

STREFOWOŚĆ RZEŻBY I ZJAWISKA PERYGLACJALNE NA ZIEMI TORELLA (SPITSBERGEN) *

Zarys treści

Przedstawiono syntetycznie przegląd strefowego rozmieszczenia zjawisk peryglacjalnych na Ziemi Torella na podstawie obserwacji dokonanych w czasie polskiej wyprawy na Spitsbergen w roku 1934. Autor włącza do zjawisk peryglacjalnych formy mikroreliefu związane z obecnością lodu morskiego. Istotną rolę w kształtowaniu rzeźby peryglacjalnej obok zmarzliny odgrywają śniegi i lody wieloletnie, przetrwale poniżej dolnej granicy wiecznych śniegów. Występują one przy krawędziach na zboczach dolin i w obniżeniach nisz korazyjnych. Mało znaną odmianą śniegów i lodów wieloletnich są lody pokrywające sandry niektórych lodowców. Wbrew istniejącej opinii, na Spitsbergenie istnieją dobrze wykształcone i rozwijające się współcześnie poligony tundrowe typu tajmyrskiego. Poligony kamieniste natomiast występują rzadko i mają charakter subfossylny. Jest to jeden ze wskaźników odbywających się tutaj zmian klimatycznych.

Na obszarze nie pokrytym przez lodowce stwierdza się na Ziemi Torella wyraźną strefowość. U dołu leży pas tundry wilgotnej z rozwiniętą soliflukcją; wyżej występuje tundra gruzowa pokryta materiałem kongliklastycznym (uruchomiony mikro i krypto-kliważ skał). Strefa ta wyżej przechodzi w obszar grubogrzuzowy z gołoborzami i rozsypiskami ostrokrawędzistych, dużych brył piaskowców i odłamków łupków. Materiał ten pojawia się w pasie odpowiadającym dolnej granicy wiecznych śniegów na lodowcach (370—420 m n.p.m.). Stwierdza się tu żywa działalność eoliczną zaznaczającą się w występowaniu graniaków i kriokonitu.

Na zboczach, powyżej linii wiecznych śniegów silnie rozwinięte są żleby korazyjne; w ich górnych częściach znajdują się niszce śnieżne, które stopniowo rozwijają się w lodowce zboczowe. Powyżej 700—750 m n.p.m. zbocza są rzeźbione głównie przez lawiny śnieżne tworzące doskonale rozwiniętą sieć równoległych bruzd. Na grzbietach i graniach odbywa się przy udziale geliwacji wypreparowywanie strukturalne strato-kliważowe. Dominują tu czynne, przede wszystkim wzdłuż szczelin makro-kliważu, procesy geliwacji, które doprowadzają do oddzielania się dużych części ścian skalnych. W centralnej części Ziemi Torella pokrycie lodem i śniegiem osiąga wysoki stopień (97%) i powstają tu duże płaskowyzę lodowe.

WPROWADZENIE

Obserwacje w krajach polarnych dają obecnie najlepsze możliwości śledzenia zjawisk peryglacjalnych w pełnym rozwoju.

Corocznie w okresie zimy i wczesnej wiosny swoisty, krótkotrwały peryglacjał wkracza również na teren krajów o klimatach umiarkowanych z paromiesięcznym okresem zamarzania ziemi. Efekt jego działania jest jednak bardzo nieznaczny i można go zauważyć dopiero w wyniku starannych obserwacji prowadzonych w oparciu o doświadczenia zebrane w strefie czynnego na wielką skalę peryglacjału właściwego, czyli w krajach polarnych i subpolarnych.

* Według nowej mapy norweskiej Spitsbergenu (Topografisk Kart over Svalbard 1 : 100 000) wydanej przez Norsk Polarinstitut w roku 1953 nazwę Ziemi Torella pozostawiono dla wschodniej części obszaru, zaś część zachodnią nazwano Wedel Jarlsberg Land. Opisywany teren jest przedstawiony na arkuszach B 11 — Van Keulen-fjorden i B 12 — Torellbreen.

STREFY PERYGLACJALNE

W najszerszym ujęciu obszar peryglacjalny sięga od strefy glacialnej, trwale pokrytej lodem lub firnem, przenikając w nią na nunatakach i grzbietach górskich wznoszących się ponad poziom lodowców, aż po granicę terenów, w których chociaż przez krótki czas grunt podlega zamarzaniu. Na zewnątrz od tej granicy zjawiska peryglacjalne występują jeszcze wyspowo na obszarach wysokogórskich.

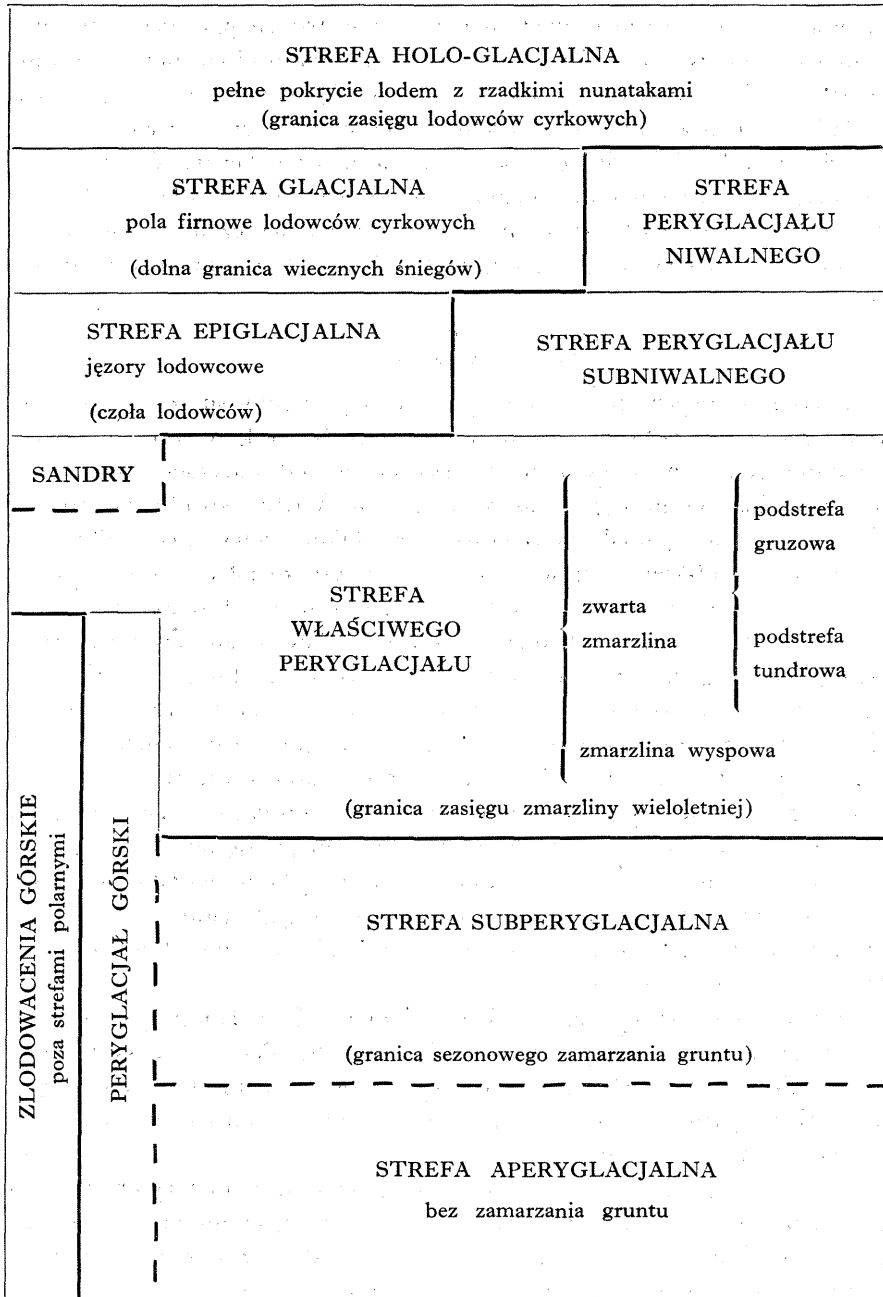
Można by zatem mówić o strefowym występowaniu zjawisk o charakterze peryglacjalnym oraz rozróżnić parę typów zespołów tych zjawisk (tabl. I):

1. typ niwalny — w zasadzie powyżej linii wiecznych śniegów;
2. typ subniwalny — poniżej strefy wiecznych śniegów, ale w strefie jeziorów lodowcowych;
3. typ właściwego peryglacjału — na przedpolu zlodowacenia lub w obszarach z długotrwałym, wieloletnim zamarznięciem gruntu i czynnym poziomem występującym w stropie zmarzliny;
4. typ subperyglacjalny — w krajach z okresowym zamarzaniem gruntu tylko na przeciąg zimy i jedynie z sezonowym rozwojem zjawisk zbliżonych do peryglacjalnych;
5. typ wysokogórski peryglacjału — wyspowo występujący wyłącznie na wysokich obszarach górskich, poza strefami klimatycznymi o mroźnej zimie.

Głównym przedmiotem szeroko zakrojonych badań peryglacjalnych są przede wszystkim współczesne lub kopalne formy typowe dla właściwego peryglacjału, a więc występujące w krajach polarnych lub na obszarach objętych przez zlodowacenie plejstocénskie i na ich przedpolu. Badania zjawisk współczesnych zostały zapoczątkowane w krajach polarnych, przede wszystkim na Spitsbergenie, przez Anderssona (1), B. Högboma (24) i Hamberga (23). Kontynuowali je owocnie Leffingwell (28), Beskow (2), Gripp (21, 22), Orwin (33) oraz badacze wiecznie zmarzłych gruntów i lodów kopalnych Syberii — Jaczewski (25), Sumgin (39, 40), Grigoriew (19, 20), Bunge (9), Toll (41), Wołosowicz (46), Obruczew (32) i wielu innych. Badania kopalnych struktur peryglacjalnych na obszarach dawnych zlodowaceń plejstocénских rozpoczęto już w ubiegłym stuleciu. Szczególną podniętą do dalszych badań stał się Kongres Geologiczny w Sztokholmie w 1909 r. i związana z nim wycieczka na Spitsbergen. W ostatnich latach ukazało się wiele publikacji z tej dziedziny, ograniczam się jednak do przypomnienia prac Trolla (43, 44), Posera (34), Büdela (10, 12), Bryana (5, 6, 7, 8). Na szczególne podkreślenie zasługuje szkoła francuska, w której przede wszystkim należy zwrócić uwagę na prace Cailleux (13, 14), Tricarta (42), Boyè (3). W Polsce

Tabela I

Schemat układu głównych stref peryglacjalnych



badania te prowadzi na wielką skalę Dylik (16, 17) i jego szkoła oraz Jahn (26, 27) i inni.

Prace nad plejstocénskimi fazami rozwoju zjawisk peryglacialnych nabierają coraz większego znaczenia dla rekonstrukcji paleogeograficznych z okresów zlodowaceń. W ich świetle budzą coraz większe zainteresowanie badania w krajach arktycznych, a ostatnio specjalnie obserwacje dające pogląd na rozprzestrzenienie strefowe poszczególnych rodzajów zjawisk peryglacialnych. Dlatego też uważałem za słuszne dać garść spostrzeżeń zebranych w czasie polskiej wyprawy na Spitsbergen w 1934 r. Rzucają one pewne światło na horyzontalne i pionowe rozmieszczenie różnorodnych procesów wiążących się z facją peryglacialną w szerokim znaczeniu tego słowa.

TEREN BADAŃ POLSKIEJ WYPRAWY
NA SPITSBERGEN W 1934

Artykuł niniejszy poświęcony jest syntetycznemu spojrzeniu na materiały zebrane w północnej i centralnej części Ziemi Torella. Jest to jedna z najmniej znanych, w wysokim stopniu objęta zlodowaceniem część Spitsbergenu. Na skraju tego obszaru pracowali Andersson i Hamberg. Nie sięgnęli oni jednak poza wąski, parokilometrowy pas nadbrzeżny.

W czasie polskiej wyprawy badaniami objęty został cały obszar leżący wzdłuż południowych wybrzeży fiordu Van Keulen od Zatoki Recherche po lodowiec Nathorst. Obszar ten sięga w głąb aż do centralnej części Ziemi Torella, gdzie znajduje się właściwy ośrodek zlodowacenia, z którego rozchodzą się lodowce we wszystkich kierunkach. Odkryte tu wtedy zostało Plateau lodowe Amundsena oraz główne pasmo górskie przecinające z północy na południe całą Ziemię Torella, które stanowi wielki dział między lodowcami zachodniej i wschodniej części tego obszaru. Pasma to dzieli Ziemię Torella na dwie części: zachodnią, znajdującą się pod bezpośrednim wpływem oceanu i wschodnią o klimacie bardziej kontynentalnym. Systematyczne prace wyprawy sięgały do 45 km w głąb lądu, a pojedyncze wypadły doszły aż po Plateau lodowe Mendelejewa w południowo wschodniej części Ziemi Torella.

Spitsbergen jest klasycznym krajem polarnych badań peryglacialnych, w szczególności soliflukcji i ziem poligonalnych. Badania te skupiają się jednak głównie w najłatwiej dostępnej strefie przybrzeżnej, koło Zatoki Kungsfjord (Kings Bay) i — już w mniejszym stopniu — na Ziemi Nordenskjölda nad Ice Fiordem.

Nasze obserwacje zebrane zostały na dość znacznym terytorium obejmującym około 700 km² i sięgającym szerokim frontem na kilkadziesiąt km w głąb lądu. Dają więc pewne możliwości do przestrzennego prześledzenia poszczególnych procesów i ich rozmieszczenia.

Nie mam zamiaru podawać w niniejszym artykule szczegółowego opisu poszczególnych spostrzeżeń; być może będą się one mogły wkrótce ukazać w pełnym sprawozdaniu z prac ekspedycji. Obecnie chcę jedynie wskazać na pewną regularność w rozmieszczeniu zjawisk peryglacjalnych, w ich powiązaniu z właściwymi zjawiskami glacialnymi. Z tego też powodu nie wymieniam poszczególnych typów zjawisk peryglacjalnych według grup genetycznych, ani nie zastanawiam się dłużej nad sposobami ich powstania, lecz staram się przede wszystkim zwrócić uwagę na pewne cechy szczególnie wiążące się z ich rozprzestrzenieniem.

Powiedzieliśmy już poprzednio, że Ziemia Torella jest jedną z bardziej opanowanych przez zlodowacenie części Spitsbergenu. O stopniu jej pokrycia przez lodowce daje pojęcie załączona tablica (II). Podano w niej procent powierzchni zajętej przez lodowce między ekwidystantami poprowadzonymi co 4 km równoległe do linii brzegu morskiego (fig. 1). Z tablicy widać, że już poczynając od 4 km od brzegu blisko 70% powierzchni pokryte jest przez lodowce. W odległościach powyżej 20 km zaledwie kilka procent przypada na powierzchnie wolne od lodu. Wynika z tego,

Tabela II

Procent powierzchni zajętej przez lodowce w północnej części Ziemi Torella obliczonej pomiędzy ekwidystantami wyznaczonymi co 4 km równoległe do linii wybrzeża

Odległość wybrzeża w km	Procent powierzchni nie pokrytej przez lodowce (tundra, skały, śniegi na sto- kach)	Przybliżony procent powierz- chni wolnej od lodów i śnie- gów wielo- letnich *	Procent powierzchni pokrytej przez lodowce	Przybliżona wartość stosunku powierzchni, która się uwal- nia od pokrywy śniežno-lodowej do powierzchni stałe nią po- krytej **
0— 4	63,9	(ca 63,5)	36,1	(ca 1 : 0,56)
4— 8	30,5	(ca 30)	69,5	(ca 1 : 2,3)
8—12	15,0	(ca 14)	85,0	(ca 1 : 6)
12—16	15,4	(ca 11)	84,6	(ca 1 : 8)
16—20	12,7	(ca 9)	87,3	(ca 1 : 10)
20—24	7,3	(ca 5)	92,7	(ca 1 : 20)
24—28	5,6	(ca 3)	94,4	(ca 1 : 33)
28—32	3,4	(ca 2)	96,6	(ca 1 : 50)

* Ze względu na trudności oznaczenia na mapach licznych lodowców stokowych o niewielkich rozmiarach oraz pól śnieżnych, w obliczeniach podstawowych włączono je do obszarów wolnych od pokrywy lodowej. Przybliżone wartości rzeczywistej powierzchni nie pokrytej przez przetrwałe lody i śniegi zostały podane w nawiasach po poprawkach dokonanych jedynie na podstawie oceny.

** Biorąc pod uwagę powyższe uwagi należy pamiętać, że przedstawione liczby są przybliżone i mają jedynie wartość liczb ogólnie orientujących w stosunkach.

Na tej podstawie można prześledzić kolejne zmiany w układzie czynników rzeźbotwórczych i ich działalności w miarę przesuwania się od wybrzeża wolnego od lodów ku obszarom coraz silniej zlodowaconym. Można również prześledzić cechy charakteryzujące tę strefowość.

Od razu jednak należy zaznaczyć, że z geomorfologicznego punktu widzenia facja rzeźby peryglacjalnej charakteryzuje się, w odróżnieniu od glacialnej, przede wszystkim formami drobnych rozmiarów (mikrorelief), które pierwsze zwracają uwagę. Formy większe są o wiele mniej uchwytnie i spostrzega się je dopiero przy staranniejszej analizie rzeźby terenu. W obszarach glacialnych stosunki układają się odwrotnie. Rzucają się tam w oczy przede wszystkim większe elementy rzeźby, a na właściwe cechy charakterystyczne samej powierzchni zwraca się uwagę dopiero przy szczegółowych badaniach.

Rola mikroreliefu peryglacjalnego jest tak wybitna, że można by powiedzieć, że właściwie dopiero od ich obserwacji rozpoczęły się na większą skalę poważniejsze studia nad drobnymi formami rzeźby terenu (mapa).

STREFA WYBRZEŻA

MIKRORELIEF ZWIĄZANY ZE SPIĘTRZONYMI ŁODAMI MORSKIMI

Zjawiska związane z obecnością lodu zaczynają się pojawiać nad fiordem Van Keulena i Bell Sundem już poczynając od brzegu morskiego¹. Nie wynikają one tutaj z przemarzania ziemi, gdyż głębokość, na której na plaży pojawia się zmarzlina, jest znacznie większa niż na sąsiedniej tundrze. Daje się tu wyraźnie odczuwać ocieplające działanie wody morskiej. O ile na obszarze tundry już na głębokościach 15—30 cm, a na niektórych gruntach ilastych nawet na 5—8 cm natrafiamy na zmarzlinę, to na plaży nie ma jej jeszcze na głębokości 1 m i więcej. Żwir jest tu zupełnie luźny i nie związany lodem mimo, że jest dobrze zwilżony wodą. Nie występują tu nigdzie formy przypominające chociażby w najmniejszym stopniu ziemie poligonalne².

Mamy tu natomiast do czynienia z innym typem zjawisk, który wynika z obecności na plaży licznych brył lodu, zarówno pochodzenia lodowcowego, jak i morskiego lodu taflowego.

¹ Można by się jeszcze zastanawiać nad wpływem warunków peryglacjalnych na osady morskie. Temat ten, jak również zagadnienie piętna peryglacjalnego na osadach innych zbiorników wodnych, nie wchodzi w ramy niniejszego artykułu.

² Sądę, że wymieniane niekiedy obserwacje dotyczące gleb strukturalnych występujących na samym wybrzeżu, zawsze odnoszą się do obszaru leżącego poza pasem właściwej plaży. Formy te zresztą występują tak, jak i na naszym terenie, poczynając od najniższych tarasów nadmorskich.

Po sztormie wiatr i fale morskie napędzają na wybrzeża polarne całe masy drobnych *icebergów*. Większe z pośród nich osiadają na mieliźnie w pewnej odległości od brzegu (fot. 1) i poruszone przez wiatr kołyszą się i przesuwają trąc o dno i powodując zaburzenia mechaniczne w układzie warstw osadzonych na dnie³.

Mniejsze *icebergi* licznie pokrywają pas plaży. W czasie przypływu znaczna ich część bywa zasypywana przez żwiry nanoszone przez fale z morza (fot. 1). W ciągu kilku do kilkunastu dni bryły te topnieją, powodując powstawanie nieraz bardzo licznych, do 1 m a nawet i więcej głębokich, prawidłowo lejkowatych zagłębień nieregularnie rozrzuconych na powierzchni plaży.

Okres istnienia tych dołków na powierzchni jest krótki, gdyż zasypuje je materiał ponownie wyrzucony na plażę. Zostawiają one jednak po sobie ślad w warstwowaniu żwirów plażowych.

O wiele trwalsze formy daje lód morski. W ciągu wiosny zostaje on wypychany na wybrzeże w postaci masy spiętrzonych taflí, nieraz nawet na odległość kilkudziesięciu metrów poza linię letniego wału brzegowego i zsuwany na powierzchnię leżące do paru metrów (obserwowano do 4 m) ponad poziom morza. Proces ten odbywa się głównie w okresie pękania i ruszania morskiej zimowej powłoki lodowej na początku lata — na omawianym terenie w ciągu czerwca. Lód taflowy napiera z ogromną siłą na stary wał brzegowy niosąc na swojej powierzchni znaczne ilości żwiru. Oprócz tego przysypuje go materiał wyrzucony świeżo przez morze. Na początku lata duże ilości taflí lodu pokrytych żwirem leżą wzdłuż wybrzeży pasem szerokości 20—30 m, już poza linią nowego, w danym roku usypanego wału brzegowego. Wysokość tego wału dochodzi do paru metrów. Ze stopniowo topniejących brył lodu żwir stacza się na zewnątrz dając szereg pagórków, przeciętnie do 0,5 m wysokich, bezładnie rozrzuconych wzdłuż wybrzeża (fot. 2).

Warto jeszcze wspomnieć, że ten sam lód taflowy wypychany na brzeg pcha przed sobą kłody drzewa dryftowego leżące na plaży i przesuwa je piętrząc w zwały, które wyznaczają na wybrzeżu maksymalny zasięg brył lodu wypychanych na ląd.

Żwir zsypujący się z lodu początkowo daje formy o niemal prawidłowym kształcie stożków, które z czasem stopniowo zaokrąglają się i spłaszczają. Przechodzą one w bardzo przyspieszonym tempie podobną ewolucję jak akumulacyjne wzgórza żwirowe moren.

³ Zaburzenia tego typu udało się autorowi stwierdzić w szeregu odsłonień w ilach warwowych. Towarzyszyła im również sedymentacja pewnej ilości materiału morenowego.

Pewną odmianę podobnego procesu obserwowałem na przylądku Dahlgrenodden w fiordzie Van Keulena. Tu zagrzebany lód tafłowy tworzył podłoże plaży schodząc nawet częściowo do morza. Topniejąc dawał on bardzo charakterystyczny obraz powierzchni pokrytej licznymi pagórkami i zagłębieniami często wypełnionymi wodą. Całość żywo przypominała młody krajobraz moreny oglądany w zmniejszeniu (fot. 8).

Nie wszystkie *icebergi* i lody tafłowe, które się dostały na ląd, zostają następnie przysypane przez żwiry lub piaski i dają opisane wyżej formy mikroreliefu. Ogromna ich większość topnieje nie pozostawiając po sobie żadnego śladu. Po stopionym *icebergu* pozostaje jeszcze przez jakiś czas mokra plama ilasta, która potem może się zaznaczyć soczewkową smugą ilastą. Po lodzie tafłowym przeważnie nie ma nawet tych śladów. Śladem tafli bywa w niektórych wypadkach tylko niewielki, dziwny i mało na pozór zrozumiały, zwykle kanciasty z jednej strony hieroglif. Powstał on przez lekkie zdeformowanie powierzchni wywołane przez nasunięcie bryły lodu. Hieroglif ten zachowuje się dobrze na materiale ilastym lub drobnopiaszczystym, słabiej widoczny jest na materiale grubszym.

MIKRORELIEF LAGUN

Za wałem brzegowym, na południowym brzegu fiordu Van Keulena, znajduje się szereg lagun komunikujących się z morzem poprzez wąskie przerwy w wale. Poziom wody w tych lagunach ulega zmianom w granicach 1—2 m, zależnie od stanu morza: przypływ, odpływ, wody napędzane przez wiatry itp. W czasie odpływu na osuszonym dnie lagun widać zaznaczające się pięknie ślady falowań różnego typu: oscylacyjnych, interferencyjnych, krzyżujących się prądów itp. Jeden z przykładów widoczny jest na fotografii (fot. 3).

Osady tych lagun są niemal zupełnie pozbawione widocznych makroskopowo szczątków pochodzenia organicznego. Nie widać również śladów działalności organizmów w postaci hieroglifów. Wyjątek stanowią ślady stąpania ptaków oraz oryginalne, parami występujące, równoległe do siebie, lekko łukowate kreski. Są to ślady uderzeń skrzydeł ptaków ciężko wznoszących się do góry, które przez pewien czas lecą tuż nad powierzchnią gruntu. Kilkakrotnie miałem okazję bezpośrednio obserwować powstawanie tych śladów.

Po obniżeniu się poziomu wody w lagunach, na słabo pochylonych powierzchniach pojawiają się spore przestrzenie pokryte jakby szeregami sopli i łukowato wygiętych, spłaszczonych wzniesień. Powstają one w wyniku modyfikacji zmarszczek falowania (ripple marki) na skutek spływania i spływania gruntu po pochyłości, które zaczyna się już przy bardzo nieznacznych kątach nachylenia. Tego rodzaju modyfikacja zmarszczek

Tabela III

	Gleby poligonalne (A. Cailleux i G. Taylor)	Szczeliny obserwo- wane (wg autora, por. fot. 5)	Szczeliny wysycha- nia (A. Cailleux i G. Taylor)
Interpretacja	Klimat zimny	← Klimat zimny	Wysychanie
Średnica komórek	8—2000 cm	20—50 cm	2—30 cm
Forma występująca najczęściej	Regularny sześciobok	← Zbliżone do sześciokątnych	Czworoboki
Inne formy	Pięcioboki, ośmioboki	Trapezoidalne, rzadziej rombów lub czworokątne	Pięcioboki, sześcioboki
Najczęściej spotykane kąty	120°	← 120° i zbliżone	90°
Inne kąty	60°	← 60° — często, 90°, 45° — rzadko	45°, 120°, 135°
Różnice wysokości pomiędzy poszczególnymi komórkami	Do kilkunastu decymetrów	Nie ma	→ Nieznane
Dalszy podział	Może istnieć	Istnieją tendencje	→ Częsty
Powstawanie łusek na powierzchni	Nieznane	← Nieobecne	Częste
Ułożenie kamieni	Przeważnie sterczące lub leżące płasko	Brak kamieni	Przeważnie ułożone płasko lub brak
Chronologia	Poszczególne boki są mniej więcej wszystkie równoczesne	Tendencja do tworzenia szczelin drobnych w późniejszym etapie	→ Poszczególne szczeliny ukazują się stopniowo
Zarysy boków	Prostolinijne, niekiedy koliste	Kątowo postrzępione	Łukowate lub kręte
Gwałtowne przerwy w poszczególnych bokach	Tylko pozorne	Rzeczywiste	Rzeczywiste i częste
Oddzielenie	Nieznane	← Nieznane	Częste
Granice komórek	Krótkie rowy, granice wspólne jedynie dla 2 komórek	← Krótkie szczeliny, granice wspólne dla 2—3 komórek maksymalnie	Niektóre szczeliny się przedłużają i stanowią granicę dla więcej niż 2 komórek

falowania nie należy zdaje się do jakichś cech właściwych lagunom polarnym. Wydaje się, że występują one i w innych warunkach, jak można sądzić z liczego występowania podobnych powierzchni wśród fliszu karpackiego. Stwierdzamy jednak fakt, że w lagunach w warunkach peryglacialnych występują one bardzo często nawet przy małych kątach nachylenia (fot. 4).

Na mulastych osadach lagun położonych nieco wyżej i nie zalewanych już przy krótkookresowych zmianach poziomu morza występują liczne spęknięcia (fot. 5). Tworzą się one w warstwie mułu podeślanego przez stale zmarznięte lub zupełnie nie zmarznięte żwiry (obserwacje w czerwcu i lipcu). Znamienne jest, że spęknięcia te nie posiadają cech, które Cailleux i Taylor (14, str. 49) uważają za charakterystyczne dla form wysychania, mają natomiast szereg właściwości wspólnych z ziemiami poligonalnymi (tabl. III).

Formy te interpretuję jako spęknięcia noszące jeszcze niektóre cechy szczelin zwykłego wysychania, lecz stanowiące już stadium przygotowawcze do powstania ziem komórkowych (*polygones de terre*). Grunty te istotnie utworzyły się już w pobliżu na położonej wyżej (starszej?) części osadów tej samej laguny.

Grunty komórkowe występują w wielu miejscach wśród ziemistych osadów nisko położonych tarasów. Ładnie są one wykształcone między innymi koło Bourbonhamna, gdzie sieć dosyć prawidłowo rozwiniętych sześciokątów o średnicy od 15 do 25 cm jest wyrażona dobrze widocznymi spęknięciami. Szerokość tych spęknięć wynosi 10—12 mm (fot. 6).

W ziemistym, mulasto-piaszczystym materiale, z którego grunt komórkowy jest zbudowany sporo jest płaskich odłamków skał do 5 cm średnicy. Są one bezładnie rozrzucone po całej powierzchni i nie biorą udziału w budowie poligonalnej poszczególnych komórek. Niekiedy wręcz płasko leżąca bryłka pokrywa oba brzegi szczeliny. Działanie mrozu na tych bryłkach jest widoczne; wiele z nich leży płasko, a często są ustawione pionowo. Odnosi się wrażenie, że to ostatnie położenie przybierają one specjalnie w pobliżu szczelin.

Warto jeszcze zwrócić uwagę na fakt, że nie zawsze wszystkie spęknięcia wyżej wzmiankowanego typu prowadzą do powstania gruntów komórkowych. Dowodem tego jest fakt, że na północnym zboczu Heimfjella, na powierzchni jednego z wyżej położonych tarasów, pokrytych już dość obfitą roślinnością, udało się zaobserwować również na gruncie mulastym ślady starych spęknięć. Spęknięcia te miały cechy szczelin wysychania, ale już na pewno dłuższy czas nieczynnych, gdyż były wypełnione i ściśle zarośnięte przez porosty. Śladów świeżego poszerzania szczelin nie było nigdzie widać (fot. 7).

PRZETRWAŁE ŚNIEGI

Mimo, iż omawiany teren leży zaledwie kilka metrów nad poziomem morza i na całe setki metrów poniżej linii wiecznych śniegów (na dużych lodowcach 370—390 m n.p.m.; na mniejszych 420—450 m n.p.m.) to jednak od samego wybrzeża spotykamy się z dosyć znacznymi nagromadzeniami śniegu o strukturze firnowej lub nawet o strukturze lodu.

Śnieg ten gromadzi się przede wszystkim u podnóża wysokich (około 20 m) stromych falez, przeważnie o ekspozycji północnej. Jest on jakby przylepiony do ściany falezy tak, że jego widoczna wysokość sięga do 15 m i dochodzi prawie do górnej krawędzi falezy (fot. 9).

W górnej części śnieg ten ma już konsystencję firnu. Nieco więcej niż do połowy miąższości jest on zupełnie biały i pozbawiony obcych domieszek. W niższej części staje się już ciemny i na powierzchni jego wymarza materiał pylasty. Widoczne nawet jest warstwowanie, gdyż pył ten ułożony jest pasami przebiegającymi skośnie do poziomu. W najniższej części tej starej zasy jest nawet już warstwa lodowa, na której zbiera się woda pochodząca z topnienia wyższych warstw. Z powierzchni tego lodu szerokim frontem, masą drobnych strumyków woda wypływa na zewnątrz na pewnej wysokości powyżej podstawy falezy. Najniższa część tej zasy jest od dołu podtopiona przez wodę morską, która sięga epizodycznie do tego poziomu.

Szereg płatów tego rodzaju zasp, które bez żadnej wątpliwości powstały z przewiewania śniegu i gromadzenia go w miejscach do tego predysponowanych, występuje na brzegu Ingebrichtsens Buchta. Obserwowałem je do końca naszego pobytu w tej części Spitsbergenu (28. VIII. 1934) i mam wszelkie podstawy sądzić, że nie zdążają one stopić się całkowicie przed pokryciem przez nową warstwę śniegu zimowego.

Oprócz wieloletnich śniegów przykrawędziowych u podnóża falez spotykamy się z nimi jeszcze i z dala od brzegu, na przykład przy stromych czołach lodowców (zachodnia część czoła lodowca Pencka, przed czołem lodowca Maria Antonia), gdzie osiągają one nawet większe wymiary i odgrywają pewną rolę przy formowaniu moren.

W innej nieco formie morfologicznej, bo jako prawie płaskie, lub słabo nachylone dosyć duże, przetrwałe płaty śniegu występują również w strefie wyższych tarasów nadmorskich, na zboczach silniej wciętych dolinek erozyjnych. Niekiedy przez długi czas tworzą one nawet „mosty”, pod którymi przepływają potoki.

Podobne śniegi zapełniają również niektóre niecki korazyjne na południe od Camp Violet na wschodnim stoku Foldaksla (897). Jako nagromadzenie już nie zaspowe ale typu lawinowego zalegają one w szeregu żlebów na stokach wyższych gór.

LODY SANDROWE

Zupełnie inną formą utrzymywania się lodu znacznie poniżej linii wiecznych śniegów są lody, zwane przez autora sandrowymi.

Na przedpolu niektórych lodowców, na przykład przed lodowcem Pencka i Maria Antonia⁴, powierzchnia szeroko rozwiniętego sandru na dużych przestrzeniach pokryta jest 3—4 m, równą taflą lodu, pod którą płynie cała sieć potoków sandrowych (fot. 10).

Nie może tu być mowy o zamarznięciu rzek sandrowych, gdyż: 1° w znanych mi wypadkach mierząca dziesiątki hektarów, zwarta powierzchnia lodu tego rodzaju jest o wiele rozleglejsza, niż powierzchnia rzek sandrowych łącznie ze wszystkimi drugorzędnymi strumykami; 2° górna powierzchnia tej tafli lodu jest zupełnie równa, ale wykazuje pewne pochylenie od lodowca ku morzu.

Nie jest to również zamarznięta woda laguny, gdyż:

1. poziom jest zdecydowanie wyższy, niż morfologicznie dający się stwierdzić najwyższy poziom wody w lagunach. O ile autor mógł stwierdzić znajdującymi się w jego rozporządzeniu środkami, w najwyższym punkcie koło lodowca leży ona o kilka metrów nad poziomem morza;

2. górna powierzchnia lodu wykazuje słabe pochylenie od lodowca ku morzu;

3. na żadnej z właściwych lagun nie było tego rodzaju pokrywy lodowej, ani jakichkolwiek innych analogicznych jej odpowiedników.

Nie są to również zepchnięte na brzeg lody morskie o czym świadczy: ich gładka powierzchnia, brak wszelkich spiętrzeń lodu typu torosów oraz daleki zasięg tego typu lodu od brzegu morza (do 1,5 km).

Morfologicznie lód ten jest ściśle związany z powierzchnią sandru. Jego szczątki zachowane w formie lodowych świadków (torosów) można było prześledzić dokładnie do samego czoła lodowca, a nawet ściślej, do wylotu spod lodowca dużej rzeki lodowcowej. Przy zachodnim skraju lodowca Pencka lód ten wkraczał również w dobrze rozwiniętą dolinę potoku marginalnego.

W ciągu całego naszego pobytu na Spitsbergenie, od czerwca do początku września, nie mieliśmy okazji obserwować żadnego procesu, który mógłby prowadzić do narastania tej powłoki. Przez cały czas znajdowała się ona w stadium degradacji i stopniowo malała zachowując jednak przed lodowcem Pencka do końca znaczne wymiary. Jedynie główna rzeka sandru przecięła na całej długości tę wielką taflę lodu. Pod nią natomiast powstał cały złożony system tuneli i korytarzy, którymi płynęły mniejsze potoki.

⁴ Nie ma ich natomiast przed lodowcem Finsterwaldera, Hessa nad fiordem Van Keulena oraz pod szeregiem innych lodowców, które miałem możliwość oglądać na zachodnich i północnych brzegach Spitsbergenu.

Moim zdaniem mamy tu do czynienia z pokrywą lodową, która tworzy się i narasta w ciągu wczesnej wiosny, a może nawet i zimy przy gwałtownych fazach topnienia zimowej pokrywy śnieżnej na lodowcu, pod wpływem krótkotrwałych fal ocieplenia. Nie rozwinięty jeszcze po zimie system odpływu na powierzchni lodowca nie dysponuje ustalonymi łożyskami wód. Łożyska na sandrze są również zamarznięte lub zasypane śniegami. Jeśli nastąpi szybkie ocieplenie powodujące gwałtowną falę topnienia następuje wtedy na sandrze coś w rodzaju polynii rzek syberyjskich i płaszczyznowy zalew powierzchni sandru. Odbywa się to jednak w okresie, kiedy temperatury dodatnie zdarzają się epizodycznie tak, że wody te niosące ze sobą znaczne ilości „kaszy śnieżnej”⁵ mają wiele okazji do zamarzania. Nie bez udziału w tym procesie są zapewne i znane spitsbergeńskie skoki temperatury, w czasie których na krótki okres w ciągu surowej zimy temperatura podnosi się powyżej 0°. Nie bez znaczenia są również foehnowe podmuchy wiatrów trwające niekiedy przez czas dłuższy. Pamiętać tak samo trzeba, że w tych okresach nawet na sandrze panują stosunki wodne, bardzo podobne do letnich w górnej strefie topnienia na lodowcu powyżej linii wiecznych śniegów.

Woda przenika w głąb doskonale przepuszczalnej powłoki śnieżnej lub firnowej i zbiera się dopiero na pewnej głębokości trafiając na nieprzepuszczalną powierzchnię lodu w podłożu. W wypadku obniżenia się temperatury poniżej 0° prowadzi to do szybkiej przemiany dolnej części śniegu w lód. Taki przebieg zdarzeń na przedpolu sandrowym w okresie „wiosny” i sporadycznie w zimie jest zupełnie prawdopodobny, gdyż przedpole znajduje się wtedy w strefie „oscylacji granicy topnienia”, a więc odbywające się tu procesy wykazują wiele analogii z tym, co w czasie pełni lata obserwujemy w pobliżu dolnej granicy wiecznych śniegów.

Oczywiście podane powyżej wyjaśnienia dotyczące warunków powstawania lodów sandrowych są niewystarczające i wymagają jeszcze wielu dalszych obserwacji. W chwili obecnej jest to najwyżej hipoteza robocza, albo raczej tylko próba rozważań pewnych możliwości zrozumienia dokonanych obserwacji lodowej pokrywy sandru.

Opisane wyżej pokrywy lodowe sandrów występują niewątpliwie i na innych terenach. Na przykład bardzo do nich zbliżone, lub może nawet takie same są pokrywy lodowe opisane przez Rinka (35) z północnej Grenlandii. Tworzą się one tam w okresie zimy na skutek wylewów na powierzchnię lodu wody pochodzącej z zamarzniętych, na szerokości całego swego przekroju, potoków wypływających z pod lodowca. Wielo-

⁵ Można to było wielokrotnie obserwować nawet w ciągu lata na potokach w wyżej położonej części lodowców, w pobliżu górnej granicy topnienia śniegów zimowych.

krotnie powtarzające się tego rodzaju wylewy prowadzą do tak znacznego narastania miąższości lodu, że pokrywy te nie topnieją w ciągu ciepłej pory roku. W ten sposób w ich skład wchodzi lody z poprzednich lat.

Tego rodzaju pokrywy lodowe zbliżone są do tzw. *naledi* rzek syberyjskich, na które również w niektórych wypadkach składają się lody wieloletnie. Nasze pokrywy lodowe sandrów nie są jednak identyczne z nimi. Związane są one ze sposobem działania potoków lodowcowych, a więc nie tylko z przemarzaniem gruntu lub zamarzaniem rzeki na całej szerokości, lecz również z wodami spływającymi wprost z lodowca w czasie krótkookresowych odwilży zimowych.

MARTWE LODY

Jeszcze jedną formą istnienia lodu w pasie nadbrzeżnym są martwe lody lodowcowe. Pomijam zupełnie na tym miejscu sprawę warunków ich powstawania i etapy ewolucji morfologicznej. Chcę tylko zanotować, że na północnym brzegu fiordu Van Keulen, około 4 km na południowy wschód od północnego przylądka Leirodden, a prawie 3 km przed współczesnym (1934 r.) czołem lodowca Nathorsta, przy brzegu morskim znajdowała się ogromna bryła martwego lodu o rozmiarach około 700×2000 m. Bryła ta w 1934 r. tworzyła wysoką kulminację panującą nad całą okolicą o wysokości 30—40 m. Na zachodnim jej skraju morze wyrzeźbiło wysoką falezę, w której na przestrzeni kilkuset metrów odsłania się powierzchnia lodu. Sądząc z porównania ze starszymi mapami bryła ta leży tu już jako oderwany płat martwych lodów mniej więcej od około 1910 roku. W czasie ekspedycji szwedzkiej Nathorsta (1898 r.) wchodziła ona jeszcze w skład lodowca, natomiast według mapy norweskiej z 1920 roku miejsce, w którym się ona obecnie znajduje leżało już około kilometra przed właściwym czołem lodowca Nathorsta.

STREFA PERYGLACJALNA

TYPY TUNDRY

Sandry stanowią w pasie nadbrzeżnym element w pewnym stopniu obcy, który wcina się w obszar tundry. Są one objawem wymuszonym przez przyczyny znajdujące się w innej, wyżej leżącej strefie. Podobna uwaga dotyczy również moren czołowych pojawiających się tu licznie. Typowym dla rozpatrywanej strefy elementem, który rozwinął się jako właściwy wyraz panujących tu warunków jest tundra reprezentowana w paru wariantach, zależnie od sytuacji morfologicznej, w której występuje.

W niżej położonej części terenu jest to tundra często silnie podmokła i błotnista, na której obok licznych mchów (przede wszystkim dobrze nam

znany z Polski chrobotek reniferowy) i porostów, kępami rośnie dryas, szereg gatunków skalnic (*Saxifraga*) oraz w bardziej wilgotnych miejscach welnianki i jaskry.

Na wyniosłościach, a więc na wyżej położonych powierzchniach tarasów oraz na niektórych zboczach spotykamy tundrę suchą o znacznie uboższej roślinności i z mniejszą ilością roślin kwiatowych. Często powierzchnie mające po kilka metrów kwadratowych są prawie zupełnie jej pozbawione.

O ile pierwszy typ tundry przypomina trochę niektóre nasze bagna, o tyle drugi jest już raczej zbliżony ogólnym wyglądem do pewnych powierzchni drobnokamienistej pustyni lub suchego stepu. Ten typ tundry jest równocześnie głównym obszarem występowania gruntów strukturalnych tak, jak z poprzednim typem wiążą się przede wszystkim szeroko rozwinięte zjawiska soliflukcyjne.

GRUNTY STRUKTURALNE

Nansen (31) słusznie pisze, że nie na wszystkich płaskich powierzchniach muszą występować grunty strukturalne. Tak samo nie na każdej pochyłości musi odbywać się soliflukcja. Sam kąt nachylenia powierzchni nie decyduje o rozwoju tych procesów; okoliczności warunkujących je jest więcej. Tym niemniej oba typy zjawisk są tu bardzo rozpowszechnione i w zasadniczy sposób decydują o charakterze mikroreliefu, a nawet w dużym stopniu o rozwoju większych rysów rzeźby w tej strefie.

Przy okazji chciałem zwrócić uwagę, że może byłoby lepiej poligony tundrowe nazywać poligonami klinowymi lub szczelinowymi. Byłoby to nawiązanie do genezy zamiast do bynajmniej nie odróżniającego ich od innych poligonów faktu, że występują one na obszarze tundry, tak samo przecież jak i wszystkie inne. Najlepiej zrobili autorowie francuscy, którzy w ogóle w tym wypadku zaniechali nazwy poligonów i używają bardzo obrazowego określenia *réseau de fentes*.

Wbrew rozpowszechnionej w literaturze opinii, że na Spitsbergenie występują głównie poligony kamieniste, a poligony tundrowe (*Tundrapolygonen*, *réseau de fentes*, *polygones de Tajmyr*) są rzadkie — na zbadanym terenie można było dojść do wniosków przeciwnych. Właśnie poligony tundrowe reprezentują panujący i na dużych powierzchniach dobrze rozwinięty typ gruntów strukturalnych wtedy, gdy poligony kamieniste są rzadsze i pojawiają się jedynie niedużymi plamami. W każdym razie do takiego wniosku prowadzą obserwacje w północnej części Ziemi Torella wzdłuż wybrzeży fiordu Van Keulena i Bell Sundu.

Na badanym terenie poligony kamieniste można obserwować tylko w nielicznych miejscach. Być może jest ich więcej, w każdym jednak razie

nie tworzą one tu nigdzie pól, chociażby zbliżonych do tego co się widzi na półwyspie Bröggera w Kungs fiordzie (Kings Bay).

Poligony kamieniste na obszarze tundry, na południe od Stor Bukta, miały nawet cechy świadczące o tym, że ruchy w nich zamierają. Nie tylko obniżenia centralne, ale i podniesione ich krawędzie były prawie całkowicie porośnięte, choć ich zróżnicowanie jeszcze było widoczne zarówno w ukształtowaniu powierzchni jak i w charakterze roślinności. Ze wszystkich stron otaczała je aktualnie ruchliwa soliflukcyjnie tundra skibowa.

Natomiast poligony tundrowe bywają tu rozwinięte na dużych powierzchniach i często reprezentują formy świeże, współcześnie w pełni aktywne (fot. 11). Tworzą one rozległe, powiązane ze sobą sieci spleciań, które można obserwować na przestrzeni szeregu kilometrów kwadratowych. Jedno z takich dużych pól poligonów tundrowych, mające około 2 km² leży na powierzchni 15—20 metrowego tarasu między podłożem wielkich stożków nasypowych, na północnym zboczu pasma Aldegondaberget i brzegami Malbukta.

Występują tu duże, wielokątne struktury o średnicach sięgających kilkunastu metrów, średnio 10—12 m. Zarysy ich zaznaczają wyraźnie obniżenia, bardziej wilgotne i wybitnie podkreślone przez prawie zwartą roślinność, która tworzy wzdłuż nich pardecymetrowe pasy.

Wewnętrzna część wielokątów jest lekko wypukła, około 30 cm, w środku spłaszczona. Całą tę przestrzeń pokrywa drobny, nieposegregowany ani nie ułożony w żaden specjalnie charakterystyczny sposób gruzik skalny, o średnicy średnio 1—2 cm. Posiada on sporą domieszkę materiału mulastego wraz z występującymi rzadko, pojedynczymi większymi bryłami o długości do 10 cm. Powierzchnia jest pokryta rzadko rozrzuconymi, izolowanymi, niewielkimi kępami roślinności. Otwartych szczelin na granicy poligonów nie widać (fot. 12).

Na 60 i 70 metrowym tarasie nadmorskim na stoku Heimfjellhumpane poligony tundrowe są również liczne i zajmują duże zwarte powierzchnie. Mają one tu cechy większej świeżości niż nad Malbukta. Obserwując je nie ma się żadnej wątpliwości, że proces ich rozwoju trwa jeszcze w całej pełni. Szczeliny po klinach lodowych są dobrze widoczne, często otwarte i sięgające w głąb gruntu. Szerokość ich dochodzi nawet do paru centymetrów. W okresie obserwacji były one zupełnie suche. Zarysy wielokątów, mających zwykle parumetrową średnicę, są bardzo różne. Obok dość prawidłowych sześciokątów są tu również pięciokąty i nie rzadko — czworokąty. Ku brzegom tarasu kształt ich staje się bardziej nieregularny i wydłużony. Splecia są związane w sposób niedwuznaczny z tworzeniem się klinów lodowych (fot. 17).

Środki poligonów są prawie płaskie lub lekko wypukłe. Ku brzegom powierzchnia ich szybko się obniża tworząc 20—30 centymetrowe zagłębienia o szerokości dochodzącej do kilku decymetrów. Środkiem tego zagłębienia biegnie szczelina.

Materiał występujący na powierzchni składa się z bezładnie rozrzuconego gruzu skalnego, z kanciastych i najczęściej wydłużonych bryłek od jednego do kilku centymetrów długości. Roślinność na całym tym obszarze jest uboga, tylko miejscami wzdłuż bruzd występują jej pojedyncze kępki.

Na zboczach tarasów występują typowe „zagony” (*sols striés*), wydłużone w kierunku spadku, silnie wypukłe w części środkowej, a na brzegach tworzące obniżenia pokryte obficie roślinnością. Bruzdy między zagonami są w zasadzie prawie do siebie równoległe, ale w większości wypadków mają przebieg lekko falisty lub nawet łagodnie zygzakowaty. Zbudowane są one z podobnego gruzu jak i taras wyżej leżący.

U podnóża stoku układ pasowy zaciera się i ginie, przechodząc w bezstrukturalną powierzchnię soliflukcyjną.

Co do genezy tego rodzaju poligonów trzeba się całkowicie zgodzić z poglądami Leffingwella (28), że są one wynikiem bocznego nacisku, wywieranego przez kliny lodowe wielokrotnie tworzące się w obniżeniach wzdłuż tych samych szczelin. Słuszny wydaje się również wniosek Cailleux i Taylora (14), że wiążą się one z powierzchniami, na których powłoka śnieżna jest słabo rozwinięta i na której z nastaniem zimy następuje gwałtowne ochłodzenie gruntu. Natomiast zbyt daleko idące jest zapewne ściśle wiązanie poligonów tundrowych z klimatem kontynentalnym. Wniosek ten opierał się przede wszystkim na dużym rozpowszechnieniu tego typu poligonów na obszarze tundry syberyjskiej, a przede wszystkim na półwyspie Tajmyrskim oraz na braku danych o ich istnieniu na Spitsbergenie. Przytoczone wyżej dane zdaje się są wystarczające, aby ten ostatni pogląd zrewidować. Na Ziemi Torella poligony tundrowe zajmują znacznie większe przestrzenie i są lepiej rozwinięte niż poligony kamieniste.

Wprawdzie już pobieżne obserwacje wskazują na wzrost kontynentalizmu w środkowej części Ziemi Torella w porównaniu z zachodnią jej częścią czy z Grenfjordem (Green Harbour) lub w jeszcze silniejszym stopniu z Kungsfjordem, jednak klimatu tego nie można określić jako w pełni kontynentalnego. Trudno też mówić o klimacie kontynentalnym nad Malbukta, która leży nad Bell Sundem szeroko otwierającym możliwości dla bezpośredniego wpływu klimatycznego Atlantyku.

Wydaje się, że w odniesieniu do rozmieszczenia poligonów tundrowych, podobnie jak i kamienistych obok nikłej powłoki śnieżnej i gwałtownego ochłodzenia ważną rolę odgrywają stosunki wilgotnościowe gruntu oraz

warunki drenażu. Formy te występują zdecydowanie na powierzchniach suchych, w których z jednej strony może powstawać inicjalne spękanie gruntu na powierzchni, a z drugiej mają szanse wzrostu kliny lodowe.

Powierzchnie, na których występują poligony tundrowe na Ziemi Torella, spełniają wszystkie powyższe warunki. Są to powierzchnie suche, bez zabagnienia i podmokłości; są one niewątpliwie powierzchniami zwiędnięcia śniegu. Dowodzą zresztą tego wielkie zaspy śniegów wieloletnich opisane wyżej, grupujące się na zachód od powierzchni pokrytych poligonami tundrowymi. Dobrze to widać na przykład w ich układzie u podnóża falezy nad Ingebrichtsena Bukta, która leży w zapleczu równiny koło Malbukta pokrytej pięknymi poligonami oraz w dolinkach na zboczach Heimfjella przecinających stopnie goliznowe wyżej leżących tarasów nadmorskich.

TUNDRA SOLIFLUKCYJNA

Może trochę za długo zajmowaliśmy się gruntami strukturalnymi zważywszy, że właściwie w strefie między 20 a 100 m n.p.m. nie one, lecz różnorodne procesy soliflukcyjne kształtują w pierwszym rzędzie zarówno mikrorelief jak i większe elementy rzeźby.

Na wielkich przestrzeniach górna warstwa gruntu znajduje się tu w ruchu i to nie tylko w ruchu kongeliflukcyjnym, ale i w ruchu ślizgowym. Powierzchniowym wyrazem tego jest pocięcie gruntu na skiby niezmiernie żywo przypominające świeżo zaoraną nowiznę. Skiby te są w większości wypadków obalone w jednym kierunku, a mianowicie ku pochyłości stoku i są od tej strony pokryte roślinnością. Po stronie przeciwnej widoczny w nich jest bezpośrednio grunt mulasto-pylasty, często już barwy popielatawożółtej, świadczącej o pewnym, niewielkim zresztą zaawansowaniu wietrzeniowych procesów chemicznych, zbliżonych do bielcowania. Materiał ten nie jest segregowany i tkwi w nim znaczna ilość drobnych odłamków skał. Na głębokości paru decymetrów stwierdza się już zmarzlinę, która jest przyczyną tego ruchu odbywającego się jednocześnie na dużej powierzchni. Objęte są nim zazwyczaj całe duże płyty o szerokości kilkunastu do paru set metrów. Płyty te tworzą zindywidualizowane pokrywy, które można by było nazwać plamami spływu. Są to z reguły niezbyt silnie, bo od paru do kilkunastu stopni pochylone powierzchnie, w ogólnym zarysie prawie płaskie i słabo wypukłe lub lekko sfalowane. Na wolnej przestrzeni mają one zarys wachlarzowaty; czasem zwężają się ku dołowi jeśli zmusza je do tego rzeźba terenu — najczęściej dolinka, ku której często ta powierzchnia spływa (fot. 13).

U podnóża zboczy pokrytych przez tundrę skibową (*sols striés*), która z reguły występuje na zboczach silniej pochylonych niż powierzchnie

opisywane, zwraca uwagę ostre rozgraniczenie obu tych typów gruntów biorących udział w różnych odmianach ruchu.

Na bardziej płaskich przestrzeniach wśród tundry skibowej miejscami zachowały się pokryte przez roślinność poligony kamieniste, o których była już mowa wyżej. Aktualnie odbywający się proces „skibowy” nie oszczędza ich i doprowadza je do zniszczenia.

Obserwowane zjawiska wskazują na reliktowy charakter poligonów kamienistych. Biorąc pod uwagę jednocześnie przebiegający proces tworzenia się spękań mrozowo-klinowych (poligony tundrowe, *réseau de fentes*, *réseau de polygones de toundra*) oraz zachowanie się lodowców wzdłuż południowego brzegu fiordu Van Keulena⁶ odnosi się wrażenie, że odbywa się tu szybkie cofanie się wpływów oceanicznych i stopniowa kontynentalizacja. Kontynentalizacja ta już wywarła zdecydowany wpływ na rzeźbę i położyła na niej swoje piętno, choć proces ten rozpoczął się względnie niedawno.

Nie będziemy tu wymieniali i analizowali bliżej innych, a bardzo różnorodnych na tym terenie zjawisk, związanych z soliflukcją. Zwróćmy jeszcze tylko uwagę na dwa fakty.

Po pierwsze — na występujące tu inwolucje, które są dobrze widoczne w niezmiernie charakterystycznej ale mało znanej formie mikroreliefu (fot. 14), złożone z szeregu drobnych, kilkucentymetrowych walików, tworzących małe antyklinki, które często są poprzecznie spękanе. Pokrywają one bezładnie całą powierzchnię, pod którą już na głębokości kilku centymetrów pojawia się zmarzlina.

Po drugie — należy sobie zdawać sprawę ze stosunku powierzchni soliflukcyjnych do form erozji wodnej. Całą strefę objętą procesami soliflukcji skibowej przecina szereg potoków. Dolinki ich mają tu jednak wyraźnie charakter „tranzytowy”. Są one tylko drogami, wzdłuż których odbywa się spływ wód, zbieranych w wyższych partiach zboczy. Nie chcę przez to powiedzieć, że nie dopływa do nich pewna ilość wód z powierzchni soliflukcyjnej tundry skibowej, gdzie pochodzi ona głównie z tajania zmarzliny. Odpływ ten jest jednak stosunkowo niewielki, utrudniony przez skomplikowany układ powierzchni i nie ma swojego wyrazu w rzeźbie charakterystycznej dla odpływu powierzchniowego. Dominują tu żywe procesy soliflukcyjne. Ich przewagę nad procesami erozyjnymi najlepiej ilustruje fakt, że „skibowa” powierzchnia tundry sięga aż do samej krawędzi dolin, którymi płyną dosyć bystre potoki.

⁶ Lodowce, których czoła ustawione są w jednym szeregu o kierunku równoleżnikowym wzdłuż 77°32' minuta szerokości N, wykazują zwiększanie się stopnia recesji w miarę posuwania się z zachodu na wschód. Maksymalny rozwój objawów szybkiego „cofania się” czoła wykazuje lodowiec Nathorsta — prawie 7 km w ciągu 36 lat, od 1898 do 1934 r.

RZEŻBA WÓD PŁYNĄCYCH

Opisane wyżej formy zajmują powierzchnie leżące wśród środkowej grupy tarasów nadmorskich do wysokości około 100 m n.p.m. W miarę podnoszenia się stosunki zmieniają się szybko. Pojawia się coraz więcej powierzchni zajętych przez drobny gruz skalny. W wielu miejscach ukazują się bezpośrednio na powierzchni wychodnie warstw starszych. Lokalnie pojawiają się nawet dosyć dobrze rozwinięte formy erozyjne, rzeźbione przez wody pochodzące z topniejących większych płatów śnieżnych (zaspowych), lub nawet zbierane powierzchniowo z niezbyt tu zresztą obfitych wód opadowych.

Weszliśmy w strefę, w której intensywnie działające procesy denudacyjne prowadzą do szybkiego usuwania produktów dezintegracji. Nie sprzyjają one gromadzeniu się materiału i przez to powodują obnażanie podłoża. Dają również epizodycznie okazję do rozwinięcia się erozji wodnej, która w tym wypadku współdziała z ogólnym kierunkiem dominujących procesów.

Tego rodzaju rzeźba erozyjna jest dosyć dobrze wyrażona na przykład na północnym zboczu Tilasberget i w południowej części Heimfjellahumpane. Dochodzi tam nawet do utworzenia się form, zbliżonych do zbiorników strumiennych. Grupują się one w pasie leżącym około 50—200 m poniżej poziomu odpowiadającego w przybliżeniu dolnej granicy wiecznych śniegów na sąsiednich lodowcach. Dla miejsc przytoczonych przykładowo powyżej granica ta leży na wysokościach 420—450 m n.p.m. na małych lodowcach i 370—390 m na wielkich.

Strefa z lokalnymi objawami erozji wodnej nie wszędzie jest dostatecznie silnie wyrażna i łatwo może uść uwagi obserwatora, gdyż w ogólnym obrazie ginie ona najczęściej przytłoczona gwałtownym wzrostem powierzchni pokrytych produktami geliwacji. Powierzchnie te są już charakterystyczne dla strefy wyżej leżącej w pasie oscylacji rocznych tak zwanej linii wiecznych śniegów.

STREFA SUBNIWALNA

ZBOCZA I GRZBIETY PONIŻEJ DOLNEJ GRANICY
WIECZNYCH ŚNIEGÓW

Zupełnie inny zespół form rzeźby spotykamy nieco wyżej na zboczach i grzbietach gór położonych od 150—200 do 300—400 m n.p.m., poniżej dolnej granicy wiecznych śniegów. Obserwowano go na Ziemi Torella w dwóch wariantach: na stokach północnej i wschodniej części Heimfjella oraz na północnych zboczach pasma Aldegondaberget.

W pierwszym wypadku doskonale są widoczne przejścia od poprzednio opisanego do nowego typu rzeźby, w drugim zaś znajduje się ona już pod

wybitnym wpływem procesów odbywających się w strefie granicznej wiecznych śniegów.

Tundra skibowa, która zajmowała u podnóży Heimfjella duże przestrzenie i była wyrazem szeroko rozwiniętej soliflukcji, odbywającej się przy udziale znacznej ilości wilgoci i sporych ilości cząstek ilastych lub pelitowych, zajmuje teraz coraz mniej miejsca.

Sunące po pochyłości szerokie powierzchnie soliflukcyjne zwężają się i zanikają. Ukazują się wyniesienia z wychodniami skał starszych pokryte drobnym gruzem skalnym i licznie nagromadzonymi u ich podnóża produktami pochodzącymi bezpośrednio z niszczenia stoku. Żywo przebiegają tu procesy rozdrabniania skał, zwięzłych łupków i piaskowców, na drobny gruz, wśród którego z rzadka zdarzają się większe odłamki. Rozdrabnianie odgrywa tu zasadniczą rolę łącznie z procesami krioplankcji, które prowadzą do stopniowego usuwania nagromadzanych przy tym produktów.

Pojawiają się tu jednak dość licznie i formy erozyjne. Obok dobrze rozwiniętych i głęboko wciętych (do 30 m i więcej) dolin większych potoków, które wymieniono wyżej jako „tranzytowe” przepływające przez tundrę, licznie tu występują drobne nacięcia erozyjne. Przebiegają one równolegle do siebie i tworzą gęstą sieć konsekwentnie rozwiniętych rowków erozyjnych. Ich głębokość jest zwykle nieduża i rzadko przekracza parę decymetrów; czasami dochodzi jednak nawet do paru metrów. Na niektórych powierzchniach sieć rowków erozyjnych jest prawie tak dobrze rozwinięta i zakonserwowana jak w klimatach pół-pustynnych.

Sieć ta tworzy się głównie w wyniku powierzchniowego spływu wody z topnienia zimowej pokrywy śnieżnej, a nie wód opadowych, których jest tu w ciągu lata niezmiernie mało⁷. Rozwija się ona w końcu maja i na początku czerwca, a przez resztę lata pozostaje „martwa”.

NISZE KORAZYJNE

W górnej części zboczy, gdzie zaczynają się biegi większych potoków, pojawiają się dość licznie duże nisze korazyjne o charakterystycznym zarysie podkowy i płaskim, lekko zaokrąglonym dnie. W drugiej połowie lata (koniec lipca — sierpień), kiedy powierzchnia terenu jest już zupełnie wolna od zimowej powłoki śnieżnej widać je doskonale nawet z dużej odległości, gdyż śnieg utrzymuje się w nich bardzo długo. Zachowane w ni-

⁷ W Grenfiordzie (Green Harbour) średni (1912—1927) opad z trzech miesięcy letnich (czerwiec, lipiec, sierpień) wynosi 49,9 mm, przy wahaniami rocznych od 4,7 do 117,6 mm. Wpływy oceaniczne są tam jednak o wiele silniejsze niż na naszym terenie, dla którego charakterystyczne będą wartości poniżej średnich zanotowanych dla Green Harbour.

szach płaty śniegu dają początek tym strumykom, z których formują się niżej duże potoki przepływające przez tundrę.

Sam proces tworzenia się niszy jest wyraźnie związany z uprzywilejowaniem obniżen, w których śnieg zalega przez czas dłuższy. Dużą rolę odgrywa tu również dłużej trwające zwilżenie i zmniejszone wobec tego kąty tarcia wewnętrznego w masie materiału rozluźnionego przez procesy mrozowe. Nie bez pewnego znaczenia jest również i wymywanie przez drobne strumyki wodne splukujące powierzchnię niszy pod pokrywą śnieżną.

DZIAŁALNOŚĆ WIATRU

W miarę zbliżania się do wysokości, na której na sąsiednich lodowcach przebiega górna granica maksymalnego zasięgu całkowitego letniego stopnienia zimowej powłoki śnieżnej, co w przybliżeniu odpowiada dolnej granicy wiecznych śniegów, na wyniesionych i otwartych powierzchniach zaczynamy obserwować oznaki działalności wiatru. Jeden z najpiękniejszych przykładów tego znajduje się na grzbiecie położonym na południe od Heimfjella, po zachodniej stronie lodowca Pencka (północna część Bernerberget).

Na płaskiej powierzchni tego grzbietu, na wysokości 350—400 m nad poziom morza (dolna granica wiecznych śniegów na lodowcu Pencka przebiega na 375—385 m n.p.m.) występują łupki dolnego malmu oraz piaskowce i łupki retyku z kilkoma parodecymetrowymi pokładami syderytów. Północną część tego grzbietu pokrywa drobny, ostrokrawędzisty, suchy gruzik łupków. Całość grzbietu ma formę kopulasto zaokrągloną, jeszcze nie mającą cech wypreparowań strukturalnych, które zaczynają się dopiero w południowej, wyższej jego części. Dobrze są natomiast rozwinięte objawy soliflukcyjnego spływania zboczowego i aktualne tworzenie się kos stokowych.

W czasie silnych wiatrów, w danym wypadku z południowego zachodu, duże ilości drobnych odłamków łupku toczą się po powierzchni terenu a masa pyłu zostaje porywana i unoszona wyżej. Odłamki toczone po powierzchni gruntu uderzają o bryły syderytu (twardość 3,5—4,5) i rzeźbią je nadając im kształt typowych graniaków (eologliptolitów). Graniaki te nie różnią się niczym od analogicznych form szeroko rozprzestrzenionych na Niżu Środkowo-Europejskim.

Można tu doskonale prześledzić cały cykl rozwoju od świeżo spękanych brył ograniczonych tylko płaszczyznami warstwowania i kłiważu poprzez zaokrąglenie i ścięcie naroży, do stopniowego przejścia w klasyczne graniaki o ostrej grani ustawionej prostopadle do kierunku wiatru niosącego materiał rzeźbiący.

Ponieważ na wychodniach pokładu syderytu oprócz deflacji odbywa się jeszcze ruch kongeliflukcyjny, poszczególne bryły zostają powoli przesuwane w kierunku pochylenia terenu. W miarę oddalania się od wychodni leżą one w coraz większych odległościach, stale wzrastających (fig. 2). Kolejno leżące szeregi brył w sposób po prostu przykładowy, notują jednocześnie ruch gruntu i równoczesny postęp rzeźbienia eolicznego w miarę odsuwania się od wychodni.

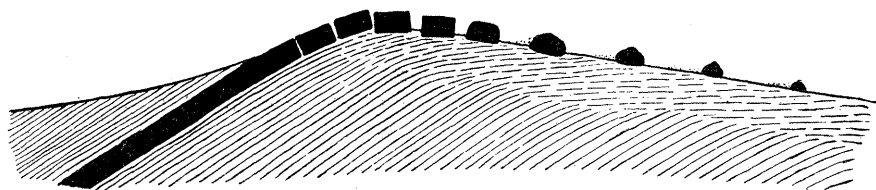


Fig. 2. Eoliczne rzeźbienie brył syderytu na wychodni retyku w północnej części grzbietu Bernerberget, około 400 m n.p.m.

Wiatr wieje od lewej ku prawej. Bryły na samej wychodni ograniczone powierzchniami warstwowania i ciosu. W wypadku dłuższego ich zalegania na powierzchni są przesuwane po zboczu i zmieniane przez wiatr w graniaki (rys. schematyczny)

Interesujące jest, że na przedłużeniu kierunku, w którym wieje wiatr rzeźbiący opisane wyżej graniaki, w odległości 3—6 km od nich, na powierzchni lodowca Pencka występują liczne plamy kriokonitu. Nie jest on niczym innym jak pyłem eolicznym pobranym z miejsc, o których poprzednio była mowa. Na lodowcu Pencka plamy te zajmują dużą przestrzeń tworząc mnóstwo charakterystycznych dołków w lodzie. Powstają one na skutek przyspieszonego topnienia miejsc, w których pył ten utworzył ciemne powierzchnie (fot. 22). Pył eoliczny, chociaż w mniej jaskrawo uwidaczniającej się formie osadza się również na powierzchni wilgotnej tundry u podnóża Heimfjella.

Graniaki znajdowano również na Heimfjella i na wschód od Neumayrberget na podobnych wysokościach.

RZEŻBA STOKÓW

Najwyższa część gór Heima (Heimfjella) wznosi się tylko nieznacznie ponad linię wiecznych śniegów (najwyższy szczyt 589 m n.p.m.) tak, że wpływ procesów odbywających się wyżej, już ponad dolną granicą wiecznych śniegów, nie daje się tu obserwować na niżej położonych stokach. Inaczej zupełnie wygląda sprawa na zboczach Aldegondaberget, gdzie ponad stokami leżącymi w tej samej strefie wysokościowej, górują szczyty o wysokościach 600—900 m n.p.m.

W zachodniej części masywu Aldegondaberget obserwujemy typowe nisze korazyjne oraz słabiej już rozwinięte ślady nacięć erozyjnych. Zwraca tu uwagę różnica w sposobie wypreparowania pomiędzy ławicami piaszczystych o mniejszych kątach nachylenia i ławicami ustawionymi pionowo. W pierwszym wypadku toną one wśród drobnoziarnistych osypisk, w drugim tworzą doskonale wypreparowane ściany w postaci turnic, wyrastających niespodzianie z morza rumowisk (fot. 16).

Północne zbocza Aldegondaberget w wysokich partiach mają już zupełnie inny charakter. Pokrywają je ogromne czynne stożki nasypowe złożone z wielkich, kanciastych bloków skalnych o średnicy dochodzącej do kilku metrów (fot. 15). Podstawy tych stożków schodzą do poziomu około 50 m n.p.m. a ich wierzchołki sięgają prawie do 400 m nad poziom morza. Gromadzenie się osypisk na tych stożkach jest tak intensywne, że przygłuszają one wszystkie inne procesy rzeźbotwórcze.

Samo przygotowanie materiału i procesy, które decydują o powstaniu tych stożków związane są już z wyżej położoną strefą leżącą w pasie wahań granicy wiecznych śniegów, gdzie odbywa się nadzwyczaj intensywne wietrzenie mechaniczne wynikające ze zmian temperatury w pobliżu punktu zamarzania. W niższej strefie te typowe *débris de gélivation* znalazły się jako egzotyki przez osunięcie się spowodowane grawitacją.

OGÓLNY CHARAKTER STREFY

Próbując dać ogólny obraz opisywanej strefy, trzeba przede wszystkim podkreślić, że charakteryzuje ją tworzenie się dużych ilości drobnego materiału pochodzącego z kongelifrakcji, który ulega różnym ruchom kongeliflukcyjnym. Nie jest natomiast typowa dla niej obecność dużych brył kongelifrakcyjnych ani ruchy produktów wietrzenia spowodowane bezpośrednio przez grawitację. Osypiska z dużych bloków i grawitacyjne stożki nasypowe, które pojawiają się w tej strefie, uwarunkowane są procesami energicznie przebiegającymi w strefie granicznej wiecznych śniegów, leżącej wyżej.

Bardzo duże znaczenie dla rozwoju procesów rzeźbotwórczych w opisywanej strefie mają przetrwałe dłużej, czasem wieloletnie, płyty śniegów. Przyczyniają się one do powstania nisz korazyjnych i do dość wydatnego rozwoju form erozji wodnej, zarówno wśród mikro- jak i makroform.

Rola form erozji wodnej w ogólnym rozwoju rzeźby jest raczej drugorzędna, jednak liczne ich pojawianie się stwarza wyraźny kontrast z niżej położoną tundrą, gdzie poza dolinami „tranzytowych” potoków i sandrami nie miały one prawie żadnego znaczenia.

W górnej części tej strefy, na miejscach otwartych występują dobrze zaakcentowane ślady działalności wiatru powodującego tworzenie się gra-

niaków i wynoszenie pyłu, osadzanego potem na lodowcach w postaci tak zwanego kriokonitu. Podobna sedimentacja odbywa się również, choć w mniej uchwytnej postaci, także i na wilgotnej tundrze.

Akumulacyjne formy rzeźby eolicznej, np. wydmy, nie występują tu nigdzie. Brak tu również gruntów poligonalnych.

STREFA NIWALNA

Liczne duże stożki nasypowe tak dobrze rozwinięte u podnóży wysokich zboczy sięgających znacznie powyżej dolnej granicy wiecznych śniegów, wprowadzają nas w następną strefę, w której procesy geliwacji stają się na tyle intensywne, że wysuwają się na pierwszy plan jako główny czynnik rzeźbotwórczy.

GOŁOBORZA I USYPISKA SKALNE

Posuwając się w górę po stokach słabiej pochyłonych i zbliżając się do dolnej granicy wiecznych śniegów, nawet na materiale tego samego typu obserwujemy stopniowe pojawianie się coraz grubszych materiałów pochodzących z kriofrakcji skał występujących w podłożu. Nie są to już nagromadzenia drobnych, parocentymetrowych i mniejszych okruchów skalnych, ale przeważnie większe odłamki skał lub wręcz duże bryły.

W strefie tej znikają ślady rzeźby erozyjnej. Nisze korazyjne stają się rzadsze. Garby pokrywają usypiska skalne gołoborzy, spiętrzone w masy luźno na sobie leżących brył o długości kilku decymetrów lub czasem nawet ponad 1 m (fot. 19).

Poszczególne bryły gołoborza wystają często spośród morza głazów ustawione prawie pionowo lub tylko lekko nachylone w kierunku pochyłości zbocza. Każde większe zakłócenie równowagi powoduje natychmiast ruch tej masy dużych brył. Typowe gołoborza pokrywają grzbiety, na których występują skały bardziej zwięzłe i dobrze uławiczone. Na opisywanym terenie najczęściej są to piaskowce triasowe.

Łupki dają również w tej strefie nagromadzenie odłamków kongelifrakcyjnych tworzące duże, płaskie usypiska na zboczach. Ich cechą wspólną z gołoborzami jest ostrokrawędzistość odłamków i świeżość płaszczyzn. Kształt ich jest jednak zupełnie odmienny. Materiał w usypiskach łupkowych jest znacznie grubszy, niż spotykamy to w strefie niższej. Prócz tego, o ile tam były to przeważnie niewielkie, płaskie bryłki, w których główną rolę odgrywały powierzchnie warstwowania — tu są to „kostki” lub „pałeczki” z wyraźną przewagą powierzchni kliważowych. Często miewają one kształt kanciastych pałeczek, cienkich, długich 20—30 cm, nie więcej niż parocentymetrowej średnicy.

W niektórych wypadkach mniej zwięzłe piaskowce dają również podobne

usypiska. Przeważają w nich wtedy wydłużone odłamki o nierównych, chropowatych powierzchniach. Są one bardzo zbliżone do *éclats en fusaióles* opisanych przez M. Boyé (4) z Mont Perdu w centralnych Pirenejach. Tworzą one, podobnie jak i łupki, duże nieuporządkowane rozsypiska luźnego materiału. Rozsypiska te pokrywają całe zbocza i nie mają form przypominających stożki nasypowe. Są to odpowiedniki gołoborzy, powstałe w wyniku działania analogicznego procesu, działającego na innym materiale.

Jednak nie każde nagromadzenie odłamków skalnych tworzących się w wyniku kongelifrakcji lub geliwacji jest już gołoborzem lub rozsypiskiem wyżej opisanego typu (fot. 20). Charakteryzują je względnie małe różnice wymiarów, przeważnie dosyć dużych ostrokrawędzistych i graniastych odłamków skał z wybitnym uprzywilejowaniem spękań wzdłuż powierzchni kłważu, luźny i bardzo nieregularny sposób ich ułożenia oraz brak lub też tylko niewielkie ilości drobnych frakcji kongeliklastycznych.

Na nieco wyżej położonych grzbietach pojawia się jeszcze inny typ rozsypisk, który charakteryzuje się szczególnie dużym rozluźnieniem skał wzdłuż powierzchni warstwowania. Ruch rumowiska jest tu zwykle słabszy i nie wyraża się bezładnym nagromadzeniem brył. Przez długi czas leżą one w położeniu podobnym do tego, w którym znajdowały się na wychodni. Utrudnia to czasami rozpoznanie granicy między skałą *in situ* a rumowiskiem. Wychodnie tego typu przypominają żywo skały opisane przez A. Cailleux i G. Taylora z Grenlandii jako „*roche débitée en fragments plats par le gel*” (14, str. 30).

Na wychodniach rozluźnionych i stromo zapadających łupków można często wyjmować duże, cienkie płyty. Miewają one do paru centymetrów grubości przy średnicy od 0,5 m do 1 m. Proces ten chciałoby się nazwać „rozlistnieniem geliwacyjnym” (*feuilletage par la gélivation*). Płaskich *dallages de pierres* (*Pflasterboden*) na opisywanym terenie nie obserwowano.

Gołoborza i rozsypiska zaczynają się już na wysokościach zbliżonych do poziomu dolnej granicy wiecznych śniegów i występują jeszcze na paręset, rzadziej do kilkuset metrów wyżej. Pojawienie się ich związane jest z grzbietami i płaskimi lub stosunkowo nieznacznie pochyłonymi stokami. Przy większych kątach nachylenia są one rzadkie.

ZŁEBY KORAZYJNE

Na stromych zboczach, gdzie również występuje geliwacyjne rozluźnienie skał, rzeźba jest zupełnie inna. Rzuca się tu przede wszystkim w oczy regularna sieć wąskich, wciętych żlebów korazyjnych biegnących niemal w równych od siebie odstępach. W górnej części przechodzą one w rozszerzenia przypominające zbiorniki strumienne lub wiążą się z niszą kora-

zyjną zapełnioną śniegiem. W dolnej części kończą się stromym stożkiem nasypowym utworzonym z gruzu skalnego i śniegu (fot. 24).

Żleby te są specjalnie intensywnie czynne z początkiem lata (czerwiec — początek lipca), kiedy spada nimi w krótkich, parominutowych lub nawet krótszych od minuty odstępach czasu szereg drobnych lawin. W pierwszych fazach suną nimi głównie masy śnieżne porywające ze sobą odłamki skał ze zboczy żlebu. W dalszych fazach ilość materiału skalnego w lawinach stopniowo wzrasta, a nawet w pewnym momencie zaczyna dominować. W fazie końcowej pojawia się w żlebach pewna ilość wody, która powoduje powstanie epizodycznie tylko czynnych potoków gruzowo-błotnych. Ich łożyska obrzeżone wałami z gruzu przecinają powierzchnie stożków nasypowych i schodzą do samego lodowca.

Żleby korazyjne przecinają zbocza o różnej budowie geologicznej i różnym sposobie ułożenia warstw w stosunku do stoku. Najbardziej typowo są one rozwinięte tam, gdzie warstwy mają nachylenie przeciwne niż stok.

W wypadkach, gdy upad warstw jest większy niż pochylenie stoku i jest zgodny z kierunkiem stoku, poszczególne grupy bardziej zwiezłych ławic występują na powierzchni, wypreparowane w formie turni tworzących ostre „zadziory” (fot. 23). Formy te są między innymi bardzo ładnie rozwinięte na zachodnich zboczach grzbietu Subbhögda w górnej części lodowca Finsterwaldera.

Jeśli uławicenie skał idzie w poprzek zbocza i przecina je pod kątem (co ma np. miejsce na południowym zboczu Barzeliusa) to żleby wykorzystują strefy kontaktu większej i mniejszej zwiezłości skał i układają się prawie wzdłuż granic warstw. W górnych partiach przechodzą one wtedy w formy zbliżone do *ravins de gélivation* opisanych przez M. Boyé.

Procesy odbywające się na tych częściach zboczy, które leżą powyżej wysokości odpowiadających położeniu dolnej granicy wiecznych śniegów są nadzwyczaj intensywnie. Z reguły więc narzucają one dolnej części stoków swoje cechy związane z nimi, brużdząc je systemem równoległych żlebow korazyjnych i zasypując podnóża stożkami nasypowymi, schodzącymi do samego poziomu morza. Pięknym przykładem tego rodzaju układu stosunków są zbocza Brogniarfjella i Pallfjellet na północnym brzegu Van Keulen fiordu oraz duże stożki u stóp Aldegondaberget, o których była już mowa poprzednio.

BRUZDY LAWINOWE

Żleby korazyjne narzucają zboczom górskim, znajdującym się w strefie leżącej między wysokością odpowiadającą linii wiecznych śniegów i do 300—350 m powyżej niej, niesłychanie silne piętno, dominujące nad wszystkimi niemal innymi cechami rzeźby. Powyżej jednak mniej więcej 700 m

n.p.m. rola ich się zmniejsza, a powyżej 750—775 m n.p.m. staje się już wręcz mała.

Wprawdzie w dalszym ciągu zbocza są rzeźbione przez lawiny, ale są to już w ogromnej przewadze lawiny śnieżne, idące gęstą siecią drobnych bruzd lawinowych leżących prawie jedna obok drugiej (fot. 32). Nie mają już one ani wyrzeźbionych, wciętych żłobów korazyjnych jak poprzednio wymieniane żleby, ani tak wydatnie rozwiniętych stożków nasypowych. Całe zbocze jest tu jakby heblowane raz koło razu i cofa się w głąb stromą, prawie jednolitą, słabo rozczłonkowaną ścianą mającą najczęściej w poziomym zarysie kształt lekko wklęsłego łuku (fot. 27, 32).

WYPREPAROWANIE STRUKTURALNE

Większego morfologicznego wyrazu nabierają tu natomiast bezpośrednie procesy geliwacyjne. Grzbiety i granie oraz wyższa część zboczy lub nawet całe zbocza gór, których podnóża są położone powyżej 700—750 m n.p.m. uzyskują odmienny typ rzeźby.

Cechą tej rzeźby jest przede wszystkim wyjątkowo daleko posunięte wypreparowanie strukturalne. Jest ono rozwinięte tak silnie, że dominuje nad wszystkimi innymi procesami. Nawet żleby i żłoby korazyjne, które niżej były tak dobrze rozwinięte — powyżej 700—750 m schodzą na dalszy plan i rzadko występują w postaci typowej.

Trzeba jednak wyraźnie określić treść terminu *wypreparowanie strukturalne*. Terminem tym w niniejszej pracy obejmuje się procesy prowadzące do wydobywania w rzeźbie, zarówno wśród makro- jak i mikroform, przede wszystkim powierzchni uwarstwienia oraz głównych płaszczyzn kławażu i spękania skał (fot. 25, 26). Nie chodzi tu natomiast o wypreparowanie całych dużych struktur geologicznych, tak jak to ma miejsce w niektórych innych wypadkach (np. w klimatach półsuchych). Może nawet dla odróżnienia trzeba by było ten typ wypreparowania, z którym będziemy mieli do czynienia nazwać wypreparowaniem strukturalnym warstwowo-ciosowym.

Konsekwencją wypreparowania rzeźby wzdłuż równorzędnie w całym tym procesie traktowanych płaszczyzn uwarstwienia i ciosu jest wytworzenie się form o wybitnie zaakcentowanym charakterze „zębów” lub „stopni”. Całe zbocza i grzbiety w wielu wypadkach wyglądają tu jak ogromne schody z poziomo lub skośnie ustawionymi powierzchniami stopni. Oczywiście ten typ rzeźby rozwija się na skałach warstwowych (fot. 29). Na skałach masywnych, w których uwarstwienia brak, dobrze widoczny jest tylko cios — rzeźba tego typu jest słabiej rozwinięta; powstają tam bardziej złożone typy urzeźbienia (fot. 28). Przy bliższej obserwacji spostrzega się, że przede wszystkim uprzywilejowane są wszelkie płasz-

czyzny mniejszej zwięzłości skały, ustawione pionowo lub stromo pochylone, bez względu na to, czy chodzi o uwarstwienie czy też o cios.

W rezultacie, posuwając się zboczem, czy w jeszcze większym stopniu granią, natrafiamy kolejno na powierzchnie płaskie słabo pochylone lub prawie poziome, po których następują prawie lub zupełnie pionowe ściany. Ciekawy jest fakt, że ta „schodowatość” występuje zarówno w formach o wymiarach średnich jak i małych. Po ścianach o wysokości 20—30 m czy nawet 50 m mogą się pojawić drobne, parocentymetrowe szczelbelki, odpowiadające poszczególnym ławicom. Zależy to przede wszystkim od cech fizycznych skał i przy danej serii o mało zmieniającym się składzie, stromizny i spłaszczenia na różnych górach układają się w zupełnie podobnej kolejności. Ułatwia to niezmiernie rozpoznanie poszczególnych kompleksów nawet z dość dużej odległości; niekiedy tą drogą można prześledzić przebieg poszczególnych większych ławic.

Oczywiście i w innych warunkach klimatycznych istnieją możliwości tego rodzaju schodowatego wypreparowania. W tamtych wypadkach prawie zawsze wyodrębniają się serie o różnej odporności skał. W naszym zaś wypadku rzeźba schodowa tworzy się nawet w kompleksach nie zróżnicowanych petrograficznie, byle tylko miały one dobrze wyrażony cios lub warstwowanie. Sam proces tworzenia się schodów jest bardzo bliski do opisanego przez M. Boyé procesu powstawania *ravins de gélivation*, chociaż w opisywanym przez niego wypadku odbywał się on wśród skał nieuwarstwionych.

Na pasmie głównym przecinającym wzdłuż całą Ziemię Torella dominują formy asymetrycznych *ravins de gélivation*, co jest spowodowane dość znacznym pochyleniem warstw. Są tu jednak i ich formy symetryczne. Często między sąsiadującymi ze sobą „ravins” powstaje duży płaski „stół skalny”, lub gdy rozwój ich jest bardziej zaawansowany na granicy sterczą jako świadki jedynie wysokie 20—30 m „pachołki” w formie wysokich wież.

Na zboczach zaznacza się wybitnie uprzywilejowanie większych pionowych spękań. Proces „odsuwania” olbrzymich partii skalnych od pozostałego masywu odbywa się szybciej, niż procesy rozdrabniania idące wzdłuż drobniejszych spękań i powierzchni warstwowania.

Jeśli się chce przeciwstawić procesy kongelifrakcji odbywające się w niższej położonych strefach temu, co się obserwuje w partiach wyższych, to należy podkreślić, że odbywa się tu ciągle przesuwanie maksimum napięcia tego procesu ze spękań a nawet krypto-spękań (krypto-kliważu) na makrokliważ i na większe szczeliny. Dlatego też w dolnej strefie, poniżej linii wiecznych śniegów, dominuje drobny gruz kongelifrakcyjny. Na wysokości tej linii i nieco ponad nią zaznacza się przewaga brył średnich wymiarów (gołoborza i rozsypiska geliwacyjne), a wyżej wielkich bloków.

W paru wypadkach można było zaobserwować jak oddzielały się całe ogromne turnie o wysokości do 100 m i grubości do 30 m, które stopniowo ulegały odsuwaniu i przechylaniu na zewnątrz, gotowe lada chwila runąć w całości na powierzchnię lodowca. Szczególnie ciekawie przedstawia się ten proces

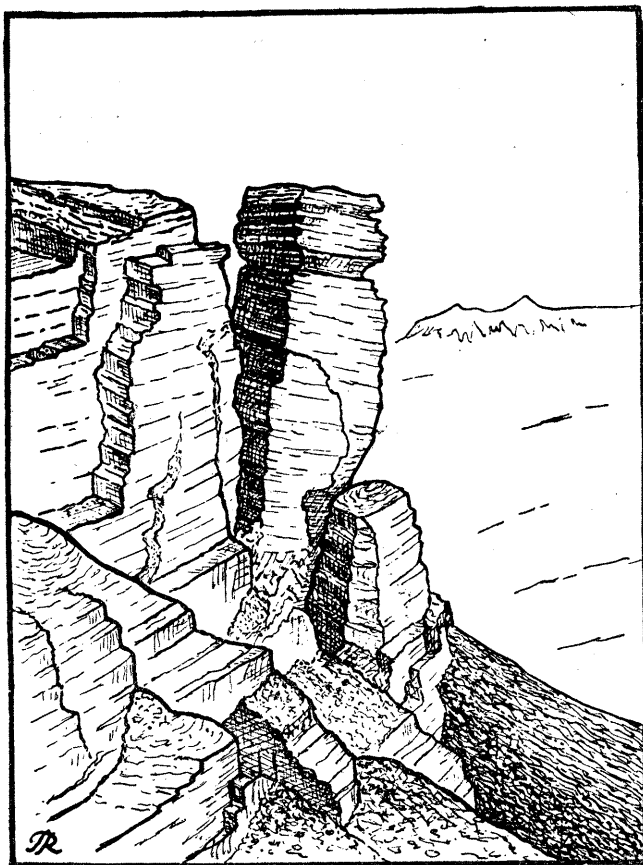


Fig. 3. Południowe zbocze Tviröysegga. Oddzielność bloków skalnych od ściany wzdłuż głównych szczelin makrokliważu, bez uruchomienia drobniejszych spękań. Ściana zbudowana z łupków górnego triasu, około 80—100 m wysokości (od górnej części osypisk). Przechylona na bok turnia w środkowej części rysunku ma około 60 m wysokości. Powierzchnia wyżyny po lewej 720 m n.p.m. (rys. autora wg fotografii)

na południowo-wschodnim zboczu Tviröysegga. Turnie podobnych wymiarów złożone są tam z liściastych łupków triasowych, a mimo to proces oddzielania się od ściany wielkich brył postępuje szybciej, niż ich rozpad na drobniejsze okruchy (fig. 3).

Do ciekawszych zjawisk dochodzi wtedy, gdy wreszcie cała wielka turnia „odpychana” od ściany wali się na lodowiec i tworzy na nim na-

gromadzenie jednolitego pod względem petrograficznym materiału. W dolnej części lodowca, już poniżej linii wiecznych śniegów, tego rodzaju usypiska lub wręcz ogromne bryły wymarają na powierzchnię i podlegają dalszym procesom kongelifrakcji. Powstają w ten sposób oryginalne stożki usypiane z jednorodnego materiału. W rozkładzie ich było widać często, że w miarę posuwania się w dół lodowca rozpadają się one na coraz drobniejsze odłamki. W pierwszych fazach są to bloki o średnicy 1 m, w dalszych, decymetrowej i wreszcie drobniejszy gruz (fot. 21).

Cechy wypreparowania strukturalnego strato-klivazowego występują jedynie na graniach i zboczach o znacznej stromiznie. Na powierzchniach bardziej płaskich, choć często o dosyć znacznym kącie pochylenia gromadzi się śnieg. Proces ten prowadzi stopniowo do utworzenia się śnieżnych nisz, a w dalszym ciągu do rozwoju lodowców zboczowych lub cyrków bocznych. Górne ich partie na górach wyżej położonych (powyżej około 900 m n.p.m.) i bardziej płaskich zrastają się ze sobą i tworzą już często lodowce zbliżone do pokryw lodowych o charakterze czasowym (fot. 31). Rozchodzą się z nich jęzory lodowców, kaskadowo spadających w dół poprzez stromizny zboczy do głównej doliny lodowcowej (fot. 30). Ten typ lodowców pojawia się dopiero w centralnej części Ziemi Torella. Manifestuje on już tendencje do przejścia w wielkie plateau lodowe, które zostało już zrealizowane po zachodniej, bardziej oceanicznej stronie pasma głównego, gdzie istnieje wielki „węzeł” lodowcowy — Plateau lodowe Amundsen (Amundsenisen). Rozchodzą się z niego główne lodowce zachodniej części Ziemi Torella (fig. 1).

STREFOWOŚĆ RZEŻBY

STREFY

Przedstawiony wyżej opis zjawisk i procesów morfogenetycznych odpowiada jakby wędrówce wzdłuż nie zlodowaconych powierzchni lądu od samego wybrzeża aż do centralnych jego części. Tą drogą uzyskujemy pewnego rodzaju profil z rozmieszczeniem szeregu zjawisk. Profil ten wskazuje na istnienie strefowości w ich rozmieszczeniu, związanej przede wszystkim z pewnymi pasami wysokościowymi i wzrostem cech środowiska glacialnego.

Opis świadomie został rozpoczęty od samego brzegu morza. Chodziło bowiem o zwrócenie uwagi na łączność ze strefą peryglacialną tych zjawisk, które dotychczas budzą wątpliwość, czy należy je zaliczać do objawów peryglacialnych. Stoje zdecydowanie na stanowisku, że nie można pojęcia glacialu, a zatem konsekwentnie i pojęcia strefy peryglacialnej ograniczać

tylko do powierzchni lądowych. Tak jak wielki pak polarny z pokrywą narastającą przez gromadzenie się wieloletnich opadów śnieżnych trzeba bez wątpienia uważać za odpowiednią formę zlodowacenia morskiego, tak samo powierzchnie pokryte rozrzedzonym pakiem, z zimowym zamrażaniem morza, pływającą krą z morskiego lodu taflowego i górami lodowymi — odpowiadają strefie peryglacjalnej i subperyglacjalnej na morzach. Do tej samej grupy zjawisk należy również zaliczać zjawiska zlodzenia na rzekach i śródlądowych zbiornikach wodnych.

Zaczynając od brzegu morza napotykamy na Ziemi Torella następujące strefy:

1. Wybrzeże peryglacjalne z okresowym pokryciem przez lody. Geologicznymi formami zapisu tego faktu są zaburzenia w warstwowaniu osadów przybrzeżnych spowodowane przez osiadłe na mieliźnie *icebergi* i mikrorelief powstały po zagrzebanym lub wypchniętym na brzeg taflowym lodzie morskim.

2. Strefa następna występuje wyraźnie w dwóch facjach, które jednak układają się w określonej kolejności, co do pewnego stopnia upoważnia do nazywania ich „podstrefami”.

2 a. Podstrefa tundry nisko położonej i w ciągu lata przeważnie podmokłej, z szeroko rozwiniętą soliflukcją typu „skibowego”, gruntami komórkowymi i poligonami kamienistymi bez rozwiniętej prawidłowo sieci odpływu powierzchniowego. Występują tu jedynie liczne potoki typu „tranzytowego” oraz nieregularny i zmienny układ drobnych strużek, którymi spływają wody z topniejącej zmarzliny.

2 b. Podstrefa tundry suchej, pokrytej uboższą i rzadszą roślinnością niż poprzednia jej odmiana, z dobrze rozwiniętymi poligonami tundrowymi (klinowymi), zagonami i różnymi formami podlegających kongeliflukcji gruntów powstałych w wyniku drobnofrakcyjnego wietrzenia mrozowego.

3. Strefa tundry gruzowej z nadzwyczaj ubogą roślinnością, z licznymi płatami śniegów przetrwałych. Śniegi te dają początek niszom korazyjnym, z których wypływają dość liczne potoki rozbudowujące rzeźbę erozji wodnej szerzej niż w poprzednich strefach. W strefie tej zaznacza się lokalnie dobrze zachowana sieć bruzd erozyjnych formowana przez wody topnienia.

4. Strefa grubego gruzu rozprzestrzeniająca się jeszcze nieco poniżej dolnej granicy wiecznych śniegów i sięgająca paręset metrów ponad nią. Dominują tu cechy grubofrakcyjnych procesów wietrzenia mrozowego (geliwacji) znajdujących wyraz w szerokim rozwoju gołoborzy i rozsypisk luźnego materiału. Na bardziej stromych zboczach rozwija się tu intensywnie gęsta sieć żlebów korazyjnych, z wciętymi żłobami, którymi spadają

masy śniegu i gruzu. Materiał ten tworzy liczne wąskie i stromo pochylone stożki nasypowe śnieżno-rumowiskowe.

5. Strefa wypreparowania strukturalnego strato-kliważowego, z szerokim rozwojem *ravins de gélivation*, graniami o charakterystycznej, „schodowej” rzeźbie i zboczami, ścinanymi równomiernie przez gęstą sieć bruzd lawinowych.

6. Strefa zaniku powierzchni nie pokrytych lodem; rzadkie wychodnie skał ukazujących się na bardzo stromych urwiskach spod prawie ciągłej powłoki śnieżno-firnowej.

Zgadzam się całkowicie z poglądem Tricarta i niektórych innych badaczy, że skały w otoczeniu lodowca znajdują się w warunkach peryglacialnych mimo, że leżą powyżej dolnej granicy wiecznych śniegów. Decyduje o tym fakt, że mają one okres odmarzania (a więc swojego rodzaju strefę czynną), w czasie którego uaktywniają się wszystkie skutki geliwacji. Dlatego też obie ostatnie z wyróżnionych stref uważam jeszcze za peryglacialne.

Obserwacje na Ziemi Torella dają nam prawie pełny przegląd trzech głównych stref peryglacialnych.

Na wybrzeżu typowe środowisko peryglacialne wykształcone jest w facji brzegowej (strefa 1) oraz w dwóch dalszych odmianach lądowych: tundra (strefa 2a) i gruzowej (2b)⁸.

Strefa 3 i niższa część 4-tej odpowiadają peryglacialnemu środowisku subniwalnemu. Górna część strefy 4-tej z szeroko rozwiniętymi żlebami korazyjnymi i cała strefa 5 należą już do typu peryglacialnego środowiska niwalnego. W najwyższej części strefy 6-tej wchodzimy w warunki hologlacialne z tendencją do rozwoju czap lodowcowych na wyniosłościach we wschodniej części Ziemi Torella. W zachodniej części cyrki lodowcowe zanikają na korzyść plateau lodowego.

CHARAKTER GRANIC

Warto jeszcze zwrócić uwagę, że przejście od peryglacialnego środowiska niwalnego do strefy hologlacialnej odbywa się stopniowo i ma szereg form

⁸ Można by mieć poważne wątpliwości czy słuszne jest wyróżnianie „tundrowej” i „gruzowej” odmiany środowiska peryglacialnego. Wprawdzie zwykle istotnie spotykamy się z taką samą ich kolejnością: typowa tundra (podmokła) leży niżej, zaś gruzowa (suchsza) — wyżej. Czy nie jest to jednak tylko zwykłe i dosyć oczywiste zróżnicowanie zależne jedynie od konfiguracji i nawilgotnienia terenu? Nie chcę przez to powiedzieć, że w strefie peryglacialnej, szczególnie gdy zajmuje ona lub zajmowała duże przestrzenie (jak np. na Niżu Środkowo-syberyjskim w czasie zlodowaceń plejstocenских) nie dałoby się wyróżnić pewnych cech strefowości. Cechy te jednak nie dotyczą „tundrowości” i „gruzowości”, lecz zupełnie innego zespołu.

przejściowych. Stanowi to zupełne przeciwieństwo tego co obserwujemy w pasie subniwalnym, gdzie rozgraniczenie obszarów glacialnych i peryglacialnych jest bardzo ostre i kontrastowe. Takie wyraźne zdefiniowanie granic wskazuje, że mamy obok siebie zjawiska bardzo różne i związane genetycznie z różnymi dziedzinami; wskazuje również, że lodowiec jest intruzem wkraczającym w dziedzinę panowania typowych warunków peryglacialnych. Chciałbym z tego wyprowadzić wniosek, że środowisko peryglacialne jest typowym przejawem zonalnym a nie wynikiem „oddziaływania lodowca na przedpole”.

WPLYW STREF WYŻSZYCH NA NIŻSZE

Tak jak lodowiec swymi jezorami wkracza w pas peryglacialnej strefy subniwalnej, analogicznie sandry, które są przyczynowo również związane z lodowcem, wciskają się w strefę typowo peryglacialną. Stanowią one więc na niej w pewnym sensie element wymuszony.

W podobny sposób stożki nasypowe związane genetycznie z procesami rozwijającymi się najintensywniej w strefie granicznej i powyżej linii wiecznych śniegów, narzucają swe piętno terenom niżej położonym.

Istnieje jeszcze szereg dalszych, innych przykładów bardzo zdecydowanego oddziaływania zjawisk zachodzących w strefach wyższych na obszary położone niżej. Jest to nawet niewątpliwe prawo morfologiczne, które należy zawsze brać pod uwagę przy rozpatrywaniu strefowości cech rzeźby. Szczególnie duże znaczenie ma ono dla obszarów o większych lokalnych różnicach wysokości.

Instytut Geologii PAN

Łódź-Warszawa, 17. IV. 1956 r.

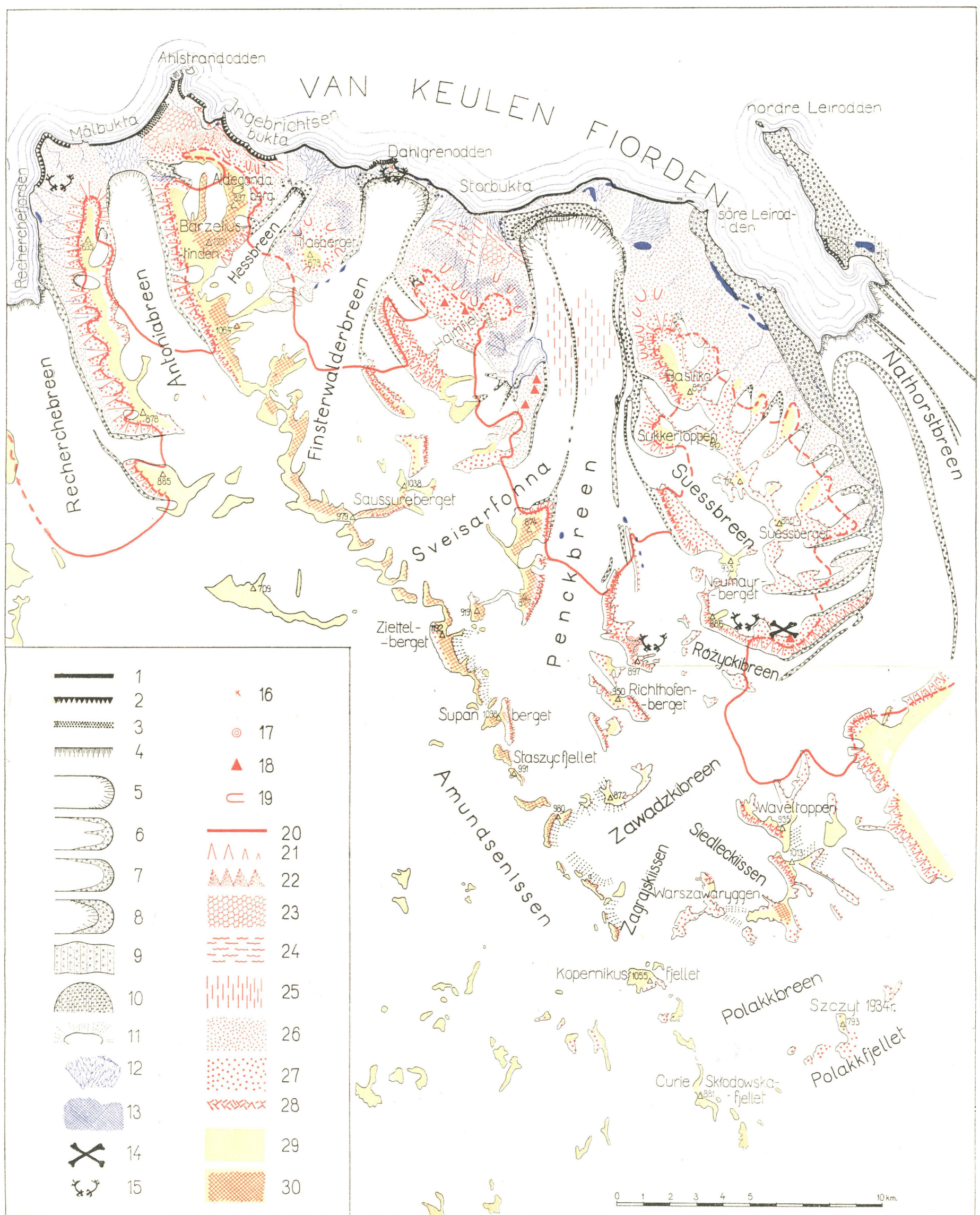
Literatura

1. Andersson, J. G. — Solifluction, a component of subaerial denudation. *Jour. Geol.*, vol. 14, 1906.
2. Beskow, G. — Erdfließen und Strukturboden der Hochgebirge im Licht der Frosthebung. *Geol. Fören. i Stockholm Förhandl.*, Bd. 52, 1930.
3. Boyé, M. — Glaciaire et périglaciaire de l'Ata Sund Nord-oriental, Groenland. *Expéd. Polaires Franç.*, 1, Paris 1950.
4. Boyé, M. — Gélivation et cryoturbation dans le Massif du Mont-Perdu (Pyrenées Centrales). *Pirenaos*, nr 23, vol. 8, Inst. Est. Pirenaicos, Zaragoza 1952.
5. Bryan, K. — Glacial climate in non-glaciated regions. *Jour. Sci.*, t. 16, 1928.
6. Bryan, K. — Cryopedology — the study of frozen ground and intensive frost action with suggestions on nomenclature. *Am. Jour. Sci.*, vol. 244, 1946.
7. Bryan, K. — Permanently frozen ground. *Military Engr.*, t. 38, no 246, 1946.
8. Bryan, K., Albritton, C. C., Jr. — Soil phenomena as evidence of climatic changes. *Am. Jour. Sci.*, t. 241, 1943.
9. Bunge, A. A. — Einige Worte zur Bodeneisfrage. *Zapiski Mineral Obszczestwa*, ser. 2, czast. 40, wyp. 1, 1902.

10. Büdel, J. — Die quantitative Bedeutung der periglazialen Verwitterung, Abtragung und Talbildung in Mitteleuropa. *C. R. de la III^e Conf. de l'INQUA*, Wien 1936.
11. Büdel, J. — Die morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas im gletscherfreien Gebiet. *Geol. Rundschau*, (Dil.-Geol. u. Klimaheft), Bd. 34, 1944.
12. Büdel, J. — Die klima-morphologischen Zonen der Polarländer. *Erdkunde*, Bd. 2, 1948.
13. Cailleux, A. — Cryoturbation et climat humide. *A. F. A. S. Congr. Paris*, t. 3, Paris 1945.
14. Cailleux, A., Taylor, G. — Cryopédologie. Étude des sols gelés. *Expéd. Polaires Franç.*, 4, Paris 1954.
15. Corbel, J. — Problèmes de morphologie périglaciaire au Spitzberg. *Rev. Géogr. Lyon*, vol. 28, 1953.
16. Dylik, J. — Some periglacial structures in Pleistocene deposits of Middle Poland. *Bull. Soc. Sci. et Lettr. Łódź*, vol. III, 2, 1951.
17. Dylik, J. — O peryglacialnym charakterze rzeźby środkowej Polski (résumé: Du caractère périglaciaire de la Pologne centrale). *Acta Geogr. Univ. Lodz.*, nr 4, Łódzkie Tow. Naukowe, Łódź 1953.
18. Grigoriew, A. A. — Гeолoгия и рeлиeф Бoлшeжeмeльскoй тундры и связанные с нeй прoблeмы (Géologie et relief de la toundra de Bolchezemel et les problèmes qui en decoulent). *Trudy Sjewiernoj Naucz.-Promysłowej Ekspedycji*, wyp. 22, Moskwa 1924.
19. Grigoriew, A. A. — Die Typen des Tundra-Mikroreliefs von Polar-Eurasien, ihre geographische Verbreitung und Genesis. *Geogr. Ztschr.*, Jhg. 31, 1925.
20. Grigoriew, A. A. — Subarktika (Subarctique). Moskwa—Leningrad 1946.
21. Gripp, K. — Beiträge zur Geologie von Spitzbergen. *Abhandl. Naturwiss. Ver. Hamburg*, Bd. 21, 1927.
22. Gripp, K. — Glaziologische und geologische Ergebnisse der Hamburger Spitzbergen-Expedition 1927. *Abhandl. Naturwiss. Ver. Hamburg*, Bd. 22, 1929.
23. Hamberg, A. — Zur Kenntnis der Vorgänge im Erdboden beim Gefrieren und Auftauen, sowie Bemerkung über die erste Kristallisation des Eises im Wasser. *Geol. Fören. i Stockholm Förhandl.*, Bd. 37, 1915.
24. Högbom, B. — Über die geologische Bedeutung des Frostes. *Bull. Geol. Inst. Upsala*, vol. 12, 1914.
25. Jaczewski, L. — O wieczno-mierzłój poczwie Sibiri (Au sujet du sol gelé en Sibérie). *Izwiad. Russk. Geogr. Obszcz.*, t. 25, wyp. 5, 1889.
26. Jahn, A. — Studia nad spękaniami skał i mikroreliefem glacialnym w Zachodniej Grenlandii (summary: Studies on jointing of rocks and glacial microrelief in Western Greenland). *Ann. Univ. M. Curie-Skłodowska*, sectio B, vol. 2, 1947.
27. Jahn, A. — Badania nad strukturą i temperaturą gleb w Zachodniej Grenlandii (summary: Research on the structure and temperature of the soils in Western Greenland). *Rozpr. Wydz. Mat.-Przyr. PAU*, t. 72, dz. A, za 1946, ser. 3, t. 32, nr 6, Kraków 1948.
28. Leffingwell, E. K. — Ground-ice wedges, the dominant form of ground-ice on the north coast of Alaska. *Jour. Geol.*, vol. 23, 1915.
29. Łoziński, W. — Die periglaziale Fazies der mechanischen Verwitterung. *C. R. XI Int. Géol. Congr. Stockholm 1910*, 1912.
30. Markow, K. K. — Osnownyje problemy geomorfologii (Problèmes principaux de géomorphologie). Moskwa 1948.

31. Nansen, F. — Spitzbergen. Leipzig 1921.
32. Obruczew, S. — Szachmatnyje (ortogonalnyje) formy w obsłaciach wiecznoj mierzłoty (Formes orthogonales dans les zones du pergélisol). *Izwiad. Gos. Geogr. Obszcz.*, t. 70, 1938.
33. Orvin, A. K. — Om dannelse av strukturmark. *Norsk Geogr. Tidsskrift*, t. 9, 1942.
34. Poser, H. — Einige Untersuchungen zur Morphologie Ostgrönlands. *Medd. om Grönland*, Bd. 94, 1932.
35. Rink, M. — Danisch Greenland, its People and its Products. London 1877.
36. Różycki, S. Z. — Wyprawa na Spitsbergen w 1934 roku (résumé: Expédition polonaise à Spitsberg en 1934). *Przegl. Geogr.*, t. 15, 1935.
37. Różycki, S. Z. — Ziemia Torella, teren działania Polskiej Wyprawy Polarnej na Spitsbergen 1934 (La Terre de Torell, Terrain de travail de l'expédition polaire polonaise au Spitsberg en 1934). *Taternik*, 20, Kraków 1936.
38. Różycki, S. Z. — Arktyka (Arctique). *Wielka Geogr. Powszechna*, Warszawa 1937.
39. Sumgin, M. I. — Wiecznaja mierzłota poczwj w przedielach SSSR (Pergélisol sur le territoire de l'U.R.S.S.). Moskwa—Leningrad 1937.
40. Sumgin, M. I., Kaczurin S. P., Tołstichin N. I., Tumel, W. F. — Obszczeje mierzłotowiedienije (Connaissances générales concernant le sol gelé). Moskwa—Leningrad 1940.
41. Toll, E. — Iskopajemyje ledniki Nowosibirskich ostrowow (Les glaciers fossiles aux Iles de la Nouvelle Sibérie). Petersburg 1900.
42. Tricart, J. — Le modelé des pays froids, fasc. 1: Le modelé périglaciaire. *Cours de géomorphologie*, 2^e partie, fasc. I, CDU, Paris.
43. Troll, C. — Strukturboden, Solifluktion und Frostklimate der Erde. *Geol. Rundschau*, (Dil.—Geol. u. Klimaheft), Bd. 34, 1944.
44. Troll, C. — Die Formen der Solifluktion und die periglaziale Bodenabtragung. *Erdkunde*, Bd. 1, 1947.
45. Walczak, W. — Gleby strukturalne w Karkonoszach (summary: Structural soils in the Karkonosze). *Przegl. Geogr.*, t. 21, 1948.
46. Wołosowicz, K. A. — Mamont ostrowa B. Liachowskogo (Le mammoth de l'île de Bolchoi Lakhovsky). *Zapiski Minieralogicz. Obszcz.*, sjer. 2, no 50, Petersburg 1915.
47. Zawadzki, A., Zagrajski, S. — Prace geodezyjne Polskiej Wyprawy Polarnej na Spitsbergen w 1934 roku (résumé: Expédition Polonaise à Spitsberg en 1934). *Wiadomości Służby Geogr.*, 1936.

STREFOWOŚĆ RZEŻBY I ZJAWISKA PERYGLACJALNE NA ZIEMI TORELLA (SPITSBERGEN)
ZONES DU MODELÉ ET PHÉNOMÈNES PÉRIGLACIAIRES DE LA TERRE DE TORELL (SPITSBERGEN)



1. Wal brzegowy — Cordon littoral; 2. Faleza — Falaise; 3. Mikrorelief po lodzie morskim — Microrelief produit par la glace marine; 4. Morskie czoła lodowców — Fronts marins de glaciers; 5. Lądowe czoła lodowców — Fronts continentaux de glaciers; 6. Moreny czołowe i boczne — Moraines terminales et latérales; 7. Czoło lodowca pokryte morenami — Front glaciaire couvert de moraines; 8. Moreny przed czołem lodowca — Moraines précédant le front du glacier; 9. Martwy lód nisko położony — Glace morte située très bas; 10. Martwy lód tworzący wyniosłości — Glace morte formant des élévations; 11. Bruzdy lawinowe — Sillons d'avalanches; 12. Sandr — Sandr; 13. Rzeźba erozyjna wód płynących — Relief d'érosion d'eaux courantes; 14. Znaleźisko kości niedźwiedzia z deformacjami peryglacjalnymi — Trouvailles d'os d'ours avec des déformations du type périglaciaire; 15. Znaleźisko rogów renifera — Trouvailles de bois de rennes; 16. Grunty komórkowe — Sols cellulaires; 17. Pierścienie gruzowe — Cercles de pierres; 18. Graniaki — Cailloux à facettes éoliens; 19. Nisze korazyjne — Niches de corrosion; 20. Linia wiecznych śniegów — Ligne des neiges éternelles; 21. Żłoby korazyjne — Ravins de corrosion; 22. Stożki nasypowe — Cônes de déjection; 23. Ziemia poligonalna — Polygones de toundra; 24. Tundra soliflukcyjna — Toundra à solifluction; 25. Powierzchnie sedimentacji kriokonitu — Surfaces de sédimentation du krykonite; 26. Powierzchnie drobnogruzowe — Surfaces de détritiques fins; 27. Powierzchnie grubogruzowe — Surfaces de gros détritiques; 28. Goloźorza — Champs de pierres; 29. Rzeźba wypręparowania strukturalnego — Relief de dégagement structural; 30. Rzeźba intensywnego wypręparowania strukturalnego — Relief de dégagement structural intense



fol. S. Bernardzikiewicz, 8. VII. 1936

Fot. 1. Horn Sund, Goesbukta. Wybrzeże polarne po sztormie w czasie odpływu
Drobne *icebergi* osiadły na mieliźnie przybrzeżnej lub leżą wyrzucone na plażę. Za walem brzegowym
drobno-pagórkowata powierzchnia po stopionym morskim lodzie taflowym przysypanym przez żwiry



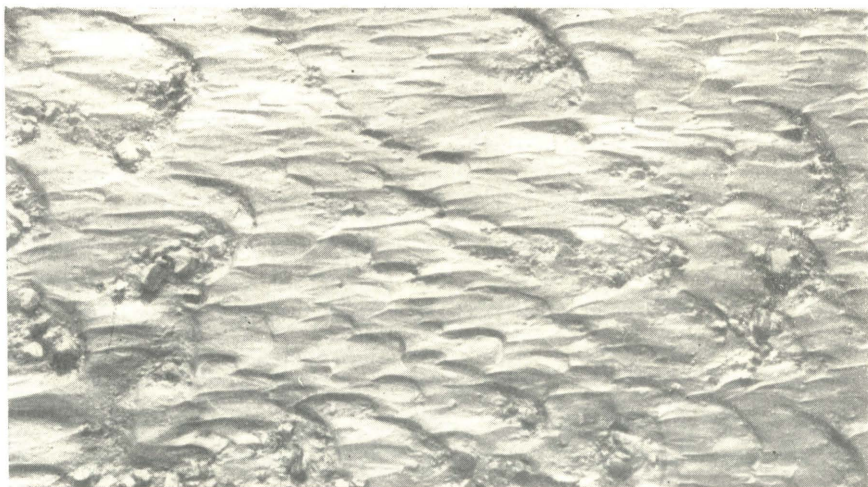
fol. S. Z. Różyci, 27. VII. 1934

Fot. 2. Bell Sund, Malbukta. Pagórki żwirowe poza linią tegorocznego wału brzegowego powstałe w wyniku stopnienia morskiego lodu taflowego przysypanego przez żwiry



fot. S. Z. Różycki, 8. VII. 1934

Fot. 3. Van Keulenfjorden, Storbukta. Ślady falowania (interferencyjne) na ilastej powierzchni osadów laguny



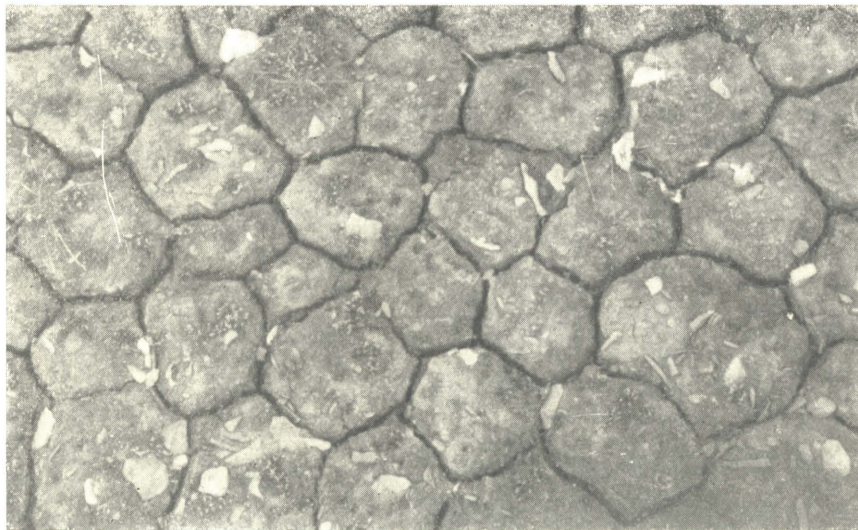
fot. S. Z. Różycki, 8. VII. 1934

Fot. 4. Van Keulenfjorden, Storbukta. Ślady falowania zmodyfikowane przez spędywanie gruntu na powierzchni pochylej, w czasie odpływu



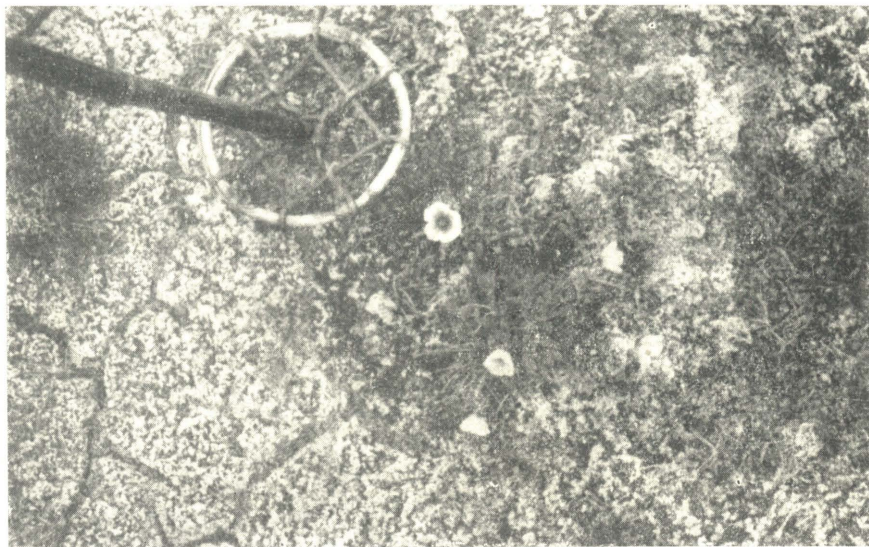
fol. S. Z. Różycki, 28. VII. 1934

Fot. 5. Van Keulenfjorden, Dahlgrenodden. Spękania powstałe w wyniku wysychania osadów starej laguny



fol. S. Z. Różycki, 7. VII. 1934

Fot. 6. Van Keulenfjorden, Bourbonhamna. Grunt komórkowy na mulastych osadach starej laguny



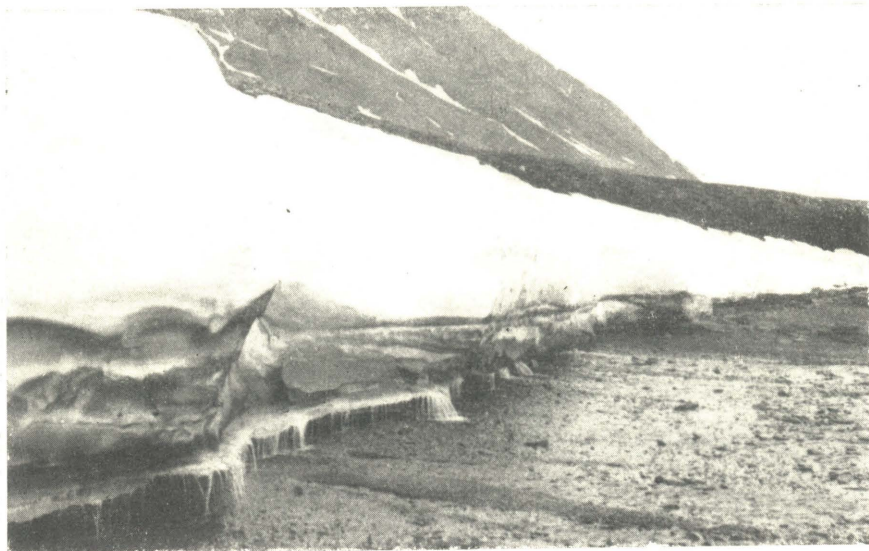
fol. S. Z. Różycki, 28. VII. 1934

Fot. 7. Tundra na Heimfjellhumpene. Powierzchnia tundry ze starymi śladami wysychania pokrytymi przez roślinność (porosty i maki polarne)



fol. S. Z. Różycki, 26. VI. 1934

Fot. 8. Van Keulenfjorden, Dahlgrenodden. Mikrorelief po stopionym morskim lodzie tafLOWYM zasypaNYM przez żwiry plaży morskiej



fot. S. Z. Różycki, 27. VI. 1934

Fot. 9. Van Keulenfjorden, Ingebrigdsenbukta. Śnieg i lód wieloletni u podnóża 20 m falezy nadmorskiej



fot. H. Mogilnicki, 10. VII. 1934

Fot. 10. Wieloletnia pokrywa śnieżno-lodowa sandru przy zachodnim skraju czoła lodowca Pencka



fol. S. Z. Różycki, 27. VI. 1934

Fot. 11. Bell Sund, Malbukta. Powierzchnia 10—15 m tarasu morskiego z poligonami tundrowymi, widok ze zbocza Aldegondaberget



fol. S. Z. Różycki, 27. VI. 1934

Fot. 12. Bell Sund, Malbukta. Poligony tundrowe z bliska (por. fot. 11)



fot. S. Z. Różycki, 28. VII. 1934

Fot. 13. Heimfjellhumpane. Soliflukeyjna powierzchnia tundry „skibowej”. W głębi widoczne czolo lodowca Pencka



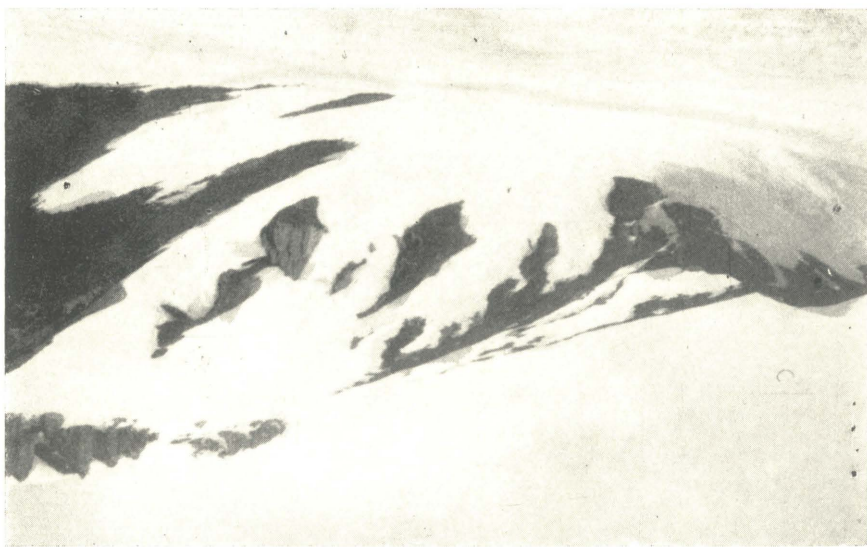
fot. S. Z. Różycki, 28. VII. 1934

Fot. 14. Tundra u podnóża Heimfjellhumpane. Inwolucyjne deformacje gleby na powierzchni



fol. S. Z. Różycki, 28. VI. 1934

Fot. 15. Północne zbocze Aldegondaberget i Foldaksla. Stożki nasypowe i osypiska. Podnóże stożka w środkowej części zdjęcia około 150 m n.p.m. Górne części stożków na poziomie około 400 m n.p.m.



fol. S. Z. Różycki, 28. VI. 1934

Fot. 16. Wschodnia część zboczy Foldaksla. Nisza korazyjna wypełniona śniegiem i wypreparowanie pionowo stojących warstw piaskowców



fol. S. Z. Różycki, 28. VII. 1934

Fot. 17. Północne zbocze Heimfjellhumpene. Powierzchnia 70 m tarasu nadmorskiego pokryta poligonami tundrowymi. Widoczne szczeliny po klinach lodowych



fol. S. Z. Różycki, 2. VIII. 1934

Fot. 18. Richthofenberget, Geografryggen — północne zbocze. „Pierścienie kamieniste” na płaskiej powierzchni na północ od szczytu na poziomie około 800 m n.p.m.



fol. S. Z. Różycki, 20. VIII. 1934

Fot. 19. Grzbiet Subbhögda, 550 m n.p.m. Goloborze z piaskowców retyckich



fol. S. Z. Różycki, 20. VII. 1934

Fot. 20. Tviröysegga, 872 m n.p.m. Rumowiska skalne na szczycie



fol. S. Z. Różycki, 24. VIII. 1934

Fot. 21. Lodowiec Finsterwaldera, około 250 m n.p.m. Stożek na środku lodowca usypany z jednolitego materiału skalnego (wapienie formacji *Hecla Hoeck*)



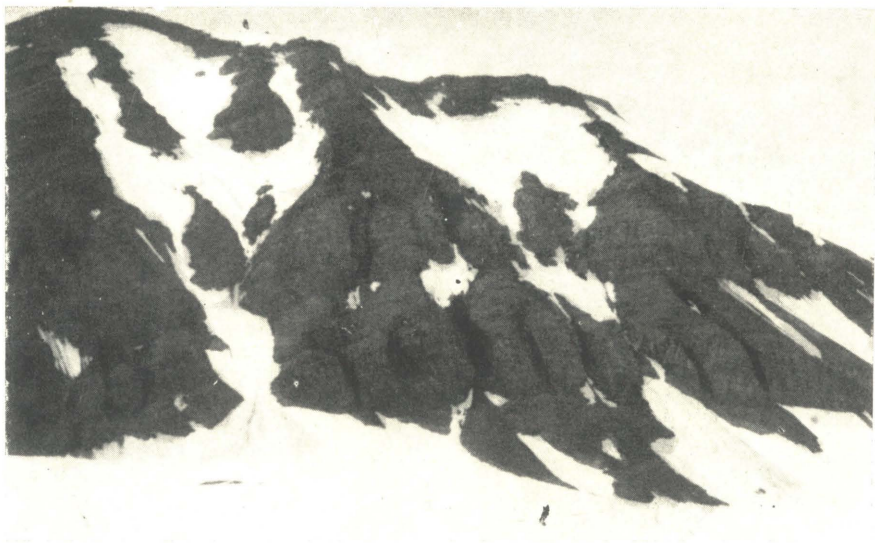
fol. S. Z. Różycki, 23. VII. 1934

Fot. 22. Lodowiec Pencka, około 270 m n.p.m. Plamy pyłu eolicznego osadzonego na powierzchni lodowca i wtopione w lód



fot. S. Z. Różycki, 20. VIII. 1934

Fot. 23. Lodowiec Finsterwaldera, południowo-zachodnie zbocze Subbhögda. Rynny korazyjne na zboczu o nachyleniu zgodnym z upadem warstw. Wypreparowanie ławic piaskowców w formie stromych „zadziorów”



fot. S. Z. Różycki, 21. VII. 1934

Fot. 24. Lodowiec Pencka, wschodnie zbocze Wallisberget. Żleby korazyjne na zboczu z upadem przeciwnym do pochyłości stoku. Niecki korazyjne zapelnione śniegiem. Śnieżno-kamieniste stożki nasypowe u wylotu żlebów



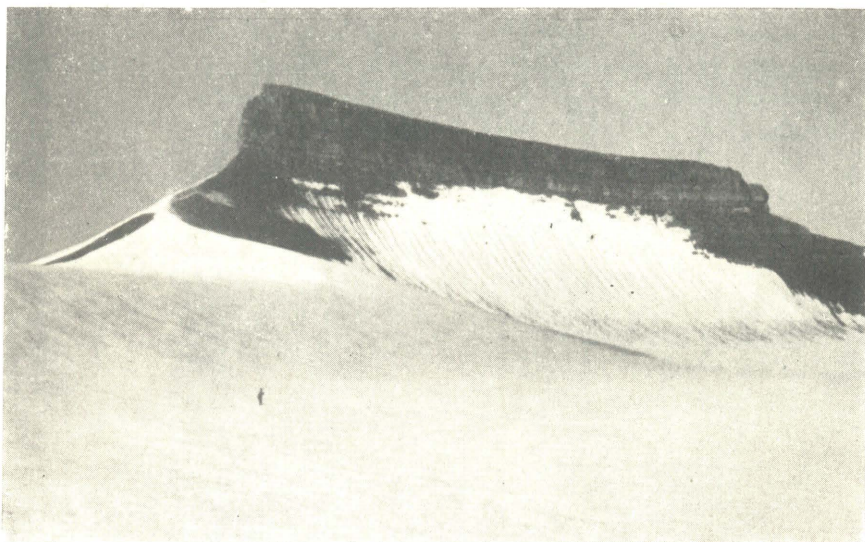
fot. S. Z. Różycki, 5. VIII. 1934

Fot. 25. Zbocze góry Waveltoppen, 935 m n.p.m. Urwisko wypreparowane wzdłuż powierzchni łupków górnego triasu. W głębi ściana piaskowców retyku



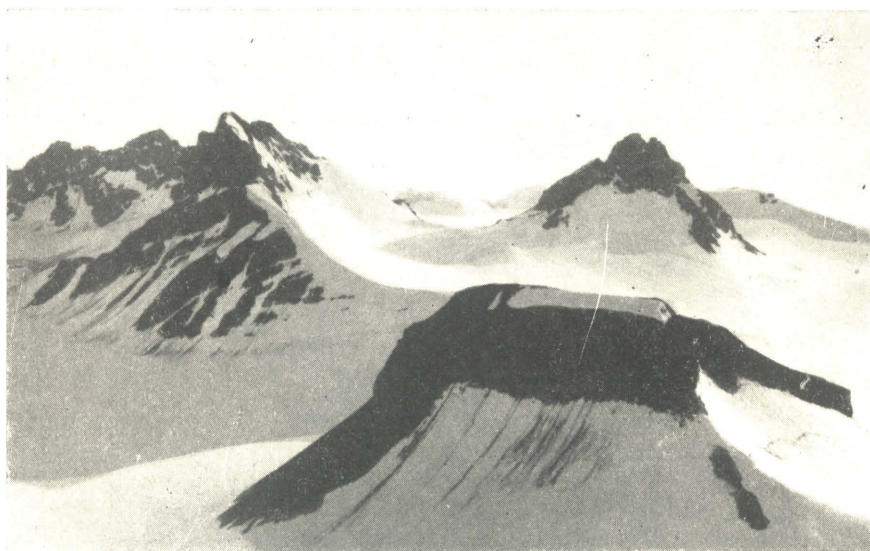
fot. S. Z. Różycki, 4. VIII. 1934

Fot. 26. Góry Polaków, „Diabelskie Wrota” między Armstolen i Ostra Bramatoppen. Pionowa ściana wypreparowana ściśle wzdłuż powierzchni ciosu warstw górnego karbonu (wapienie dobrze uwarstwione). Podnóże ściany na wysokości 720 m n.p.m.



fol. S. Z. Różycki, 20. VII. 1934

Fot. 27. Zbocze północne góry Tviröysegga, 872 m n.p.m. Dobrze rozwinięta sieć bruzd lawinowych



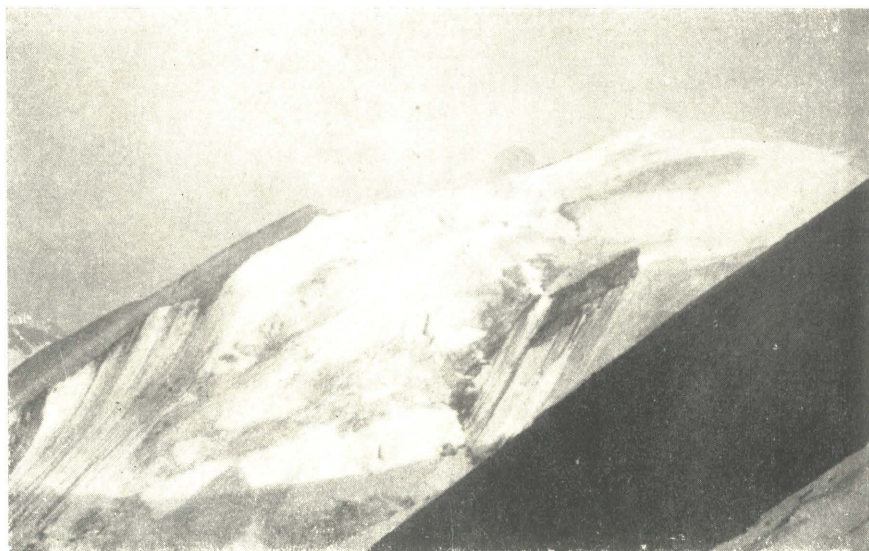
fol. S. Z. Różycki, 20. VII. 1934

Fot. 28. Grań Stanisławskiego (Stanisławskikammen), 970 m n.p.m. Postrzępione przez wietrzenie mrozowe szczyty pasma głównego



fol. S. Z. Różycki, 22. VIII. 1934

Fot. 29. Lodowiec Finsterwaldera, Hermelinberget, 1064 m n.p.m. Grań wypreparowana „schodowato”. Na stokach gór niecki korazyjne przechodzące w lodowce zboczowe



fol. S. Z. Różycki, 6. VIII. 1934

Fot. 30. Góry Polaków, Ostra Bramatoppen, 1033 m n.p.m. Czaszowa pokrywa lodowca, dzieląca się na zboczach na jęzory lodowcowe. Zbocza doliny odpływu jęzora lodowcowego porzeźbione bruzdami lawinowymi



fol. S. Z. Różycki, 20. VII. 1934

Fot. 31. Centralna część Ziemi Torella, Kopernikusfjellet, 1055 m n.p.m. i Łysafjellet, 918 m n.p.m. Grzbiety głównego pasma górskiego pokryte wiecznymi śniegami. Na nielicznych odsłoniętych spod śniegu zboczach skalnych bruzdy lawinowe



fol. S. Z. Różycki, 12. VIII. 1934

Fot. 32. Górna część lodowca Pencka, wschodnie zbocze grani Zittelberget, 1192 m n.p.m. Zbocze około 400 m wysokości z rzeźbą bruzd lawinowych