch. Swithinbank (1950). Rzadziej występują stożki ablacyjne rozwijające się pod wpływem

akumulacji materiału na brzegach kanałów strumieni supraglacialnych. W niższych partiach czoła lodowca nie zasłanego pokrywą moreny ablacyjnej, podczas bardzo wysokiego stanu wód i bardzo obfitego transportu części stałych, następują wylewy i gwałtowna akumulacja transportowanego materiału (fot. 25). Zjawisko to jest charakterystyczne na początku lata, gdy kanały strumieni supraglacialnych nie są jeszcze dostatecznie głębokie i wypełnia je w znacznej mierze śnieg. Osadzony na brzegach kanałów materiał w postaci miniaturowych „levée” daje początek nieregularnym stożkom ablacyjnym, które zakłócają system rozkładu stożków założonych na planie szczelin. Ten sposób akumulacji materiału i tworzenia się stożków dla Hofsjökull uznał P. Bout (1956) za podstawowy dla początkowego okresu organizowania się sieci strumieni supraglacialnych.

Druga droga powstawania stożków ablacyjnych na Sidujökull wiąże się z wychodniami cienkich warstw materiału. Wydostający się z nich materiał morenowy otula najbliższe sąsiedztwo izolując powierzchnię lodowca od wpływów termicznych insolacji i powietrza. Opisał to zjawisko ostatnio Boulton (1967) z lodowca Sørbreen (Vestspitsbergen). Tak rozpoczęty proces tworzenia stożków ablacyjnych przebiega dalej w analogiczny sposób, jak w przypadku form z pokrywą osadów strumieni supraglacialnych. Poza źródłem i charakterem pokryw powstałe stożki różnią się układem, który jest równoległy do czoła lodowca, a ponadto dużym zagęszczeniem występowania. Zwrócił już na to uwagę Ch. Swithinbank (1950) badając stożki ablacyjne na Skaftarjökull. Odległości między nimi są często tak małe, że stożki łączą się w linię grzbietów.

W miejscach wychodni pasm materiału o większej miąższości nie dochodzi do powstawania stożków ablacyjnych o znacznie większych rozmiarach. Powodem tego jest duża zawartość lodu miąższowego w pasmach materiału. Jego szybkie topnienie sprzyja silnemu przesyleniu wodą materiału i powoduje szybką dekoncentrację. Mimo tego zjawiska hamujące działanie materiału na ablację, w pobliżu wychodni pasm materiału, zaznacza się w powierzchni lodowca występowaniem nabrzmienia w ich pobliżu.

Powstawanie stożków ablacyjnych, niezależnie od źródła materiału okrywającego, należy uznać za objaw przejściowej, ale istotnej, bo pierwszej fazy koncentracji osadów na czole lodowca. Jest ona wstępem do drugiej fazy koncentracji osadów w najniższej części czoła lodowca, w której tworzą się pokrywy moreny ablacyjnej prowadząc do trwałych skutków geomorfologicznych bezpośrednio na krawędzi lodowca.

#### FAZA DEKONCENTRACJI MATERIAŁU I JEGO TRANSPORT PO CZOLE LODOWCA

Postępujący proces ablacji prowadzi do stopniowego zaniku stożków ablacyjnych i do likwidacji lodu miąższowego w wychodniach grubych pasm materiału. W konsekwencji materiał, który był skoncentrowany

w postaci pokryw na stożkach ablacyjnych lub w grubych pasmach, podlega rozproszeniu na powierzchni lodowca. Odpowiedzialne za dekoncentrację osadów są trzy główne procesy elementarne, które działają powierzchniowo, ale z różną prędkością i wydajnością w zakresie transportu.

Wśród tych procesów dominującą rolę odgrywają spływające pokrywowo lub bruzdowo wody supraglacialne (fot. 26). Odprowadzają one cały materiał z pokryw, które otulają zanikające stożki ablacyjne oraz mułki i drobne piaski pochodzące z pasm materiału. Duża zawartość lodu miąższowego w pasmach, który szybko topnieje na powierzchni, wyzwala znaczne ilości wody i materiału morenowego. Ograniczona zdolność transportowa spływającej pokrywowo wody prowadzi do selekcji materiału. Transportowi podlegają mułki i drobne piaski, a na miejscu pozostaje grubszy materiał (fot. 27). Duża ruchliwość wód powoduje, że szczególnie poniżej wychodni grubych pasm najdrobniejszy materiał jest dość równomiernie rozprowadzony i bardzo cienką, niestabilną warstwą okrywa powierzchnię lodowca. Obecność tej cienkiej warstwy materiału, który na Sidujökull ma bardzo ciemną barwę, w istotny sposób przyspiesza tempo ablacji. Zjawisko to, mające fizyczne uzasadnienie, znane jest od dawna np. z lodowców alpejskich (Heim 1885, s. 228), a stosując metody ilościowe zostało dokładniej rozpoznane przez Östrema (1959) podczas eksperymentu na Isfallsglaciären (Szwedzka Laponia) oraz przez Warda (1952) w badaniach pokrywy lodowej na Central Baffin Island. W czasie badań na Sidujökull rozpoznano je wyłącznie jakościowo po ilości operujących wód oraz większym postępie obniżania się powierzchni lodowca w pasie występowania bardzo cienkiej i ciągłej warstwy drobnych osadów.

W przeciwieństwie do wód roztopowych spływających po powierzchni lodowca pozostałe procesy, uwarunkowane grawitacją, nie działają selektywnie i transportują materiał bez względu na jego wielkość. Należą tutaj: opadanie pakietów materiału z niskich dajków podczas wytapiania się lodu miąższowego, tworzące się z nich lub w innych sytuacjach spływy błotne oraz ślizganie się i staczanie głazików i głazów po nachylonej powierzchni czoła lodowca.

#### DRUGA FAZA KONCENTRACJI MATERIAŁU NA POWIERZCHNI LODOWCA I POWSTANIE WŁAŚCIWEJ POKRYWY MORENY ABLACYJNEJ

Znaczna część materiału transportowana przez wyżej wymienione procesy elementarne gromadzi się w najniższej krawędziowej części łagodnie nachylonej powierzchni lodowca. Przede wszystkim akumulacji podlega ten materiał, który był dostarczany przez ruchy grawitacyjne. Supraglacialne wody roztopowe tylko częściowo osadzają tutaj materiał. Jego większa część — przede wszystkim mułki jako zawiesina i bardzo drobne piaski są odprowadzane do rzek i podlegają akumulacji w strefie ekstraglacialnej. Stała dostawa supraglacialnego materiału do najniższej

części krawędzi lodowca, w warunkach równowagi czoła lub powolnej recesji, powoduje jego koncentrację i powstanie ciągłej pokrywy nieprzesortowanego materiału, która stanowi właściwą pokrywę moreny ablacyjnej. Jej szerokość od krawędzi w górę lodowca osiąga przeciętnie 50—70 m. Miąższość pokrywy, od paru centymetrów do paru metrów, rośnie na ogół w dół stoku lodowca. Największe miąższości notuje się w miejscach, gdzie pokrywa sięga do obniżeń między krawędzią lodowca a powstającymi wałami lodowo-morenowymi, jeśli nie spływa nimi woda roztopowa (fot. 27). Natomiast najmniejsze miąższości stwierdzano w pobliżu wylotów tuneli subglacjalnych (fot. 28). W tych miejscach zwiększone z reguły nachylenie powierzchni lodowca i w związku z tym większy ruch materiału bezpośrednio do rzeki nie sprzyja jego gromadzeniu się. Z tych samych powodów mniejsze miąższości mają również pokrywa w sąsiedztwie większych strumieni supraglacjalnych.

Występująca w najniższej części krawędzi Sidujökull pokrywa moreny ablacyjnej, mimo że ogólnie biorąc ujawnia te same cechy, lokalnie wykazuje znaczną niejednorodność. Dotyczy ona przede wszystkim składu mechanicznego, a w mniejszym stopniu składu petrograficznego, który zmienia się sporadycznie. Różne są przyczyny niejednorodności w składzie mechanicznym, wyrażającej się ogólną zmianą proporcji między zawartością grubego materiału w postaci żwiru, kamieni i głazów do drobnego materiału reprezentowanego przez piaski i mułki. Wynikają one albo z nierównego rozkładu grubego materiału w pasmach, który po wyzwoleniu się na powierzchni lodowca decyduje o znacznym jego udziale w powstawaniu pokrywy moreny ablacyjnej i wtedy można mówić o różnicach pierwotnych, albo też są one wywołane działalnością supraglacjalnych wód roztopowych. Wody te odprowadzając drobniejszy materiał powodują lokalne wzbogacanie pokrywy moreny ablacyjnej w gruby materiał. Proces ten może zachodzić albo już w trakcie organizowania się pokrywy, o czym wspomniano uprzednio, albo w zaawansowanym stadium jej narastania. Pierwszy przypadek ujawnia się obecnością znacznej ilości materiału grubego w całym profilu pokrywy, natomiast drugi dużym udziałem głazików i głazów na jej powierzchni (fot. 29). Wskazane tutaj ogólne różnice w proporcjach między materiałem grubym a drobnym w pokrywach moreny ablacyjnej mają istotne znaczenie dla dalszych grawitacyjnie uwarunkowanych ruchów, jakim ona podlega. Wiąże się to ściśle ze zjawiskiem pojemności wodnej. Decydują one również o wielkości kohezji osadów tworzących pokrywę. Przy małej kohezji — w przypadku pokrywy o bardzo dużym udziale grubego materiału — możliwości dłuższego konserwowania lodu, na którym pokrywa ta zalega, są ograniczone i odwrotnie.

W zależności od tempa recesji lodowca akumulacja pokrywy moreny ablacyjnej prowadzi do różnych skutków geologicznych i geomorfologicznych na jego przedpolu. Jest to prosta konsekwencja stopnia koncentrac-

cji materiału, a zatem i jego miąższości, w krawędziowej części powierzchni lodowca. W szybkim i względnie równomiernym procesie recesji morena ablacyjna nie wywołuje efektów geomorfologicznych na przedpolu lodowca. Jest odkładana na powierzchni moreny dennej w postaci warstwy nieprzesortowanego i luźnego materiału o miąższości 20—50 cm. Powoduje powstanie charakterystycznej i znanej (Flint 1957) dwudzielności osadów morenowych w profilu geologicznym (fot. 30).

W powolnej recesji istnieją dobre warunki do koncentracji materiału w najniższej części lodowca. Powstają wtedy grube pokrywy moreny ablacyjnej, które spełniają rolę warstwy izolującej lód lodowcowy od zewnętrznych wpływów termicznych. Ich obecność prowadzi do trwałych skutków geomorfologicznych, bezpośrednio przy krawędzi lodowca, w postaci pasm pagórków czołowomorenowych. Jednakże zanim ukształtują się one w swojej ostatecznej postaci przechodzą przez fazę pagórków lodowo-morenowych (ice-cored moraines).

## PAGÓRY LODOWO-MORENOWE

Współczesnej krawędzi Sidujökull towarzyszą na długich odcinkach ostro zarysowane pagóry i wały o wysokościach względnych rzędu paru do maksymalnie 16 m (Szupryczyński, Kozarski 1970). Układają się w prawie zwarty ciąg na południowo-wschodniej krawędzi Sidujökull, do klifu lodowego nad rzeką Djúpá i w południowej części lodowca do głębokiej zatoki w jego czole na linii kalder (ryc. 3). Odcinki zwartego ciągu przed południową krawędzią lodowca są przerwane na dwóch większych przestrzeniach. Występują tam albo drobne pagórki, których nie można było przedstawić w podziałce załączonej mapy geomorfologicznej, albo ich w ogóle brak. Nie obserwuje się również ciągów pagórków przy krawędzi lodowca przybierającej postać zatoki na linii kalder. Według naszych obserwacji brak pagórków i grzbietów bezpośrednio przed krawędzią lodowca ma różne przyczyny. Za podstawowe należy uznać kąt nachylenia czoła lodowca i działalność wód roztopowych. W miejscach gdzie czoło lodowca jest bardzo strome, jak to wykazano już dla klifu lodowego nad rzeką Djúpá, nie ma warunków do koncentracji materiału i powstawania na powierzchni lodowca pokrywy moreny ablacyjnej. Materiał ślizga się po stromym czole i gromadzi się u jego podstawy w postaci niskich hałd. Taką sytuację zanotowano w zatoce czoła lodowca na linii kalder. Działalność wód roztopowych w dwojaki sposób decyduje o powstawaniu długich przerw w pagórkach przy krawędzi lodowca. Pierwszy przypadek wiąże się z wodami supraglacialnymi. Jeśli na powierzchni lodowca istnieje gęsta sieć strumieni wód roztopowych to ich intensywna działalność transportowa nie dopuszcza do koncentracji materiału supraglacialnego. Zmywanie materiału przyspiesza ablację i wyklucza możliwość powstania miększej pokrywy moreny ablacyjnej. Drugi przypadek wiąże się z działalnością wód roztopowych bezpośrednio przy krawędzi lodowca. Każdorazowo w miejscach występowania większych powierzchni pokrytych przez osady fluwioglacialne stwierdzono brak pagórków i grzbietów. Oznacza to, iż wody roztopowe odprowadzały materiały z krawędzi lodowca i nie pozwalały na ich gromadzenie się. Z działalnością wód roztopowych wiąże się również powstanie licznych wąskich i krótkich przerw w ciągach pagórów i grzbietów. Zostaną one omówione, gdy rozpatrywana będzie geneza dyskutowanych tutaj form.



Pagóry i grzbiety wzdłuż całego badanego odcinka krawędzi Sidujökull posiadają mniej więcej te same kształty. Pagóry cechuje zazwyczaj stożkowa sylwetka z wyraźnym szczytem (fot. 31). Gdy istnieje nisza w środkowej części pagóra (fot. 32) pojawia się szczyt podwójny. Jest on produktem procesów przeobrażających pagór o pierwotnie regularnym stożkowym kształcie. Grzbiety są również niezwykle ostro zarysowane w rzeźbie strefy krawędziowej. Cechuje je układ równoległy do krawędzi lodowca łatwy do zauważenia, gdyż każdy grzbiet ma wyraźną linię grzbietową. Zanika ona jedynie tylko wtedy, gdy centralna część grzbietu — podobnie jak pagóra — jest zdeformowana przez niszę. Zależnie od stanu zaawansowania niszy linia grzbietowa albo się rozdwaja w początkowej fazie, albo zupełnie ginie, gdy nisza sięga do podstawy grzbietu.

Stoki pagórów i grzbietów wykazują ogólnie to samo nachylenie osiagające wartość kątową zbliżoną do  $40^\circ$  lub nieco mniejszą. Wartość ta odpowiada kątowi naturalnego spoczynku osadów zwirowych lub zwirowo-piaszczystych występujących najczęściej na powierzchni omawianych form. Gdy w osadach obserwuje się zdecydowaną przewagę piasków nad żwirami, to nachylenie zboczy odpowiednio maleje do  $30$  lub  $28^\circ$ . Gdy śledzi się poszczególne odcinki stoku, rzadko kiedy wykazują one jednolite nachylenie, jak mogłoby to wynikać z podanych wyżej wartości. Gdy przeobrażenia pagórów i grzbietów wywołane wtórnymi zjawiskami są znaczne, zakłóceniu ulega powierzchnia stoku, w obrębie której pojawiają się różnego rodzaju nisze. Wtedy także oczywiście stok wykazuje zróżnicowane nachylenia na poszczególnych odcinkach.

#### BUDOWA WEWNĘTRZNA

Scharakteryzowane uprzednio pagóry i grzbiety mają w przekrojach ten sam typ budowy wewnętrznej. Cechuje się on dwudzielnością profilu w układzie wertykalnym, która polega na tym, że jedynie w stropie występuje pokrywa osadów mineralnych, a pod nią obserwuje się wyłącznie jądro lodowe. Taki typ budowy wewnętrznej pozwala zaliczyć pagóry i grzbiety, występujące bezpośrednio przy krawędzi Sidujökull, do kategorii zjawisk określanых mianem ice-cored moraines (Goldthwait 1951; Östrem 1963, 1964; Szupryczyński 1963, 1968). Są one dość powszechnie notowane i opisywane przy współczesnych krawędziach lodowców na Islandii, ale mimo to nie poświęcono im większej uwagi, gdy idzie o mechanizm ich powstawania zrekonstruowany na podstawie badań procesów w strefie krawędziowej lodowców oraz budowy wewnętrznej samych form.

Pokrywa osadów mineralnych zalegająca na jądrze lodowym posiada miąższość 0,2 do 1,0 m (fot. 33). Miąższości przekraczające 1 m są rzadkością. Najczęściej notowano miąższość 0,2—0,5 m. Wynika z tego, że w pagórach lodowo-morenowych, uwzględniając ich obecną wysokość, dominującym elementem jest jądro lodowe. Zdecydowana przewaga osadów okry-

wających jądra lodowe jest zupełnie nieprzesortowana. Składają się na nie zarówno bardzo drobne osady, reprezentowane przez mułki, jak i frakcje piaszczysto-żwirowe, głaziki i czasem głazy. Charakter całej pokrywy jest identyczny z moreną ablacyjną zalegającą w najniższej części krawędzi aktywnego lodowca. Jedynie sporadycznie, w paru miejscach notowano na jądrach lodowych pokrywy osadów warstwowych żwirowo-piaszczystych (fot. 34) lub ze śladami warstwowania. Są to osady fluwioglacjalne o niewielkim zasięgu przestrzennym, które były złożone wcześniej na krawędzi lodowca i budowały krótkie stożki napływowe.

Materiał budujący pokrywy pagórów lodowo-morenowych jest bardzo ruchliwy. Duża zawartość żwirów, piasków i chudych mułków, przy równoczesnym braku części ilastych, nie sprzyja zatrzymywaniu wody w pokrywie. Ta cecha wynikająca ze składu mechanicznego w połączeniu z bardzo ciemną barwą pokryw powoduje łatwe przesuszanie powierzchniowej części pokryw w dni bezdeszczowe i wietrzne. Nie związany, zupełnie luźny materiał pokryw łatwo ulega procesom grawitacyjnym i osypuje się po stokach pagórów. Zjawisko to obserwowaliśmy każdorazowo badając wymienione formy. Grawitacyjny ruch materiału powodowany jest stałą redepozycją, która wiedzie do ograniczonego sortowania okruszków skalnych według wielkości. Redepozycja wzrasta, gdyż zaczyna silniej topnieć jądro lodowe. Wtedy nie tylko grawitacyjnie osypuje się materiał na stokach zewnętrznych, lecz również na nowo powstałych wewnętrznych powierzchniach stokowych. Proces osypywania jest wspomagany przez osuwanie całych partii pokrywy.

Główny element w przekrojach przez pagóry i grzbiety, jądro lodowe, decyduje o kształcie pagórów występujących tuż przy współczesnej krawędzi lodowca. Największa miąższość jądra lodowego, które znaleziono wynosiła około 15 m — zmierzona w kulminacyjnej części pagóra przy jego całkowitej wysokości 16 m. Nie było możliwe przeprowadzenie badań krystalograficznych lodu tworzącego jądra lodowe, które pozwoliłyby wnikliwiej zbadać jego naturę, jak tego dowodzą badania Östrema (1963) lub Hooka (1970). Mimo tego istotnego braku wydaje się, że struktura lodu tworzącego jądra lodowe widoczna w rozcięciach jest na tyle wyraźna, iż pozwala na wnioski dotyczące jego pochodzenia. Wspierają je także obserwacje procesów przy krawędzi lodowca, które warunkują mechanizm powstawania pagórów lodowo-morenowych. We wszystkich badanych stanowiskach lód jąder lodowych posiada niezwykle wyraźną foliację (fot. 35). Foliacja zapada pod kątem 20 do 50° wyłącznie w kierunku krawędzi lodowca. Porównanie foliacji lodu z jąder lodowych z foliacją lodu w krawędziowej części aktywnego lodowca prowadzi do wniosku, że są one identyczne. W radialnych szczelinach tensyjnych, na ścianach supraglacjalnych kanałów prostopadłych do krawędzi lodowca oraz w klfie lodowym nad rzeką Djúpá każdorazowo stwierdziliśmy foliację zapadającą w górę lodowca o podobnych do tych w jądrach lodowych wartościach

kątowych w pobliżu powierzchni lodowca. Upady wykazują stałą tendencję — maleją w górę lodowca. Skierowana ku górze foliacja w strefie krawędziowej lodowca jest bez wątpienia dowodem płynięcia lodu ku górze, nawet w przypadku braku hamującego spływ czynnika (Hook 1970). Należy zatem sądzić, że skierowana ku górze foliacja w jądrach lodowych, przy jej równoczesnym stałym zapadaniu w górę lodowca, dowodzi iż jądra te zbudowane są z lodu lodowcowego.

Wniosek ten potwierdza również inne zjawisko występujące w jądrach lodowych. Jest nim obecność pasm materiału również skierowanych ku górze, podobnie jak na powierzchni lodowca w strefie intensywnej ablacji lub w klifie lodowym nad rzeką Djúpá (fot. 35 i 36). Zapadają one w stronę lodowca. Pasma materiału występujące w jądrach lodowych, jak należy sądzić również z innych prac (Boulton 1967; Goldthwait 1951; Hook 1970), są dobrym argumentem świadczącym, iż jądra te są zbudowane z lodu lodowcowego. Nie ma powodu przypuszczać, aby przy krawędzi Sidujökull jądra lodowe powstawały w inny sposób, na przykład przez rekrytalizację warstw śniegu przykrytych materiałem morenowym, co stwierdzono w krawędziowych strefach lodowców szwedzkich i norweskich (Östrem 1962, 1963, 1964). W warunkach łagodnego klimatu morskiego Islandii płyty śniegu zimowego, zalegające w strefie krawędziowej Sidujökull, giną bardzo szybko. Na początku głównej części sezonu ablacyjnego na stoku lodowca zalegały jedynie cienkie płyty śniegu. Znikły one zanim rozpoczęło się zauważalne wyzwalanie materiału z lodowca.

Pasma okrucich w jądrach lodowych zasilają w materiał pokrywę osadów morenowych spoczywającą na nich. Powoduje to wzrost miąższości pokrywy w dół od pasma, a zarazem wzmacnia jej izolujący wpływ na jądro lodowe. Ponieważ materiał w pasmach jest zupełnie luźny, podlega on natychmiastowemu włączeniu w bardzo ruchliwą pokrywę. Nie stwarza to warunków do powstawania wtórnych stożków na zboczach pagórów lodowo-morenowych, które są znane z współcześnie podlegających deglacjacji obszarów Spitsbergenu (Boulton 1967) i Grenlandii (Hook 1970). Materiał rozproszony wewnątrz jąder lodowych, głównie drobnoziarnisty z uwagi na małą objętość, nie wpływa w większym stopniu na miąższość zalegającej na nich pokrywy.

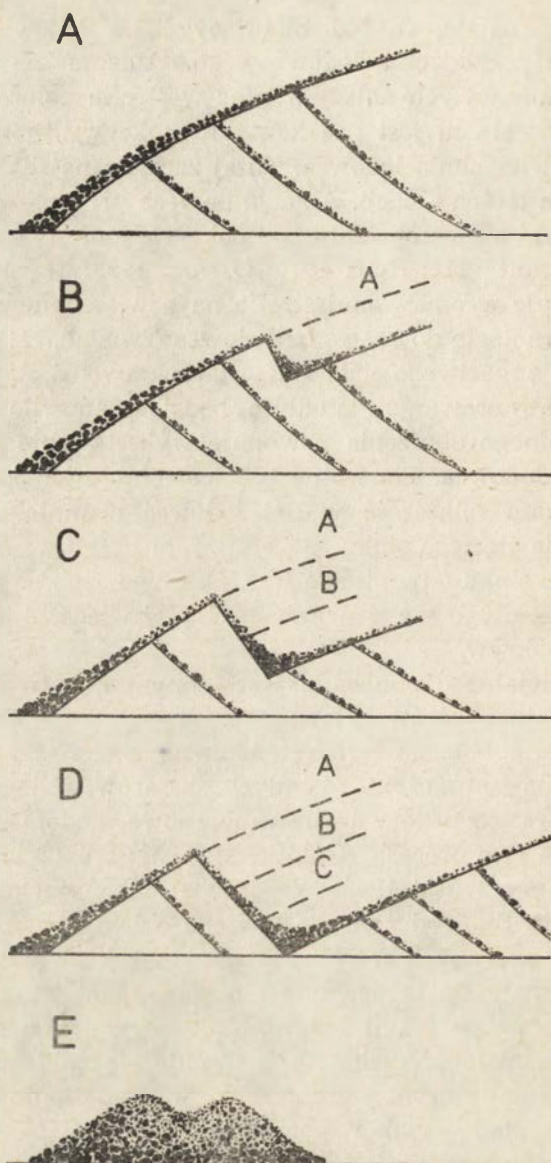
#### MECHANIZM POWSTAWANIA

Kompleksowe studium procesów koncentracji supraglacialnych osadów na krawędzi lodowca, występujących przy niej pagórków i grzbietów łącznie z ich budową wewnętrzną, umożliwia sformułowanie koncepcji genezy pagórów lodowo-morenowych ważnej, poza jednym wyjątkiem, dla całego objętego badaniami odcinka krawędzi Sidujökull. Szczególny przypadek powstania nieregularnych pagórów lodowo-morenowych nie jest objęty ogólną koncepcją i zostanie omówiony odrębnie.

Wykazano uprzednio, że lód budujący jądra lodowca w pagórach i grzbietach jest pochodzenia lodowcowego. Oznacza to, iż inicjacji pagórów lodowo-morenowych należy szukać w strefie położonej w górę od stopy lodowca. Strefą tą jest pas kontaktu pokrywy moreny ablacyjnej z zabrudzoną powierzchnią lodowca. Tutaj zaczyna najsilniej uwidaczniać się zróżnicowanie tempa ablacji. Ablacja podlega przyspieszeniu na zabrudzonej powierzchni o zahamowaniu pod pokrywą moreny ablacyjnej (Boulton 1967; Goldhwait 1951; Hook 1970; Östrem 1959; Ward 1952). W konsekwencji powstaje w omawianej strefie na powierzchni lodowca inicjalne obniżenie równoległe do krawędzi lodowca (ryc. 14). Daje ono początek wyodrębnianiu się martwego ciała lodowego z krawędzi aktywnego lodowca, które w zaawansowanym stadium będzie stanowiło jądro lodowe. Powstanie inicjalnego obniżenia powoduje wykształcenie się odwrotnego stoku od strony lodowca. Pierwotne różnice miąższości pokrywy moreny ablacyjnej, większa miąższość w dół lodowca a mniejsza w górę, są przyczyną cofania się tego stoku. Razem z nim przesuwa się linia grzbietowa. Cofanie się stoku odwrotnego jest tak długo szybsze od zmian stoku zewnętrznego, jak długo nie zrównają się mniej więcej miąższości zalegających na nich pokryw.

Powstanie inicjalnego obniżenia jest jednym z najważniejszych momentów w rozwoju pagórów lodowo-morenowych. Jego pogłębianie prowadzi bowiem do zupełnego wyodrębnienia się pagórów z czoła lodowca. Proces pogłębiania jest złożony. Z innych obszarów zlodowaconych, gdzie współcześnie powstają pagóry lodowo-morenowe, podaje się różne czynniki decydujące o tym procesie (Goldthwait 1951; Klimaszewski 1960; Kolomits 1960; Szupryczyński 1963; Ward 1952). Ich najpełniejszą listę wymienia Goldhwait. Spośród nich dla naszego obiektu badań, opierając się na obserwacjach zebranych w różnych punktach krawędzi Sidujökull, za najważniejsze uznaje się (z pewnym ograniczeniem) kontrast w rozmiarach ablacji między pagórami lodowo-morenowymi i zabrudzonym stokiem lodowca, działalność rzek i gromadzenie się wód supraglacialnych w zamkniętych obniżeniach. Ograniczenie w odniesieniu do pierwszego czynnika wynika stąd — jak wspomniano już wyżej — że w pierwszej fazie należy również przyjąć cofanie stoku odwrotnego. O pogłębianiu i poszerzaniu zagłębienia decyduje zarówno silna ablacja na zabrudzonym stoku, jak i cofanie się pod wpływem ablacji powstającego jądra lodowego.

Pogłębienie i poszerzenie zagłębienia jest niemożliwe bez działania wód supraglacialnych. Wody te spływając po stoku lodowcowym w sposób rozproszony, po osiągnięciu inicjalnego zagłębienia, organizują się w strumienie równoległe do krawędzi lodowca. Faza organizowania się strumienia z powodu istnienia obniżeń w dnie zagłębienia jest poprzedzona spiętrzaniem wody. Zatrzymana woda akumuluje ciepło i przekazuje je do podłoża topiąc zalegający tam lód. Główną pracę wykonują strumienie. W mniejszym stopniu jest to korozja, o której wspomina Goldhwait (1951),



Ryc. 14. Schemat ukazujący powstawanie pagórów lodowo-morenowych  
 Scheme showing the origin and development of ice-cored moraines at Sidujökull margin

gdyż nie sprzyja jej niski współczynnik tarcia gruzu o powierzchnię lodu w środowisku wody płynącej. Przede wszystkim jest to odtransportowanie materiału z zagłębienia, podcinanie stoku wstecznego i lodowcowego warunkujące pełznięcie na nich gruzu oraz oddziaływanie termiczne na występujący pod dnem lód łączący stopę lodowca z jądrem lodowym. Strumienie wód roztopowych spływają obniżeniem równoległe do krawędzi

lodowca na dłuższych przestrzeniach, zanim osiągną przerwę w pagórkach lodowo-morenowych. Obszar zatem, na którym działają, oraz efekty geomorfologiczne są największe w procesie formowania pagórów lodowo-morenowych. W końcowej fazie rozwoju obniżenia, gdy zaniknie zupełnie podłoga lodowa między jądrem lodowym a krawędzią lodowca, dochodzi często do ponownego spiętrzenia wód (fot. 37). Jednak nie wywiera ono już wpływu na pagóry lodowo-morenowe.

Gdy nastąpi pełna utrata kontaktu między pagórami lodowo-morenowymi a krawędzią lodowca dalszy ich rozwój jest wyłącznie uzależniony od procesu zaniku jąder lodowych i wyzwolonych przez niego ruchów grawitacyjnych pokrywy moreny ablacyjnej. W miarę postępu zaniku jąder lodowych następuje stała redepozycja materiału morenowego poprzez osuwanie i osypywanie. Obserwacje nad tymi zjawiskami prowadzą do wniosku, że pomiary dłuższych osi głazików nie mogą dać żadnych rezultatów w zakresie badania wpływu ruchów lodowca na powstawanie diskutowanych form oraz stowarzyszonych z nimi moren czołowych. Sposób powstawania niskich wałów moren czołowych, bez śladów spiętrzenia przechodzących przez fazę pagórów lodowo-morenowych, jest raczej pospolity na Islandii. Dlatego zastanawiające są wyniki badań nad orientacją głazików uzyskane w morenach czołowych Breidamerkurjökull (Price 1969). Nie jest wykluczone, że w tych morenach czołowych orientacja jest zjawiskiem wtórnym.

Końcowym efektem zaniku jąder lodowych w ciągach pagórków i grzbietów jest osadzenie materiału ablacyjnego na podłożu. Przybiera on również morfologiczną postać niskich, o wysokości 3 do 5 a czasem mniej metrów, pagórków i grzbietów z ostrą krawędzią najczęściej podwójną i licznymi zagłębieniami bezodpływowymi. Zanik jąder lodowych nie trwa zbyt długo, ale odbywa się co najmniej na przestrzeni ponad 20 lat. Wniosek ten opieramy na fakcie, iż w 1968 r. stwierdzono jeszcze świeże ślady wytapiania się jąder lodowych w morenach czołowych III ciągu, które powstały w latach 1940—45 na wschód od kalder. Oczywiście proces zaniku trwa o wiele dłużej, gdy pagóry lodowo-morenowe są bardzo wysokie, tzn. gdy jądra lodowe mają większą miąższość. Ten przypadek występuje w pagórkach lodowo-morenowych na zachód od kalder nad jeziorem zaporowym, które częściowo również należą do III ciągu i kryją w sobie jeszcze znaczne oraz łatwo stwierdzalne masy martwego lodu.

W przypadku pagórków lodowo-morenowych, na których pokrywa moreny ablacyjnej nie była dostatecznie gruba, aby utworzyć w efekcie pagórek morenowy, po zaniku jądra lodowego powstaje forma wklęsła obwiedziona niskim wałem materiału ablacyjnego (fot. 38). Formy te do złudzenia przypominają morfologiczne cechy zanikłych pingo.

Okazjonalnie przy krawędzi Sidujökull pagóry lodowo-morenowe powstają w inny sposób niż to sugeruje wyżej przedstawiony mechanizm. O wyodrębnieniu się bryły lodu z czoła lodowca zdecydowało nad rzeką

Djúpá utworzenie w nim tunelu przez tą rzekę. Z upływem czasu strop tunelu stopił się. Końcową fazę tego procesu obserwowaliśmy w lipcu i sierpniu 1968 r. Powstała w ten sposób blisko krawędzi lodowca bryła martwego lodu lodowcowego z wyraźną foliacją i warstwami morenowymi. Z tych ostatnich obficie wydostawał się na powierzchnię materiał, który tworzył pokrywę na powierzchni bloku lodu i niskie hałdy u jego podłoża. Należy sądzić, iż dalszy proces zaniku tak powstałego jądra lodowego nie doprowadzi do powstania wyraźnie wykształconego pagórka lub grzbietu morenowego, lecz do zespołu zupełnie nie uporządkowanych pagórków morenowych. Zapewne ten sposób powstawania pagórów lodowo-morenowych może tłumaczyć występowanie w obszarze recesyjnym pojedynczych i małych grup nieregularnych pagórków morenowych pozabawionych związku z głównymi ciągami czołowo-morenowymi.

#### WSPÓLCZESNY SYSTEM ODWODNIENIA KRAWĘDZI LODOWCA

W okresie prowadzenia przez nas obserwacji stwierdziliśmy, że krawędź Sidujökull jest odwadniana w dwojaki sposób — supraglacialny i subglacialny. Nieliczne tunele inglacialne, istniejące w krawędzi lodowca, były nieczynne. Należy się zatem liczyć i z tym sposobem odwadniania krawędzi przed 1968 r.

Odwodnienie supraglacialne można by nazwać rozproszonym. W skład jego wchodzi bardzo bogato rozwinięty system drobnych strumieni wód roztopowych. Mimo nieznaczących rozmiarów strumienie te odgrywają ważną rolę w kształtowaniu rzeźby strefy marginalnej. Wody te, poza kształtowaniem obniżenia w powierzchni czoła lodowca podczas wyodrębniania się pagórków lodowo-morenowych, są odpowiedzialne za genezę większości krótkich przerw w ciągach tych form a później moren czołowych. Przerwy, jeśli są zaawansowane w rozwoju, dają początek znacznej części dolin proglacialnych.

Przerwy kształtują się od początku rozwoju pagórków lodowo-morenowych. Często są one założone wcześniej niż obniżenie. Gdy nastąpi zmiana kierunku odpływu na jakimś odcinku strumienia wód roztopowych z prostopadłego na równoległy, wtedy powstaje krótka zawieszona dolina proglacialna z niewielkim stożkiem fluwioglacialnym przy jej ujściu na przedpole moren czołowych. Świadczy on o wcześniejszym centryfugalnym odpływie. Większe strumienie supraglacialne rozcinają pagóry lodowo-morenowe do podłoża i kształtują doliny proglacialne. Mają one nierzadko u wylotu na przedpole system stożków fluwioglacialnych lub teras.

Odwodnienie subglacialne jest skoncentrowane. Wody roztopowe wypływają z tuneli albo grawitacyjnie, albo pod ciśnieniem hydrostatycznym (fot. 39). Jedne i drugie wypływy dają początek szerokim rzekom już bezpośrednio przy krawędzi. Szczególnie szerokie (do ponad 60 m) są rzeki „karmione” przez zespół tuneli z wypływem pod ciśnieniem hydrosta-

tycznym. Spod stopy lodowca tryskają na wysokość do 1 m słupy wody o wielkiej zdolności do erozji. Toteż dzięki powtarzanym obserwacjom w miejscach szczególnie silnych wypływów, około 0,5 km na wschód od zatoki w południowej krawędzi lodowca, stwierdzono duże rozmiary erozji bocznej i równocześnie częste zmiany koryta oraz kierunek odpływu. Zbadanie wypływów — pod ciśnieniem hydrostatycznym — oraz morfologicznych skutków ich działania stanowi ważny przyczynek do dyskusji toczącej się wokół problemu odwodnienia ostatniego lądolodu na Niżu Polsko-Niemieckim (Kozarski 1966/1967).

System odwodnienia subglacjalnego jest odpowiedzialny za większe zmiany geomorfologiczne w strefie krawędziowej lodowca. Rzeki należące do tego systemu powodują powstawanie dużych przełomów w pagórkach lodowo-morenowych, a gdy na większych odcinkach płyną równolegle do krawędzi lodowca, powodują zupełną likwidację tych form za pomocą intensywnej erozji bocznej. Ten fakt przede wszystkim tłumaczy długie odcinki bez pagórów lodowo-morenowych na krawędzi lodowca, zasłane osadami fluwioglacjalnymi, w których występują opuszczone kanały cieków wód ablacyjnych.

Na zachód od linii kalder system odwodnienia krawędzi lodowca jest wzbogacony przez nowy element hydrograficzny, jakim jest duże jezioro zaporowe. Występuje ono w obniżeniu między pagórami lodowo-morenowymi należącymi do II i III ciągu z lat 1920 i 1940—1945. Jezioro ma cechy znacznej stabilności. W zarysie jaki stwierdziliśmy w 1968 r., istniało ono już w 1960 r., na co wskazują zdjęcia lotnicze. Zmieniły się jednak drogi odpływu z tego jeziora. Nadal jest czynny odpływ w zachodniej części jeziora, którym jest rzeka stanowiąca dopływ Hverfisfljot. Wcięcie się tego dopływu w osady fluwioglacjalne i pogłębienie przełomu przez moreny czołowe, czego dowodzi zespół teras, spowodowało obniżenie poziomu jeziora. Świadectwem tego są znaczne serie osadów jeziornych, widoczne na brzegach, oraz terasy. Dalszą konsekwencją obniżenia poziomu jeziora była likwidacja odpływu z jego wschodniej części. Dopływ Brunná, duża rzeka widoczna jeszcze na zdjęciach lotniczych z 1960 r., nie istniała już w 1968 r. W rzeźbie było natomiast świetnie zachowane jej suche koryto.

Obserwacje nad działalnością strumieni wód roztopowych oraz zmiennością systemu odwodnienia pozwoliły lepiej objaśnić i zrozumieć wpływ dynamiki procesów fluwialnych na kształtowanie rzeźby stref marginalnych w obszarze recesyjnym Sidujökull.



## LITERATURA

- Baranowski, S., 1970, *The origin of fluted morain at the fronts of contemporary glaciers*, Geogr. Ann., 52A, 1.
- Bishop, B. C., 1957, *Shear moraines in the Thule area, northwest Greenland*, U.S. Snow, Ice and Permafrost Research Establishment, Research Report, 17.
- Boulton, G. S., 1967, *The development of a complex supraglacial moraine at the margin of Sørbreen*, Ny Friesland, Vestspitsbergen, J. Glaciol., 6, 47.
- Boulton, G. S., 1970, *On the origin and transport of englacial debris in Svalbard glaciers*, J. Glaciol., 9, 56.
- Bout, P., 1956, *Les cônes de poussières des glaciers Islandais*, Rev. Geomorph. Dyn., 7—8.
- Dyson, J. L., 1952, *Ice-ridged moraines and their relation to glaciers*, Amer. J. Sci., 250, 3.
- Flint, R. F., 1957, *Glacial and Pleistocene geology*, New York.
- Gripp, K., 1929, *Glaziologische und geologische Ergebnisse der Hamburgischen Spitzbergen Expedition 1927*, Naturw. Verh. Hamburg, Abh. Naturw., 22, 2.
- Goldthwait, R. P., 1951, *Development of end moraines in eastcentral Baffin Island*, J. Glaciol., 59, 6.
- Heim, A., 1885, *Handbuch der Gletscherkunde*, Stuttgart.
- Hook, R. L., 1970, *Morphology of the ice-sheet margin near Thule*, Greenland, J. Glaciol., 9, 57.
- Hoppe, G., Schytt, V., 1953, *Some observations on fluted moraine surfaces*, Geogr. Ann., 35, 2.
- Kjartansson, G., 1962, *Geological Map of Iceland, scale 1:250,000, sheet 6, South-Central Iceland*.
- Klimaszewski, M., 1960, *Studia geomorfologiczne w zachodniej części Spitsbergenu między Kongs-Fjordem a Eidem-Bukta (Geomorphological studies of the western part of Spistbergen between Kongsfjord and Eidembukta)*, Zesz. Nauk. UJ, 32, Pr. Geogr., Ser. Nowa, 1.
- Kolomits, E. G., 1960, *Present periglacial landscapes of Novaya Zemliya*, in: *Periglacial phenomena on the territory of the USSR*, Moscow.
- Kozarski, S., 1966/1967, *Origin of the subglacial channels in the North Polish and North German Plain*, Bull. Soc. Amis Sci. Pozn., Sér. B, 20.
- Kozarski, S., Szupryczyński, J., 1971, *Ablation cones on Sidujökull*, Iceland, Norsk Geogr. Tidsskr., 25, 2.
- Lewis, W. V., 1940, *Dirt cones on the northern margins of Vatnajökull*, J. Geomorph., 3, 1.
- Lliboutry, L., 1964—1965, *Traité de glaciologie*, vol. 1—2, Paris.
- Nielsen, N., 1937, *A volcano under an ice-cap, Vatnajökull, Iceland, 1934—1936*, Geogr. J., 90, 1.
- Nusser, F., 1935, *Bericht über die österreichische Island Vatnajökull Expedition*, Mitt. Geogr. Ges. Wien, 78.
- Okko, V., 1956, *Glacial drift in Iceland, its origin and morphology*, Acta Geogr., 15, 1.

- Östrem, G., 1959, *Ice-melting under a thin layer of moraine and the existence of ice cores in moraine ridges*, Geogr. Ann., 41, 4.
- Östrem, G., 1962, *Ice-cored moraines in the Kebnekajse area*, Biul. Perygl., 11.
- Östrem, G., 1963, *Comparative crystallographic studies on ice from ice-cored moraines, snow-banks and glaciers*, Geogr. Ann., 45, 4.
- Östrem, G., 1964, *Ice-cored moraines in Scandinavia*, Geogr. Ann., 46, 3.
- Price, R. J., 1969, *Moraines, sandar, kames and eskers near Breidamerkurjökull, Iceland*, Trans. Inst. Brit. Geogr., 46.
- Quervain, A., Schnitter, E., 1920, *Das Zungenbecken des Bifertengletschers*, Dankschr. Schweiz. Naturf. Ges., 55.
- Raitt, W. L., 1962, *A patterned marginal plain in Norway*, J. Glaciol., 4, 33.
- Ray, L. L., 1935, *Some minor features of valley glaciers and valley glaciation*, J. Geol., 43.
- Schytt, V., 1959, *The glaciers of the Kebnekaise-Massif*, Geogr. Ann., 44, 3.
- Schytt, V., 1962, *Notes on glaciological activities in Kebnekaise, Sweden 1962*, Geogr. Ann., 44, 3—4.
- Schytt, V., 1963, *Fluted moraine surfaces*, J. Glaciol., 4, 36.
- Strøm, K., 1963, *A patterned marginal plain in Norway*, J. Glaciol., 4, 34.
- Swithinbank, Ch., 1950, *The origin of dirt cones on glaciers*, J. Glaciol., 1, 8.
- Szupryczyński, J., 1963, *Rzeźba strefy marginalnej i typy deglacjacji lodowców południowego Spitsbergenu* (Sum.: *Relief of marginal zone of glaciers, and types of deglaciation of southern Spitsbergen glaciers*), Pr. Geogr. IG PAN, 39, Warszawa.
- Szupryczyński, J., 1968, *Deglaciation in Southern Vestspitsbergen*. Polish Spitsbergen Expedition 1957—1960. Summary of scientific results.
- Szupryczyński, J., Kozarski, S., 1970, *Relief of the marginal zone of Sidujökull (Iceland)*, Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. géol.-géogr., 18, 4.
- Thorarínsson, S., 1938, *Über anomale Gletscherschwankungen mit besonderer Berücksichtigung des Vatnajökullgebiets*, Geol. Fören. Stockh. Förh., Mai-Oct.
- Thorarínsson, S., 1949, *Some tephrochronological contributions to the volcanology and glaciology of Iceland*, Geogr. Ann., 31, 1—4.
- Thorarínsson, S., 1964, *Sudden advance of Vatnajökull outlet glaciers 1930—1964*, Jökull, 14.
- Thorarínsson, S., 1969, *Glacier surges in Iceland, with special reference to the surges of Bruarjökull*, Canad. J. Earth Sci., 6, 4.
- Thoroddsen, Th., 1905/1906, *Island, Grundriss der Geographie und Geologie*, Petermanns Mitt., Ergänzungsh., 152, 153.
- Todtmann, E. M., 1957, *Am östlichen Rand des Bruarjökull, Nordrand des Vatnajökull* (Island, August-September 1956), Neues Jb. Geol. Paläont., 7/8 Stuttgart.
- Todtmann, E. M., 1960, *Gletscherforschungen auf Island (Vatnajökull)*, Univ. Hamburg, Abh. Auslandsk., Reihe C, 65, 19.
- Thómasson, H., Vilmundardóttur, E. G., 1967, *Nakkrar athunganir vid Langasjó Reykjavik*.
- Troll, K., 1925, *Die Rückzugestadien der Würmeiszeit im nördlichen Vorland der Alpen*, Mitt. Geogr. Ges. München., 18.
- Wadell, H., 1920, *Vatnajökull. Some studies and observations from the greatest glacial area in Iceland*, Geogr. Ann., 2.
- Ward, W. H., 1952, *The physics of deglaciation of Central Baffin Island*, [in:] *The glaciological studies of the Baffin Island Expedition, 1950*, J. Glaciol., 2, 11.
- Weertman, J., 1961, *Mechanism for the formation of inner moraines found near the edge of cold ice caps and ice sheets*, J. Glaciol., 3, 30.

## GLACIAL FORMS AND DEPOSITS IN THE MARGINAL ZONE OF THE SIDU GLACIER (ICELAND)

### Summary

During the Polish expedition of 1968 (June 20 — August 21) that was organized by the Polish Geographical Society, the authors investigated the marginal zone of the Sidujökull which is an outlet glacier of the south-western Vatnajökull. The Sidujökull, as well as glacial forms and deposits of its front and deglaciation area had not been an object of special studies up to 1968. The glacier is about 38 km long, its front ends at about 700 m a.s.l., and its firn field extends up to 1500 m a.s.l. The investigations covered only the south-western part of the marginal zone, which is 13 km long.

Basing on their own investigations the authors have distinguished four belts of end moraines. The outermost belt of push moraines (fig. 3 phot. 1—4) originated most probably due to the glacier transgression in 1890. The moraines lie 2.5—5.0 km away from the present-day glacier front and take the form of ridges up to 10 m in height. The ridges are built of scoracious basalt lava debris and plates of that lava removed from their primary position (phot. 1, 2).

The next two belts of end moraines are connected with the glacier recession and run parallel to the glacier front over about 1.2 km (1968). The distance between the second and third belt ranges from 50 to 350 m. Within the second belt the moraine ridges are distinct but rather low (phot. 6), being predominantly built of fine basalt debris. The material in the end moraines contains a high amount of stratified material from the fluvio-glacial accumulation.

Moraine ridges of the third belt attain much larger dimensions. The highest ridges reach 8—10 m and are of fresh shape. The slope inclinations exceed 20° or even 40°. The crests of moraines are sharp and at some places do not exceed 20 cm in width. Their tops often have the shape of sharp pyramids, which is very typical of the ice-morainic relief. West of volcanic calderas (fig. 3) this belt forms a massif composed of ice-morainic hills. Particular hills are 30 m high in relation to outwash plains in front of them and 50—80 m high in relation to the water table of the ice-dammed lake which stretches out between them and the ice margin (fig. 3; phot. 9). Numerous large exposures have enabled to find that the hills are built of dead glacier ice. The ice is covered by a thin veneer of tills 1.0 m thick on average. The two belts of end moraines or ice-cored ridges were most probably formed in 1920 and 1940.

In the summer of 1968 the margin of Sidujökull was accompanied over long distances by pointed hillocks and ridges up to 16 m high (fig. 3; phot. 27, 31, 32, 35, 36, 37). The hillocks and ridges are built of glacier ice that is covered by a thin (up to 1 km) layer of mineral deposits (phot. 33, 34, 36), and the glacier ice predominates there. At some places the ice cores are buried under stratified deposits (phot. 34). The development of the ice-cored moraines has been presented in

figure 14. The ice-cored moraines are the effect of different ablation rates at the glacier snout covered with the ablation moraine of varying thickness.

Between the third belt of end moraines and the ice-cored ridges, which occur at the glacier front, a fluted ground moraine was observed (phot. 13). The ridges and grooves are parallel to the glacier flow, and their morphological axis is oriented from N 190° to N 200°. The ridges are from some centimetres to 0.3 m high and from 0.5 to 4.5 m wide, whereas the length of particular ridges and grooves usually oscillates between tens of metres and 150 m. The longest ridges reach 340 m. The ridges originate at the foot of slopes of the ice-cored ridges and run southwards. With the proximity to the ice front the ridges become higher. The difference between the ridges and grooves consists in their surficial geological structure.

The surface of the ridges is covered with stony material, whereas within the grooves predominates fine material. The geological structure of the ground moraine, presented in Fig. 6, is typical of the whole area where the ground moraine occurs (phot. 14, 15, 16). The grain size composition of this deposit is shown in Tab. 1. The mineralogical-petrographic composition of samples from various layers of the moraine is similar. The till contains mainly basalt detritus, whose percentage reaches 97% in some samples. Besides, detritus of volcanic glass, quartz grains, olivine and magnetit also appears there (tab. 2). The ground moraine material includes only components of volcanic rocks present in the glacier bed and its surroundings. The character of sedimentation points to a direct accumulation by the glacier and is determined by the arrangement of pebbles in particular layers (fig. 7—11). The orientation and dip of the pebbles were measured at deeper layers of the moraine and on the surface of the ridges. A majority of the pebbles are parallel to the morphological axis of the ridge, in a segment similar to the course of the morphological axis N 350° to N 30°. The arrangement of the pebbles within the ground moraine indicates that the tills must have been deposited during the glacier movement. On the basis of the literature the authors discuss the genesis of the fluted ground moraine. The material collected about the relief, geological structure and arrangement of pebbles does not support any of the former hypotheses and does not permit a uniform explanation of the fluted moraine origin.

Covers of ablation moraines were also investigated in the marginal part of the glacier. There have been found three sources of the ablation moraine material, out of which two are connected with the glacier mass and the last one with the extraglacial zone. Due to ablation, volcanic ash derived from volcanic explosion or tills melt out from the glacier inside. Volcanic ash deposited on glacier surfaces is covered with snow and as the accumulation proceeds, it penetrates into deeper parts of the firn and glacier ice. The petrographic analyses have proved that betonitic clay resulting from weathering of volcanic materials under subareal conditions may be found within the ablation moraines. The products of weathering are included into the glacier movement and along the shear planes get out from the bed onto the glacier surface, and thus join the ablation covers. The third source of the ablation moraine material is the eolian transport of the deposit from the foreland onto the glacier (phot. 22). The area of intensive ablation on the Sidu glacier is clearly divided into two parts. The lower part of the glacier includes a continuous ablation moraine cover, 120 m wide at the maximum. Above, appears the second zone which is 300—350 m wide (from June 24 till July 6, 1968) and 500—600 m wide (in the first decade of August) and forms the belt of maximum ablation where ablation cones originate (fig. 13; phot. 23, 24). The genesis of the cones is broadly presented in another publication by the authors (Kozarski, Szupryczyński 1971).

## ГЛЯЦИАЛЬНЫЕ ФОРМЫ И ОТЛОЖЕНИЯ У ПОДНОЖИЯ ЛЕДНИКА СИДИ (ИСЛАНДИЯ)

### Резюме

Авторы в 1968 году (20 июня — 21 августа) во время экспедиции Польского географического общества провели в Исландии исследования у подножия ледника Сиди. Этот ледник является частью юго-восточного ледникового покрова Ватнаёкулль. Сидиёкулль с выступающими у его края гляциальными отложениями и формами до 1968 года не был объектом специальных исследований. Длина ледника составляет около 38 км. Его край находится на высоте около 700 м н.у.м., а фирновое поле расположено на высоте 1500 м над уровнем моря. Нами исследовалась только югозападная часть территории, расположенная ниже края ледника, длиной до 13 км.

На основании проведенных исследований авторы выделили у края ледника четыре зоны морен. Внешняя цепь морен напора (рис. 3, фот. 1—4) сформировалась по всей вероятности в результате трансгрессии ледника около 1890 года. Эти морены находятся в настоящее время на расстоянии 2,5—5,0 км от края ледника. Они сформировались в виде валов с относительной высотой до 10 м и сложены преимущественно из пористой базальтовой лавы. По соседству с ними встречаются пласты лавы, сдвинутые из первичного положения (фот. 1 и 2).

Следующие две гряды конечных морен связаны с отступлением ледника и тянутся параллельно его края на расстоянии 1,2 км от него (1968 г). Расстояние между II и III грядами морен колеблется от 50 до 350 м. Морены второй гряды отчетливо вырисовываются (фот. 6), хотя и отличаются небольшой высотой. Эти морены сложены преимущественно из мелкозернистого материала серых базальтов. Значительную часть материала, слагающего морены, составляет сортированный материал флювиогляциальной аккумуляции. Это по всей вероятности аккумулятивные морены.

Моренные валы III гряды достигают значительно больших размеров и отличаются молодым рельефом. Самые высокие формы достигают 8—10 м высоты. Наклон склонов превышает 20°, а часто даже 40°. Гребни морен острые, местами не превышают 20 см ширины. Верхушки форм часто сформированы в виде острых пирамид типичных для рельефа ледово-моренных валов. На запад от вулканических кальдер (рис. 3) гряда этих морен сформирована в виде массива, состоящего из комплекса ледово-моренных холмов. Высота отдельных холмов доходит до 30 м относительной высоты над задром, расположенным у подножия ледника, и 50—60 м по отношению к поверхности подпорного озера, расположенного с дистальной стороны (рис. 3; фот. 9). Многочисленные натуральные обнажения позволили установить, что внутри холмов находится мертвый глетчерный лед. Лед покрыт тонким слоем моренного материала в среднем мощностью в 1,0 м. Описанные 2 гряды конечных морен или ледово-моренных валов образовались по всей вероятности в 1920 и 1940 годах.

Вдоль современного края Сидиёкулль (1968) на длинных участках выступают остро очерченные небольшие холмы и валы с относительной высотой достигающей 16 м (рис. 3, фот. 27, 31, 32, 33, 35, 36, 37). Холмы и валы сложены глетчерным льдом, покрытым мало-мощным покровом (до 1,0 м) минеральных отложений (фот. 33, 34, 36). Преобладающим элементом является глетчерный лед. Характер всего покрова идентичен абляционной морене, залегающей в самой нижней части края активного ледника. В нескольких местах на

льду установлен покров слоистых отложений (фот. 34). Схему образования ледово-моренных холмов показывает рис. 14. Они образуются в результате неодинакового темпа абляции в некотором отдалении от края ледника на границе зоны покрытой абляционной мореной.

Между III грядой краевых морен и ледово-моренными холмами, образовавшимися перед краем ледника, обнаружена донная морена типа „fluted moraine”. Донная морена этого типа сформирована в виде параллельно друг к другу тянущихся небольших гребней, разделённых понижениями (фот. 13). Гребни и понижения тянутся перпендикулярно краю ледника, а их морфологическая ось проходит в направлении N 190° до N 200°. Высота гребней колеблется от нескольких сантиметров до 0,3 м, а ширина (гребней) от 0,5 до 4,5 м. Длина отдельных гребней и понижений от нескольких десятков метров до 150 м. Самые длинные гребни (каменные пояса) достигают 340 м. Гребни начинаются у дистального склона ледово-моренных холмов и тянутся к югу. Чем ближе края, тем гребни выше. Гребни и понижения отличаются друг от друга геологическим строением.

На поверхности гребней залегает валунный материал, а в понижениях преобладает мелкозернистый. Строение донной морены показывает рис. 6. Строение это типично для всей территории, на которой залегает донная морена (фот. 14, 15, 16). Таблица показывает механический состав материала донной морены. По своему минералого-петрографическому составу образцы разных слоев морены очень похожи. В моренном материале преобладают обломки базальта, которые в некоторых образцах составляют до 97,8% объёма образца. Кроме того установлено наличие обломков вулканического стекла, зёрен кварца, оливина и магнетита (таблица 2). Донная морена сложена исключительно из составных элементов вулканических пород, которые находятся в основании ледника и в его окружении. Характер осадконакопления указывает на непосредственную ледниковую аккумуляцию. О характере осадконакопления свидетельствует положение галек в отдельных слоях (рис. 7—11). Были проведены измерения направления и наклона галек в более глубоких слоях морены и на поверхности гребней. Большая часть расположена параллельно морфологической оси гребня в секторе близком направлению морфологической оси N 350° до N 30°. Расположение (валунов) галек в донной морене показывает, что моренный материал перемещался согласно движению ледника. Авторы проводят дискуссию о генезисе донной морены типа „fluted moraine”. Собранный материал, касающийся рельефа, геологического строения и расположения галек не подтверждает ни одной из существующих до настоящего времени гипотез и не позволяет прийти к однозначному выяснению генезиса донной морены.

Проведены также исследования покровов абляционных морен краевой части ледника. Установлены три источника материала абляционной морены, из которых два связываются с массой ледника, а третий находится в экстрагляциальной зоне. Из тела ледника в результате процесса абляции выгваивает вулканический пепел или моренный материал. Пепел выбрасываемый при извержении вулканов, осаждался на поверхности ледников и покрывался снегом, а по мере усиления процесса аккумуляции попадал в более глубокие слои фирна и глетчерного льда. Петрографический анализ показал, что в абляционной морене выступают бентонитовые глины, которые являются продуктом выветривания вулканического материала в субаральных условиях. Продукты выветривания втягивались в движение ледника, вдоль площадей скольжения поднимались из основания ледника на поверхность и вошли в состав абляционных покровов. Третьим источником материала абляционной морены являются отложения, переносимые золовым путём (фот. 22) с подножия ледника на его поверхность. В зоне интенсивной абляции на леднике Сиди отчётливо выделяются две части. В самой низкой части края ледника залегает сплошной покров абляционной морены, максимальная ширина которого доходит до 120 м. Выше находится вторая зона, ширина которой составляет от 300 до 350 м (в период от 24 июня до 6 июля 1968) и 500—600 м (в первой декаде августа). Эта зона представляет собой пояс максимальной абляции, в котором возникают абляционные конусы (фот. 23 и 24, рис. 13). Вопрос образования конусов подробно обсуждается авторами в отдельной статье (Козарски, Шупрычынски, 1971).





**Fot. 1.** Płyta szarej lawy bazaltowej postawiona w wyniku transgresji lodowca około 1890 r. (fot. J. Szupryczyński)

**A plate of grey basalt lava raised to vertical position due to the glacier transgression — 1890 (photo by J. Szupryczyński)**



**Fot. 2.** Płyta szarej lawy bazaltowej na przedpolu lodowca Sidu postawiona w wyniku transgresji lodowca (fot. J. Szupryczyński)

**A plate of grey basalt lava on the Sidu glacier foreland raised to vertical position due to the glacier transgression (photo by J. Szupryczyński)**





Fot. 3. Moreny czołowe spiętrzone z 1890 r. na przedpolu lodowca Sidu (fot. J. Szupryczyński)  
Push moraines on the Sidu glacier foreland — 1890 (photo by J. Szupryczyński)



Fot. 4. Material eoliczny na powierzchni spiętrzonych moren czołowych  
(fot. J. Szupryczyński)  
Eolian material on the surface of push moraines (photo by J. Szupryczyński)



Fot. 5. Zazębiające się stożki napływowe (z lewej) ze stożkami sandrowymi z 1890 r.  
(fot. J. Szupryczyński)  
Overlapping alluvial cones (on the left) with outwash cones — 1890 (photo by  
J. Szupryczyński)



Fot. 6. Pagórki morenowe w obrębie drugiego ciągu moren akumulacyjnych, lipiec  
1968 (fot. J. Szupryczyński)  
Morainic hillocks within the second belt of end moraines, July 1968 (photo by  
J. Szupryczyński)



Fot. 7. Moreny akumulacyjne w obrębie drugiego ciągu moren czołowych, lipiec 1968 (fot. J. Szupryczyński)

Hillocks within the second belt of end moraines, July 1968 (photo by J. Szupryczyński)



Fot. 8. Trzeci ciąg moren akumulacyjnych na przedpolu lodowca Sidu, lipiec 1968 (fot. J. Szupryczyński)

The third belt of end moraines on the Sidu glacier foreland, July 1968 (photo by J. Szupryczyński)



Fot. 9. Pagóry lodowo-morenowe na przedpolu lodowca Sidu (trzeci ciąg), sierpień 1968 (fot. J. Szupryczyński)

Ice-cored hills on the Sidu glacier foreland (the third belt). August 1968 (photo by J. Szupryczyński)



Fot. 10. Małe jeziorko na zapleczu trzeciego ciągu morenowego, sierpień 1968 (fot. J. Szupryczyński)

A small lake in the hinterland of the third belt of end moraines, August 1968 (photo by J. Szupryczyński)



Fot. 11. Jeziorka na zapleczu trzeciego ciągu morenowego. Sierpień 1968 (fot. J. Szupryczyński)

Small lakes in the hinterland of the third belt of moraines, August 1968 (photo by J. Szupryczyński)



Fot. 12. Przelomowa dolinka proglacialna w obrębie trzeciego ciągu morenowego (fot. J. Szupryczyński)

A proglacial gap valley within the third belt of end moraines (photo by J. Szupryczyński)



Fot. 13. Morena denna typu fluted moraine na przedpolu lodowca Sidu, sierpień 1968 (fot. J. Szupryczyński)

A fluted ground moraine on the Sidu glacier foreland, August 1968 (photo by J. Szupryczyński)



Fot. 14. Struktura wewnętrzna moreny dennej typu fluted moraine na przedpolu lodowca Sidu, sierpień 1968 (fot. S. Kozarski)

Inner structure of the fluted ground moraine on the Sidu glacier foreland, August 1968 (photo by S. Kozarski)



Fot. 15. Struktura wewnętrzna moreny dennej nad rzeką Brúnná, sierpień 1968  
(fot. J. Szupryczyński)

Inner structure of the ground moraine on the Brúnná River, August 1968 (photo by  
J. Szupryczyński)



Fot. 16. Morena denna — fluted moraine nad rzeką Brúnná, sierpień 1968 (fot.  
J. Szupryczyński)

A fluted ground moraine on the Brúnná River, August 1968 (photo by J. Szupry-  
czyński)



Fot. 17. Duży głaz w obrębie fluted moraine. W jego cieniu (z prawej) warkocz materiału morenowego (fot. S. Kozarski)

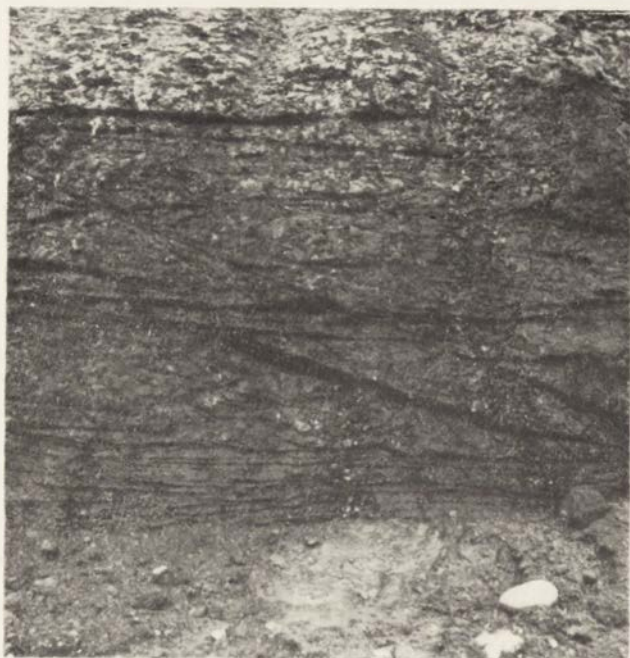
A large boulder within the fluted moraine. A tail of morainic material in its lee (on the right) (photo by S. Kozarski)



Fot. 18. Hałdy usypiskowe u podnóża klifu lodowca nad rzeką Djúpá (fot. J. Szupryczyński)

Damps at the foot of the ice cliff on the Djúpá River (photo by J. Szupryczyński)





Fot. 19. Struktura części bazalnej lodowca Sidu (fot. S. Kozarski)  
Structure of the basal part of the Sidu glacier (photo by S. Kozarski)



Fot. 20. Pasma materiału morenowego w bazalnej części lodowca. (fot. S. Kozarski)  
Debris bands in the basal part of the glacier (photo by S. Kozarski)



Fot. 21. Dajki materiału morenowego na powierzchni lodowca Sidu (fot. S. Kozarski)  
Dykes of tills at the Sidu glacier surface (photo by S. Kozarski)



Fot. 22. Burza pyłowa na przedpolu lodowca Sidu (fot. S. Kozarski)  
Dust storm on the Sidu glacier foreland (photo by S. Kozarski)



Fot. 23. Stożek ablacyjny z warstwowaną pokrywą osadów (fot. S. Kozarski)  
An ablation cone with stratified sediments (photo by S. Kozarski)



Fot. 24. Stożek ablacyjny na powierzchni lodowca Sidu (fot. S. Kozarski)  
An ablation cone on the Sidu glacier surface (photo by S. Kozarski)



Fot. 25. Akumulacja materiału wzdłuż brzegów strumienia supraglacialnego powstała w wyniku wylewu wód ablacyjnych w czasie wysokich stanów (fot. S. Kozarski)  
Accumulation along the banks of supraglacial stream due to the overflow of ablation waters during high stages (photo by S. Kozarski)



Fot. 26. Gruby materiał morenowy na powierzchni lodowca (fot. S. Kozarski)  
Coarse moraine debris on the glacier surface (photo by S. Kozarski)



Fot. 27. Pagóry lodowo-morenowe i gruba pokrywa moreny ablacyjnej  
(fot. S. Kozarski)

Ice-cored hillocks and a thick cover of the ablation moraine (photo by S. Kozarski)



Fot. 28. Cienka pokrywa moreny ablacyjnej w pobliżu wylotu tunelu subglacjalnego  
(fot. S. Kozarski)

A thin cover of ablation moraine near the subglacial tunnel mouth (photo by S. Kozarski)



Fot. 29. Morena ablacyjna z dużą zawartością głazów i głazików na powierzchni lodowca Sidu (fot. S. Kozarski)

The ablation moraine within numerous boulders and pebbles on the Sidu glacier surface (photo by S. Kozarski)



Fot. 30. Morena denna pokryta cienką pokrywą moreny ablacyjnej (fot. S. Kozarski)  
A lodgement till covered by a thin layer of ablation moraine (photo by S. Kozarski)



Fot. 31. Pagóry lodowo-morenowe przy czole lodowca Sidu (fot. S. Kozarski)  
Ice-cored ridges at the Sidu glacier front (photo by S. Kozarski)



Fot. 32. Nisza w środkowej części pagóra lodowo-morenowego (fot. J. Szupryczyński)  
A niche in the central part of the ice-cored hillock (photo by J. Szupryczyński)



Fot. 33. Struktura wewnętrzna pagóra lodowo-morenowego A — jądro lodowe, B — pokrywa moreny ablacyjnej (fot. S. Kozarski)

Inner structure of the ice-cored hillock A — ice core, B — ablation moraine cover (photo by S. Kozarski)



Fot. 34. Pokrywa osadów warstwowych na wierzchołku pagóra lodowo-morenowego (fot. S. Kozarski)

Stratified deposits on the top of the ice-cored hillock (photo by S. Kozarski)





Fot. 35. Wyraźna foliacja w lodzie w pagórkach lodowo-morenowych w południowo-wschodniej części czoła lodowca Sidu (fot. S. Kozarski)

Distinct foliation of ice in the ice-cored hillocks in the south-eastern part of the glacier front (photo by S. Kozarski)



Fot. 36. Podniesiona foliacja lodu w pagórkach lodowo-morenowych lodowca Sidu (fot. J. Szupryczyński)

Upturned foliation of ice in the ice-cored hillock at the front of Sidu glacier (photo by J. Szupryczyński)



Fot. 37. Piętrzenie wody roztopowej pomiędzy czołem lodowca a pagórami lodowo-morenowymi (fot. J. Szupryczyński)

Accumulation of meltwaters between the glacier front and the ice-cored ridges (photo by J. Szupryczyński)



Fot. 38. Forma wklęsła obwiedziona niskim wałem materiału ablacyjnego powstała w wyniku zaniku jądra lodowego (fot. S. Kozarski)

A concave form rimmed with a low rampart of the ablation material formed due to the ice-core ablation (photo by S. Kozarski)



Fot. 39. Wypływ wody roztopowej pod ciśnieniem hydrostatycznym na czole lodowca Sidu (fot. J. Szupryczyński)

Issue of meltwaters under hydrostatic pressure at the front of the Sidu glacier (photo by J. Szupryczyński)

**WYDAWNICTWO IG i PZ PAN  
VARIA**

**B. OLSZEWICZ — Dorobek polskiej historii geografii i kartografii w latach 1945—1969, 1973, s. 172, zł 48,—**

**J. MISZAŁSKI — Współczesne procesy eoliczne na Pobrzeżu Słowińskim. Studium fotointerpretacyjne, 1973, s. 150 + nlb., zł 30,—**

**Z. CIĘTAK, K. PIETKIEWICZ — Słownik geograficzny angielsko-polski, 1974, s. 422, zł 120,—**

**CENTRALNY KATALOG ZBIORÓW KARTOGRAFICZNYCH W POLSCE**

**Zeszyt 1. Katalog atlasów i dzieł geograficznych 1482—1800, 1961, s. 247, zł 72,—**

**Zeszyt 2 (uzupełniający). Katalog atlasów i dzieł geograficznych 1482—1800, 1963, s. 112, zł 28,—**

**Zeszyt 3. Katalog atlasów 1801—1919, 1965, s. 342, zł 76,—**

**Zeszyt 4. Katalog atlasów i dzieł geograficznych Polski 1528—1945, 1968, s. 160, zł 48,—**

**Zeszyt 5. Wieloarkuszowe mapy topograficzne Polski 1576—1870 (w przygotowaniu) Katalog dawnych map Rzeczypospolitej Polskiej w kolekcji Emeryka Hutten-Czap-  
skiego i w innych zbiorach, Oprac. W. Kret, 1978, s. 164, 37 map, zł 140,—**

**WYKAZ ZESZYTÓW DOKUMENTACJI GEOGRAFICZNEJ**  
za ostatnie lata

**1975**

- 1-2 M. DRZAŁ — **Parki w Polsce**, s. 306 + nlb., zł 48,—  
 3-4 PRACA ZBIOROWA — **Problemy bioklimatologii uzdrowiskowej**, cz. I, s. 113, zł 48,—  
 5-6 PRACA ZBIOROWA — **Wpływ działalności gospodarczej na stosunki wodne Kotliny Sandomierskiej**, s. 61, zł 24,—

**1976**

- 1 PRACA ZBIOROWA — **Streszczenie prac habilitacyjnych i doktorskich — 1974**, s. 126, zł 24,—  
 2 E. GIL — **Splukiwanie gleby na stokach fliszowych w rejonie Szymbarku**, s. 65 + nlb., zł 24,—  
 3 PRACA ZBIOROWA — **Charakterystyka użytkowania ziemi w Polsce w 1970 roku**, s. 107, zł 24,—  
 4-5 J. SZYRMER — **Przemiany w strukturze przestrzennej produktywności i specjalizacji w rolnictwie indywidualnym w Polsce w latach 1960—1970**, s. 74, zł 24,—  
 6 L. KOUTANIEMI, A. RACHOCKI — **Dolina rzeki Oulanki (północno-wschodnia Finlandia)**, s. 62 + nlb., zł 24,—

**1977**

- 1 PRACA ZBIOROWA — **Streszczenia prac habilitacyjnych i doktorskich — 1975**, s. 85, zł 24,—  
 2-3 M. PULINA — **Zjawiska krasowe w Sudetach polskich**, s. 48 + nlb., zł 48,—  
 4 PRACA ZBIOROWA — **Problemy bioklimatologii uzdrowiskowej cz. II**, s. 85, zł 24,—  
 5 L. MAZURKIEWICZ — **Zastosowanie metody symulacji w badaniu zmian przestrzennej struktury miasta (na przykładzie Wałbrzycha)**, s. 68, zł 24,—  
 6 R. SOJA, K. WIT-JÓŻWIK, A. WELC — **Opady atmosferyczne i deflacja w okolicach Szymbarku**, s. 83, zł 24,—

**1978**

- 1 W. TYSZKIEWICZ — **Struktura agrarna Polski 1945—1975. Analiza przestrzenno-czasowa**, s. 87, z. 24,—  
 2-3 R. GLAZIK — **Wpływ zbiornika wodnego na Wiśle we Włocławku na zmiany stosunków wodnych w dolinie**, s. 119, zł 48,—  
 4 S. KOZARSKI, J. SZUPRYCZYŃSKI — **Formy i osady glacialne na przedpolu lodowca Sidu (Islandia)**,  
 5 A. MAKSIMIUK-PAZURA — **Aglomeracje miejskie w Polsce jako bieguny rozwoju społeczno-gospodarczego**, s. 80, zł 24,—  
 6 PRACA ZBIOROWA — **Streszczenia prac habilitacyjnych i doktorskich — 1976**, s. 85, zł 24,—