

Alfred JAHN

**Studia nad spękaniami skał i mikroreliefem glacialnym
w Zachodniej Grenlandii**

**Studies on jointing of rocks and glacial microrelief
in Western Greenland**

T R E Ś Ć

1. Wstęp
2. Spękania skał
3. Zależność rzeźby od kierunków spękań skalnych
4. Studium wyglądu lodowcowych — Formy, związane z oddzielnością lawicową i upadem warstw.
5. Wyglądy tarczowe
6. Wyniki.

1. Wstęp.

Wolna od lodu strefa Grenlandii Zachodniej w głębi fiordu Arfersiorfik — gdzie przeprowadzono niniejsze studia, przedstawia się, jako kraina kopulastych wzgórz i łagodnych grzbietów, (o średniej wysokości od 200—250 m), rozciętych szerokimi dolinami polodowcowymi (Ryc. 1). Podłoże jest zbudowane z archaicznych skał krystalicznych, z których największe rozprzestrzenienie posiadają gnejsy i granitognejsy z wkładkami pegmatytów. Oprócz tych skał są tu reprezentowane amfibolity, granity i niektóre odmiany łupków krystalicznych. Warstwy połażowane, bieg ich zmienny od NW — SE do W — E: upad waha się najczęściej w granicach od 30°—40°.

Niewiadomo ile razy dzisiejsze przedpole lodolodu w Grenlandii Zachodniej było nawiedzone przez transgresje lodowe. Trzy systemy szelfowych platform brzegowych, będące świadectwem ruchów pionowych, odpowiadających poszczególnym okresom glacialnym, dowodziłyby, że ilość zlodowaceń grenlandzkich była równa ilości glacjałów europej-

skich¹⁾. H o b b s²⁾ na podstawie znamion morfologii okolic fiordu Maligniak, skłonny jest widzieć w dzisiejszej rzeźbie Grenlandii Zachodniej efekt tylko dwu zlodowaceń. Problem ilości zlodowaceń w Grenlandii, przy niestwierdzonych dotychczas osadach interglacjalnych na tym terenie, znajduje się narazie w sferze przypuszczeń i hipotez. Faktem jest tylko, że w czasie ostatniego zlodowacenia lądolód sięgnął początkowo poza dzisiejsze wybrzeże, a zanikając pozostawił w głębszych dolinach i fiordach języki lodowe, które na obszarze dzisiejszego przedpola stworzyły końcową fazę zlodowacenia — zlodowacenie górskie. Dopiero regresja tych lodowców i ustalenie się w przybliżeniu dzisiejszej granicy lądolodu rozpoczęło okres postglacjalny.



Ryc. 1. Krajobraz przedpola lądolodu w głębi fiordu Ariersiorfik.
Fig. 1. Landscape of Western Greenland by Arfersiorfik - fiord.

Fot. autor, lipiec 1937.

By uniknąć nieporozumienia i mylnej interpretacji terminologii, nadmieniam, że nazwy „postglacjal“ nie używam tu w ogólnym sensie wieku, lecz określam nią ową fazę, która nastąpiła bezpośrednio po uwolnieniu z pokrywy lodowej lodowców górskich podłoża obszaru badanego (w odległości od 5 do 25 km od dzisiejszej krawędzi lądolodu). Okres ten nie

¹⁾ A. Jahn: Dyluwialne i postdyluwialne ruchy pionowe Grenlandii Zachodniej w świetle teras nadbrzeżnych fiordu Arfersiorfik. Czas. Geogr. 1938.

²⁾ W. H. Hobbs: The first Greenland Expedition of the University of Michigan. Geogr. Rev. 1927.

musi być zgodny wiekowo np. z europejskim okresem postglacjalnym. Początek tego okresu jest niezbyt odległy, stąd formy glacialne zachowały się w stanie niezwyklej świeżości. Powierzchnia skalna, poza pewnymi śladami zniszczenia wietrzeniowego, jest tu doskonałym obrazem tych procesów i zjawisk subglacjalnych, pod wpływem których kształtował się cały zespół form „mikroreliefu glacialnego“.

By na podstawie form poznać istotę procesów formotwórczych należy sobie uprzednio zdać sprawę z biernych warunków strukturalnych podłoża, które stwarzają pewną predyspozycję działalności tych procesów. Najważniejsze znaczenie pod tym względem posiadają tu. przy nie-dużej rozpiętości zmian litologicznych warstw, spękania skał.

2. Spękania skał.

Spękania skał w Grenlandii Zachodniej są rozwinięte co do rozmiarów jak też wpływu na formy terenu na tak olbrzymią skalę, że stały się one przedmiotem studiów wcześniej, aniżeli w Europie. Już w latach osiemdziesiątych ubiegłego stulecia A. Kornerup³⁾, mierząc przy sposobności badań geologicznych w dystrykcie Egedesminde kierunki spękań, zebrał bogaty materiał, na podstawie którego wysnuł cały szereg wniosków odnośnie predyspozycji przewodnich rysów morfologii Grenlandii.

W tym samym kierunku zmiernają również studia H. K. E. Kruegera⁴⁾. Na obszarze strefy wybrzeża zewnętrznego od półwyspu Nugsuak przez wyspę Disko aż po Nordre—Strömfiord pomierzył Krueger około 1000 spękań. Materiał jego, zestawiony w róży azymutalnej, wykazuje dość dużą rozbieżność kierunków, których liczne maksima są na ogół zgodne z maksimami Kornerupa. Jako szczególnie charakterystyczne wyróżnia Krueger maksima N—W i N—E.

Krueger stwierdza bezwzględny wpływ spękań skał na kierunki form terenu. Nietylko kierunki generalne, lecz również drobne załamania linii brzegowej fiordów, półwyspów (np. Nugsuak) i wysp (np. Disko) są uwarunkowane i wyznaczone przez spękania podłoża skalnego. Porównanie map rozmieszczenia głównych kierunków kliważy w okolicy zatoki Disko i na północ od przylądka Farvel (Ryc. 3, 5 w rozprawie Kruegera) z jakąkolwiek mapą topograficzną tych obszarów stwarza

³⁾ A. Kornerup: Geologiske Jagttagelser fra Veskesten af Grönland. Medd. om. Grönland 1886.

⁴⁾ H. K. E. Krueger: Gesteinskörper und Inlandeis Grönlands in ihrer gegenseitigen Beziehung und Auswirkung. Zeit f. Gletschk. B. XVII 1929.

obraz tak idealnej zgodności spękań i form brzegowych, że odnosi się wrażenie, jak gdyby spękania były jedyną i wyłączną predyspozycją dzisiejszego ukształtowania poziomego Grenlandii. Takim zresztą ostatecznym wnioskiem zamyka K r u e g e r swoje rozważania nad genezą fiordów grenlandzkich (str. 8).

Czy wniosek ten, rozwiązujący zasadniczy problem morfologiczny Grenlandii Zachodniej, jest słuszny— o tym mogą nas przekonać studia terenowe mniej pobieżnie przeprowadzone, aniżeli to uczynił K r u e g e r. Autor ten objął swoimi badaniami obszar olbrzymi, a materiał jego w stosunku do rozległości powierzchni jest nader szczupły.

Studia kliważowe są z konieczności połączone bardziej aniżeli inne tego rodzaju badania geologiczne z niebezpieczeństwem błędu subiektywnego. Sam pomiar kierunku, o ile jest dokonany odpowiednio precyzyjnym instrumentem, jest czynnością mechaniczną i jako taki nie budzi zastrzeżeń; natomiast wybór szczeliny dla pomiaru spośród wielu innych szczelin o podobnych rozmiarach zależy wyłącznie od subiektywnej oceny badacza. By nie popełnić błędu należałoby w każdym miejscu zmierzyć wszystkie pęknięcia, których charakter wskazuje na ich tektoniczne (a nie wietrzeniowe) pochodzenie — oraz posegregować pomiary według wielkości zmierzonych szczelin. Równoczesna obserwacja stopnia zależności form terenu od każdego kierunku spękań skalnych dałaby nam w sumie możliwie obiektywny materiał dla rozważań problemów morfologicznych. W praktyce jednakże jesteśmy zmuszeni ograniczyć się do pomiarów szczelin odsłoniętych, a więc odpadają pęknięcia zamaskowane roślinnością lub zwietrzeliną. Spośród zaś pęknięć dostępnych bierzemy zwyczajnie pod uwagę szczeliny, które wydają się nam najważniejsze. Wynika przy tym błąd subiektywnej oceny, który wzrasta wraz ze stopniem pobieżności studiów, maleje do minimum przy badaniach drobiazgowych, szczegółowych, gdzie jest uwzględniona nie tylko jakość kierunków, lecz ich ilość i częstość.

Tych kilka słów na temat trudności pomiarowych kliważy w terenie ma na celu zwrócenie uwagi na możliwość błędów subiektywnych w dotychczasowych przeglądowych studiach nad znaczeniem morfogenetycznym kliważy w Grenlandii. K r u e g e r, który w swoich studiach geologicznych okolic zatoki Disko objął również obszar położony u wylotu fiordu Arfersiorfik, stwierdza tu (jak to widać z jego mapy) zupełną zgodność dzisiejszej linii brzegowej fiordu, z kierunkiem spękań skał. Moje badania w obrębie wschodniej części tego samego fiordu, badania bardziej szczegółowe, gdyż skupiające 350 kliważy dla obszaru kilkaset razy mniejszego od obszaru K r u e g e r a, wskazują, że zaledwie niewielka ilość spękań ma przebieg równoleżnikowy, odpowiadający kierun-



kowi tego odcinka fiordu. Bezwzględna większość, gdyż 63% ma przebieg południkowy lub prawie południkowy. Jestem skłonny przypuszczać, że eklektyczny charakter pomiarów Kruegera nie pozwolił mu zapoznać się z rzeczywistą większością i częstością kierunków spękań, co w rezultacie mogło doprowadzić do fałszywego ujęcia zjawisk wpływu kliważy na kształtowanie się przewodnich linii rzeźby Grenlandii.

Przeprowadzona w niniejszej pracy próba szczegółowej analizy form krajobrazu w ich zależności od spękań skalnych, jest oparta na materiale, który zebrano specjalnie w tym właśnie celu. W terenie brano pod uwagę tylko spękania wyraźne o zdecydowanym kierunku, których wpływ na formy rzeźby był widoczny. Jeżeli idzie o wielkość i stan zachowania tych spękań można tu wydzielić trzy grupy.

1. Pęknięcia kapilarne, zaznaczające się na powierzchni wypolerowanych przez lodowce skał w postaci długich rysów. Kliważe te tworzą w niniejszym materiale grupę niezbyt liczną — uwzględniono je bowiem o ile miały przebieg wyraźny, a wpływ ich na formy wyglądów był niewątpliwy.

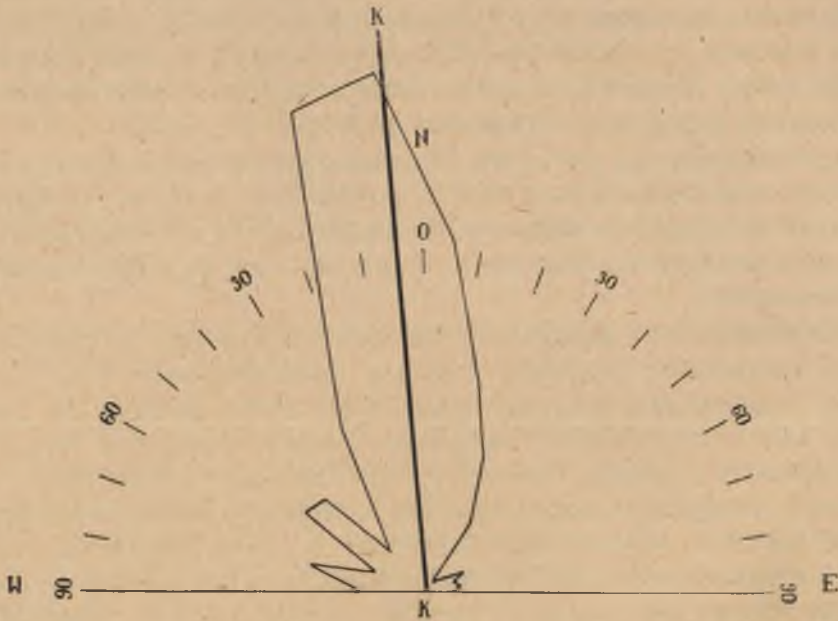
2. Najczęstsze i najwyraźniejsze spękania posiadają formę szczelin. Są to niewątpliwie pęknięcia kapilarne, procesem wietrzenia rozszerzone. Tego rodzaju szczeliny mają upad bardzo zbliżony do pionowego, ściany ich posiadają najczęściej charakter doskonale wypolerowanych luster skalnych. Zwyczajnie jedna ze ścian jest częściowo zniszczona, a pęknięcie zaznacza się wtedy w terenie w postaci progu, ścinającego ławicowe ułożenie skał. Największe szczeliny kliważowe, o ścianach lustrzanych, występują w obrębie gnejsów i granito-gnejsów, mając na ogół przebieg poprzeczny do kierunku warstw. Wielkość odsłoniętych ścian kliważowych waha się średnio od 1—8 m wysokości (przy formach t. zw. wyglądów tarczowych, które poniżej opisuję). Tuż przy krawędzi ładolodu na północ od lodowca I. P. Kocha obserwowałem lustrzaną ścianę skalną ok. 50 m wysokości.

3. Trzecią grupę tworzą wielkie pęknięcia skalne, typu uskoków. Są to olbrzymie szczeliny ciągnące się na długości setek metrów, ścinające całe zbocza górskie. Większość tych szczelin posiada kierunek południkowy (Ryc. 3, 4).

Spękania pierwszej i drugiej grupy występują, bądź to pojedynczo, bądź też gromadnie, w postaci całych wiązek, równoległe do siebie biegnących szczelin. Wiązka taka jest smugą kilkumetrowej szerokości, gdzie pocięta szczelinami skała stwarza pas słabszej odporności podłoża. W obrębie takiej smugi wybija się zazwyczaj na plan pierwszy kilka ważniejszych, równoległych pęknięć, którym towarzyszą małe, krótkie, skośnie do głównych szczelin zorientowane szczelinki. Również spękania

grupy trzeciej należy uważać za tego rodzaju wiązki spękań, gdzie obok głównej uskokowej szczeliny biegnie szereg małych, skośnych kliważy.

Większość spękań tego obszaru posiada, jak wspomniałem, kierunek południkowy lub prawie południkowy. W róży kierunków, obejmującej cały materiał pomiarowy (Ryc. 2), maksimum południkowe skupia 63% wszystkich pomiarów; jego osią jest azymut N 5 W. Drugorzędne maksima, ilościowo bardzo słabe, przypadają na N 50 W i N 75 W.



Ryc. 2. Diagram kierunków spękań skalnych. Linia K — K wyznacza kierunek krawędzi lądolodu między 64° a 71° szer. geogr.

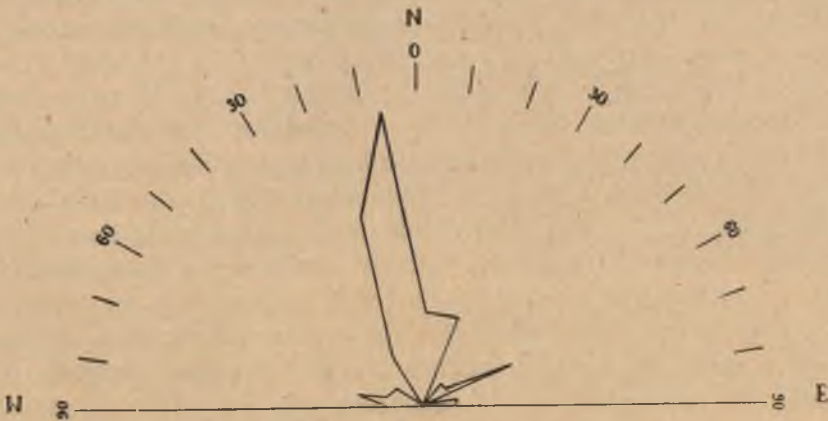
Fig. 2. Diagram of the directions of the joints. K — K the general direction of the margin of ice sheet.

By przekonać się czy tego rodzaju układ kierunków spękań nie jest rzeczą przypadku lub błędnego doboru małych szczelin zestawiono w diagramie (Ryc. 3) spękania grupy trzeciej oraz duże spękania grupy drugiej — a zatem te spękania, których pochodzenie tektoniczne nie ulega wątpliwości. Widoczna kierunkowa zgodność maksimów tych diagramów dowodzi, że kierunek tektoniczny jest wśród wszystkich spękań zjawiskiem powszechnym.

Powstanie i wiek spękań nie były celem moich obserwacji. Problem ten wchodzi w zakres zagadnień tektoniki i jako taki powinien być rozpatrywany w ramach całokształtu budowy geologicznej tego obszaru. Mój

materiał obserwacyjny spękań daje mi pewne podstawy do wypowiedzenia kilka uwag na temat genezy kliważy przedpola lodolodu grenlandzkiego w ogóle, a w szczególności pozwala mi wyjaśnić silniejszy rozwój i zaakcentowanie w terenie południkowego kierunku spękań.

Tu nadmienić należy, że spośród dotychczasowych prac geologicznych z terenu Grenlandii Zachodniej jedynie u Kruegera⁵⁾ spotykamy się z pewnymi wnioskami odnośnie genezy i wieku kliważy. Według tego autora kliważe archaicznych skał Grenlandii Zachodniej układając się w dwa zdecydowane, a pod kątem ostrym do rozciągłości warstw zorientowane kierunki, zbliżają się genetycznie do płaszczyzn Mohra. Z tego należy wnosić, że Krueger uważa tutejsze spękania skał za rezultat działania sił tangencjalnych (górotwórczych). Jeżeli idzie o wiek powstania, to Krueger wyróżnia dwa systemy spękań: starszy



Ryc. 3. Kierunki spękań wielkich.
Fig. 3. The directions of the great joints.

NW—SE i młodszy NE—SW. Obydwa systemy są archaicznego wieku, przy czym szczeliny NE—SW zostały w młodszym archaikum wypełnione przez intruzje diabazowe.

Jest rzeczą ponad wszelką wątpliwość udowodnioną, że kliważowe spękania skał są śladami procesu nieciągłej deformacji skał pod wpływem sił działających w stosunku do skorupy ziemskiej stycznie lub radialnie. Teoria formowania się systemów kliważowych pod naciskiem stycznym (tangencjalnym) jest w związku z ogólną teorią ruchów górotwórczych najlepiej opracowana i najpowszechniej dla wyjaśnienia genezy spękań stosowana. Matematyczno-fizyczne zasady tej teorii opracowali przede

⁵⁾ H. K. E. Krueger: Gesteinskörper... (op. cit).

wszystkim Mohr i Bucher⁶⁾, eksperymentalno-laboratoryjne studia przeprowadzili głównie Daubrée⁷⁾ i Mead⁸⁾.

Spękania skał skorupy ziemskiej są, według teorii Mohra, rezultatem sił, których kierunki działania dadzą się przestrzennie sprowadzić do linii prostych (osi), prostopadłych do siebie. Głównemu kierunkowi nacisku odpowiada najdłuższa oś. Obok głównego nacisku tangencjalnego mają wpływ na deformację skał reakcyjny nacisk boczny (oś druga) oraz siła ciężkości (oś trzecia). Nacisk główny działa jako wypadkowa siła jednokierunkowa. Pod wpływem tej siły powstają pęknięcia dwukierunkowe, zorientowane skośnie do kierunku ciśnienia. Natomiast w stosunku do siebie pęknięcia są zorientowane prostopadle lub prawie prostopadle, w zależności od charakteru skały. W materiałach kruchych kąty krzyżujących się spękań zbliża się do kąta ostrego, w materiałach ciągłych, plastycznych do kąta rozwartego. Tego rodzaju diagonalnie do kierunku ciśnienia zorientowane spękania noszą powszechnie nazwę „płaszczyzn Mohra“.

Dawne, klasyczne doświadczenia Daubrée'go⁹⁾ oraz nowsze studia eksperymentalne Meada¹⁰⁾ w zupełności potwierdzają teorię genezy spękań diagonalnych pod wpływem sił tangencjalnych. Daubrée stwierdza dwa systemy spękań przy jednokierunkowym ciśnieniu. Mead idzie dalej, stwarzając eksperymentalnie przy pomocy płyty kauczukowej, pociągniętej woskiem i parafiną, warunki podobne do naturalnych warunków w przyrodzie. Płyta kauczukowa reprezentuje tu plastyczną strefę wnętrza ziemi („the zone of flowage“), wosk lub parafina, zewnętrzną strefę skalną („the zone of fracture“). Ruchy styczne, uzyskane przez ściskanie lub rozciąganie płyty kauczukowej, wywołały w warstwie wosku efekty nieciągłej deformacji w postaci czterech systemów spękań (dwa kierunki skośne na brzegach płyty oraz kierunek zgodny i poprzeczny do ciśnienia w środku płyty). Znakomitym potwierdzeniem tych eksperymentów są rezultaty studiów terenowych Cloosa¹¹⁾, który niezależnie od badań Meada znalazł w granitach cztery kierunki spękań, związane z jednokierunkowym naciskiem bocznym.

⁶⁾ W. Bucher: The mechanical interpretation of joints. Journ. Geol. Bd. 28 (1920), Bd. 29 (1921).

⁷⁾ A. Daubrée: Etudes synthétiques de géologie expérimentale. Paris 1879.

⁸⁾ W. J. Mead: Notes on the Mechanics of geologic structures. Journ. Geol. Bd. 28. 1920.

⁹⁾ A. Daubrée: Etudes... (op. cit.).

¹⁰⁾ W. J. Mead: Notes... (op. cit.)

¹¹⁾ H. Cloos: Tektonik und Magma. Abh. d. preuss. geol. Land-Anst. N. F. H. 89. 1922.

— Tektonische Behandlung magmatischer Erscheinungen I. Das Riesengebirge. Berlin 1925.

Dotychczasowe badania nad spękaniami skał stoją przed rozwiązaniami jeszcze wielu problemów. Sam mechanizm tworzenia się spękań nie jest procesem w szczególności zupełnie wyjaśnionym; podzielone są również zdania co do jakości i ilości kierunków potrzaskania tektonicznego skał. Natomiast obok tych wątpliwości jest rzeczą dostatecznie uzasadnioną, zarówno w teorii, jak też studiach eksperymentalnych i terenowych¹²⁾, że jednokierunkowy nacisk tangencjalny wywołuje dwu lub więcej kierunkowe systemy spękań. Fakt ten celowo podkreślam przed przystąpieniem do dyskusji nad genezą spękań grenlandzkich.

Należy jeszcze nadmienić, że obok ruchów tangencjalnych stoi druga mniej ważna grupa zaburzeń tektonicznych — ruchy radialne (pionowe). Jednakże spękania związane z tymi ruchami są dotychczas mało znane.

Jeżeli idzie o genezę badanych tu spękań w Grenlandii Zachodniej należy wziąć pod uwagę następujące momenty.

1) Spękania mają przebieg przeważnie południkowy, co uwydatnia się w wybitnie jednokierunkowym maksimum w zestawieniu całego materiału.

2) Maksimum to jest zgodne z ogólnym kierunkiem krawędzi lądolodu w Grenlandii Zachodniej (Linia k—k' w diagramie (Ryc. 2) wyznacza kierunek przebiegu krawędzi lądolodu od równoleżnika Godthaab po równoleżnik Umanak).

3) Spękania maksimum południkowego posiadają lustrzane ściany kliważowe (Harnische). Fakt ten dowodzi, że spękania są granicami, wzdłuż których odbywały się ruchy i wzajemne przesunięcia (wytarcie!) sąsiadujących ze sobą bloków skalnych.

4) Kierunek większości spękań w stosunku do kierunku warstw jest poprzeczny lub skośny.

Jest rzeczą bardzo prawdopodobną, że potrzaskanie tektoniczne archaicznej płyty grenlandzkiej nie odbyło się w jednym okresie. Świadczy o tym zarówno różnorodność maksimum w zestawieniu materiału K o r n e r u p a, jak też stwierdzona przez K r u e g e r a niezgodność kierunków spękań z przebiegiem żył diabazowych. Wniosek taki znajduje swoje poparcie „per analogiam“ do archaicznej płyty Skandynawskiej,

¹²⁾ Najwięcej materiału w tym względzie dostarcza t. zw. „szkoła heidelberska“ (S a l o m o n, L i n d, D i n u, E n g s t l e r).

Najbogatszy materiał obserwacyjny z obszarów Polski, a mianowicie z Podola i Roztocza zebrali współpracownicy Instytutu Geograficznego we Lwowie w badaniach, zainicjowanych przez prof. E R o m e r a, A. C h a ł u b i ń s k a, J. C z y ż e w s k i, A. M a l i c k i, M. O r l i c z, S. L e g e ż y ń s k i, D. P i a s e c k i, A. J a h n).

gdzie przez studia bardzo szczegółowe (np. Ljungner¹³) stwierdzono niezbicie istnienie kilku faz tworzenia się spękań skalnych.

Nie wchodząc bliżej w genezę całości spękań zajmę się jedynie wyjaśnieniem tak wyraźnej przewagi kierunku południkowego. Uderzająca zgodność tego kierunku spękań z ogólnym przebiegiem krawędzi lądolodu już w terenie nasunęła mi przypuszczenia genetycznej łączności tych dwu zjawisk. Studia literatury dotyczącej mechanizmu ruchów izostatycznych, związanych ze wzrostem i kurczeniem się czaszy lodowej, utwierdziły mnie w tym przekonaniu.

Glacialne zanurzenie i postglacialne podniesienie lądu w tej szerokości geograficznej wynosiło, jak na to wskazuje zasięg morskich łąw na zboczach fiordu, ok. 140 m. O ileby to było normalne wydzwignięcie izostyczne, typu epejrogenicznych ruchów „en bloc“, nie mielibyśmy żadnych powodów do przypuszczeń, że ruch ten wywołał jakiegokolwiek zmiany struktury lub tekstury w obrębie powierzchniowej strefy skalnej (the zone of fracture). Jednakże studia geologów skandynawskich i angielskich wykazały ponad wszelką wątpliwość, że odkształcenia izostyczne, związane z narastaniem lub kurczeniem się czaszy lodowej, posiadały znamiona ruchów falowych, zgodnych z przesuwaniem się krawędzi lądolodu. Wzrost masy i ciężaru lodów powoduje obniżenie się podłoża czaszy oraz, w następstwie odpływu mas plastycznych wnętrza ziemi spod obszaru centralnego, nabrzmienie przedpoła lądolodu (Wright¹⁴), Nansen¹⁵), Daly¹⁶). W ten sposób między wciśniętym obszarem centralnym, a podniesioną strefą peryferyczną powstaje wygięcie warstw typu olbrzymiej fleksury, zorientowanej równolegle do ogólnego biegu krawędzi lądolodu (Ryc. 4). Powiększenie się czaszy lodowej jest przyczyną przesuwania się tej fleksury ku zewnątrz (przy pewnym stałym opóźnieniu się, wywołanym sztywnością skorupy ziemskiej), kurczenie się lodów powoduje oczywiście ruch przeciwny. Tego rodzaju efemeryczną formę tektoniczną, wykształconą w postaci wyraźnego progu zewnętrznych warstw skalnych skorupy ziemskiej, a związaną z przemieszczaniem się wewnętrznych, plastycznych mas ziemi, możnaby nazwać

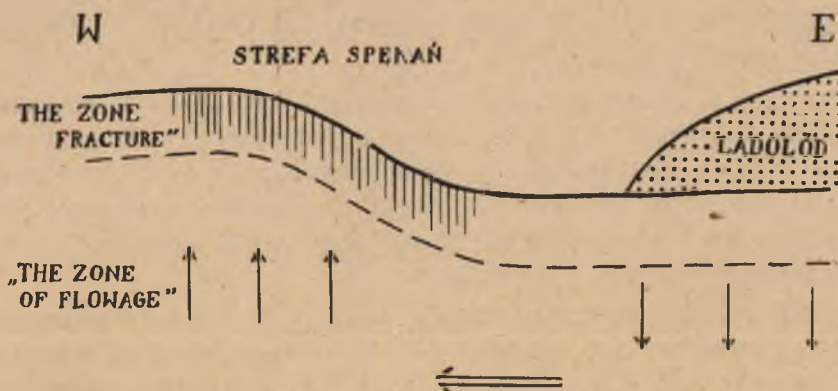
¹³) E. Ljungner: Spaltentektonik und Morphologie der schwedischen Skagerrack—Küste. Teil I. u. II. Bull. of the Geolog. Inst. Upsala. V. XXI. 1927—1930.

¹⁴) W. B. Wright: The Quaternary Ice Age. London 1937.

¹⁵) F. Nansen: The Strandflåt and Isostasy. Kristiania 1921.

¹⁶) R. A. Daly: The Changing World of the Ice New Haven Yale University Press. 1934.

„ruchomą fleksurą“ (lub „ruchomym fałdem“) ¹⁷⁾. Najbardziej przekonujących dowodów na istnienie takich form dostarczają klasyczne badania Bröggera ¹⁸⁾ z obszaru południowej Skandynawii. Brögger, studiując dzisiejsze położenie postglacialnych osadów morskich w okolicach fiordu Oslo, oraz określając na podstawie zespołów faun głębokość położenia tych osadów w momencie ich tworzenia się, stwierdza tą drogą falowy ruch postglacialnego wydzwignięcia. Amplituda wygięcia warstw na przestrzeni północny cypel półwyspu Jutlandzkiego — Oslo wynosiła ok. 200 m. Jest to zjawisko imponujące, jeśli się zważy, że wygięciu uległo tu podłoże granitowo- gnejsowe.



Ryc. 4. Schemat „odnawiania się“ spękań diaklazowych na przegubie ruchomej fleksury.
Fig. 4. Sketch showing „the renewal“ of the meridian joints of the rocks in the zone of fracture during the pleistocene movement in Greenland.

Opisany pokrótce mechanizm falowych odkształceń izostacyjnych, towarzyszących powiększeniu się i kurczeniu dyluwialnych czasz lodowych, może nam wyjaśnić przewagę kierunku południkowego w spękanach grenlandzkich.

Przesuwanie się brzegu lodolodu w Grenlandii Zachodniej odbywało się ku zachodowi i ku wschodowi, w pozycjach równoległych do dzisiejszej krawędzi. Ten równoległy, południkowy kierunek był zachowany

¹⁷⁾ Niektórzy skłonni by byli upatrywać w peryferycznych nabrzmieniach, towarzyszących obniżaniu się obszarów zlodowaconych, form płaskich fałdów. Nie wchodząc w to bliżej za rzecz najważniejszą uważam: 1) wygięcie warstw, 2) ruchomość i zmienność formy.

¹⁸⁾ W. C. Brögger: Om de Senglaciale og Postglaciale Nivaforändringar i Kristiania feltet. Norg. Geol. Undersög. Nr 31, 1901.

— Strandliniens Beliggenhed under Stenaldern; Norg. Geol. Undersög. N. 41. 1905.

w przebiegu ruchomych nabrzmiń peryferycznych; zgodnie więc z tym kierunkiem miało miejsce pionowe wygięcie warstw, wygięcie zmieniające swoje położenie w zależności od przemieszczania się płynnych mas wnętrza ziemi, a opóźniające się w stosunku do ruchu krawędzi lodowej stosownie do sztywności zewnętrznych warstw skalnych. W tego rodzaju wygięciach musiały zachodzić względne przesunięcia bloków skalnych, wzdłuż istniejących już spękań, których kierunek był zgodny z kierunkiem wygięcia¹⁹⁾; dowodzą tego wyglądkone, wytarte powierzchnie ścian kliważowych (lustra). Archaiczne spękania uległy w ten sposób „odnowieniu” a być może powiększeniu. Sumarycznym rezultatem tych procesów było zdobycie bezwzględnej przewagi, tak co do ilości, jak też wielkości, przez kliważe grupy południkowej (N 15 W — N 5 E) nad kliważami innych kierunków.

Przewaga ta charakteryzuje badany przeze mnie teren w bezpośrednim pobliżu dzisiejszej krawędzi lądolodu. Jednakowoż o ile powyższa hipoteza wpływu glacialnych i postglacialnych ruchów izostatycznych na rozwój niektórych kliważy jest słuszna, powinniśmy obserwować spękania o kierunkach południkowych na całym obszarze dzisiejszego przedpola lądolodu Grenlandii Zachodniej.

Wszak dyluwialna czasza lodowa sięgnęła aż poza dzisiejsze wybrzeże i cały obszar, dziś wolny od lodów, był terenem przesuwania się eiemerycznych form tektonicznych. W istocie, wystarczy spojrzeć na diagramy skupiające materiały pomiarowe Kornerupa i Kruegera (Fig. 1, 2 i 3 w pracy Kruegera²⁰⁾) by się przekonać, że zestawienia te dają bardzo wyraźne maksima o kierunku południkowym; maksima te, aczkolwiek w interpretacji diagramów przez Kruegera zupełnie pominięte są, moim zdaniem, nie mniej wybitne i charakterystyczne, aniżeli przez tego autora wyróżniane i w dyskusji nad wiekiem spękań omawiane, maksima N—W i N—E. Dodać jeszcze należy, że szczególne znaczenie maksimum południkowego polega na tym, iż występuje ono zarówno w Grenlandii Zachodniej (Fig. 1, 2 Kruegera), jak też południowej (Fig. 3 Kruegera). Jeżeli więc zgodzimy się na wniosek Kruegera, że zmienność przestrzenna kierunków NW i NE stoi w związku z różnicą wieku tych systemów, to stałe powtarzanie się spękań grupy południkowej na obszarze całej Grenlandii Zachodniej i Południowej, wskazuje na jednolitą przyczynę i jednolity wiek rozwoju tych spękań.

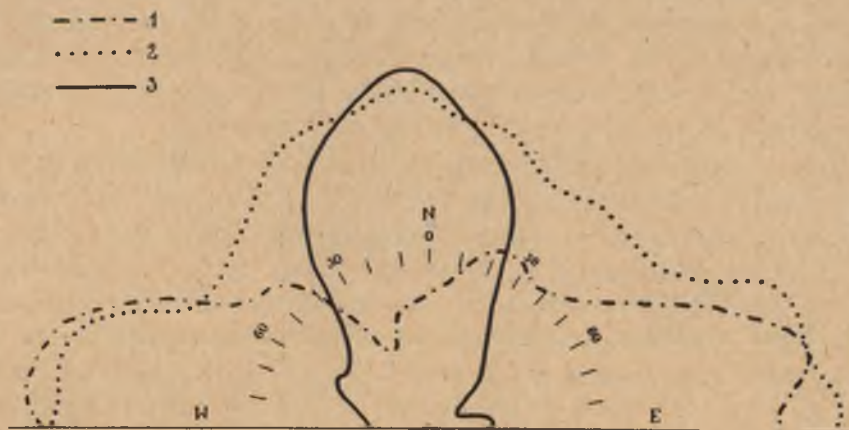
¹⁹⁾ Pod „kierunkiem wygięcia” rozumiem tu kierunek w znaczeniu kierunku warstw geologicznych — a więc zgodny z osią wygięcia, a nie upadem.

²⁰⁾ H. K. E. Krueger: Gesteinskörper... (op. cit.).

3. Zależność rzeźby od kierunków spękań skał.

Ogólny kierunek fiordu, jak wyżej wspomniałem, nie pokrywa się z przeważającym systemem spękań — co więcej, kierunki te wzajemnie krzyżują się. Rzecz tę ilustruje diagram (Ryc. 5), gdzie wrysowano obok krzywej konsekwentnej kliważy krzywą konsekwentną kierunków linii brzegowej i warstwic 100 m²¹⁾.

Brzeg fiordu posiada zasadniczy przebieg równoleżnikowy, przy bardzo małych odchyleniach w innych kierunkach (diagram). Natomiast



Ryc. 5. Krzywe konsekwentne kierunków spękań skalnych i przewodnich linii rzeźby. 1 — brzeg fiordu, 2 — warstwica 100 m, 3 — kierunki spękań.
Fig. 5. Diagram shows the relation of the relief to the direction of the rock-joints. 1 — the directions of the shore-line, 2 — the directions of the line 100 m., 3 — the directions of joints.

zbocze fiordu w wysokości 100 m, aczkolwiek w całości zachowuje ogólny kierunek brzegu, posiada jednocześnie znaczne odchylenia. Odchylenia owe dają kulminację, zupełnie zgodną kierunkowo z maksymalną grupą spękań (Ryc. 5). To ogólne zestawienie pozwala już na sformułowanie następującego wniosku: **n i e r ó w n o l e ż n i k o w y k i e r u n e k f i o r d u,**

²¹⁾ Diagram powyższy skonstruowano w celu wykazania, czy w ogóle i w jakim stopniu istnieje związek między kierunkami spękań, ujętymi jako całość, a przebiegiem zasadniczych linii rzeźby obszaru, w obrębie którego dokonano pomiarów spękań. Kierunki przewodnich linii rzeźby można odcyfrować (przy odpowiednio dużej podziałce mapy) na podstawie przebiegu warstwic, jako linii w każdym miejscu zgodnych kierunkowo z rozciągłością zboczy.

Dla tych celów wybrano tutaj na mapie 1 : 50.000. (Mapa warstwiczna wykonana w ramach prac naszej wyprawy przez mjr. A. Zawadzkiego) warstwice 0 m (linia

lecz kierunek form w stosunku do fiordu drugorzędnych, wykazuje zgodność z maksimum spękań skalnych; a zatem te formy (zatoki, półwyspy), a nie rynna fiordu, posiadają swoją predyspozycję w spękaniach.

Oto przykłady tej predyspozycji bezpośrednio zanotowane w terenie. Zbocze zatoki fiordu u ujścia doliny IV (Fig. 6), o kierunku NNE, jest zupełnie zgodne z panującym tu kierunkiem spękań skał. Nad fiordem są widoczne olbrzymie, lustrzane powierzchnie ścian kliważowych, tworzących tu bezpośrednio prawie pionowy stok. Ten sam kierunek posiadają spękania w uchodzącej do zatoki dolinie IV, oraz w obrębie równoleżnikowego zbocza fiordu. Kliważe, rozszerzone procesem wietrzenia w dwie szczeliny, tną tu stok fiordowy prostopadle do kierunku brzegu; spękań równoległych do kierunku zbocza nie obserwowałem tutaj.

Wpływy spękań południkowego maksimum na formy terenu daje się śledzić wzdłuż zachodnich zboczy kotliny J. Dybowskiego oraz wzdłuż wschodniego zbocza doliny Flory. Geometryczne zarysy tych kotlin są uwarunkowane predyspozycją kliważową; formy te są zatokami fiordu z okresu, gdy ląd był zanurzony 80—100 m poniżej poziomu dzisiejszego. Liczne ślady glacialnego przeobrażenia zboczy kotlin, widoczne w postaci ścięcia i porysowania glacialnego ścian kliważowych, świadczą, że predysponowana spękaniem rzeźba tutejsza była już gotowa przed ostatnią transgresją lodów.

Preglacialny rozwój rzeźby, dostosowanej do już istniejącej równoleżnikowej rynny fiordu, odbywał się, tak jak się to i dzisiaj dzieje, po

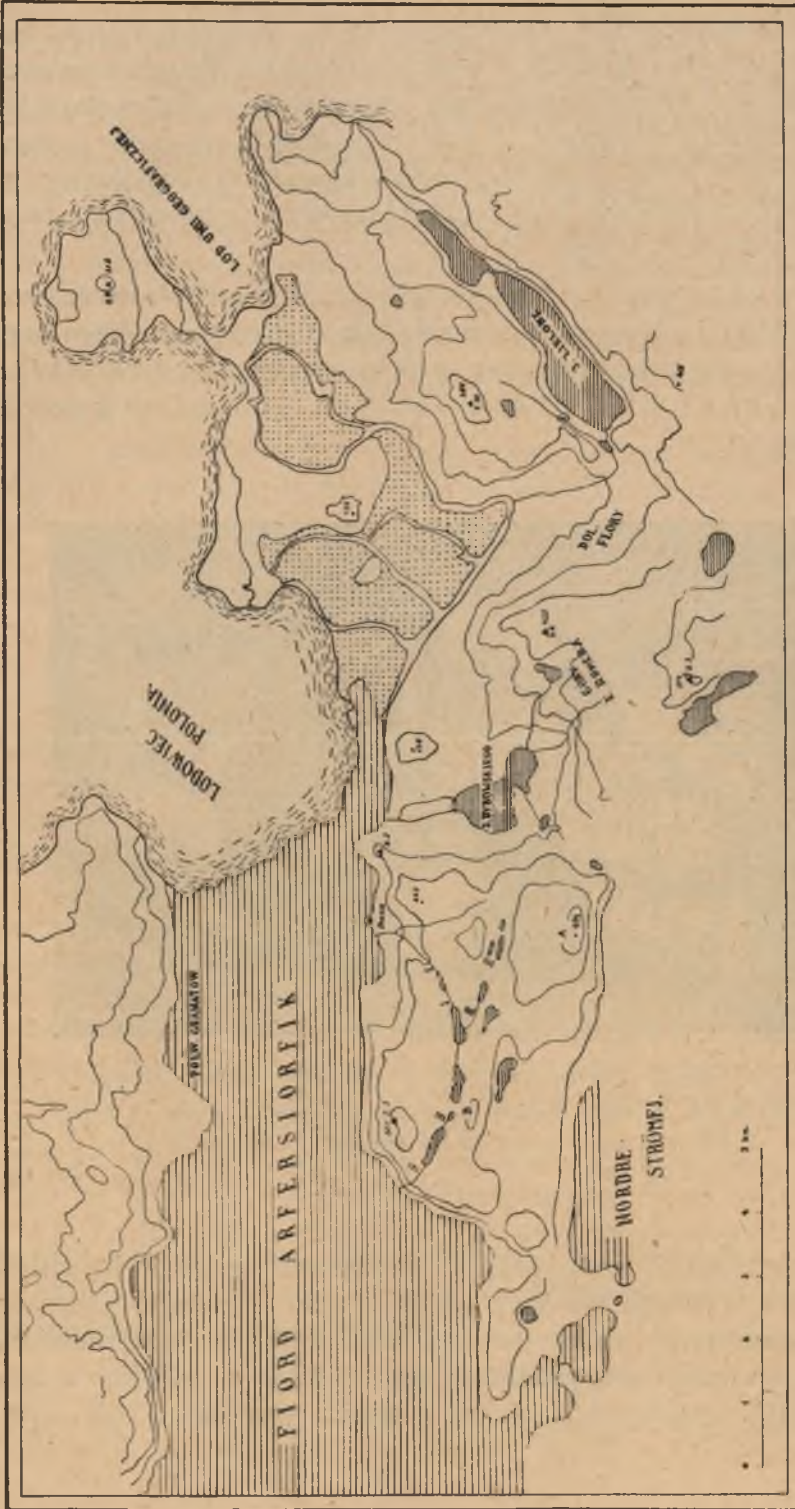
brzegowa), określającą ogólne zarysy fiordu, oraz warstwicę 100 m, dającą przebieg kierunków zboczy w pewnej odległości od wybrzeża. Warstwice powyższe rozbito na odcinki proste, uwzględniając wszelkie załamania przebiegu. Zmierzone azymuty odcinków kątomierzem oraz długość (w mm). W ten sposób uzyskano tabelaryczny materiał kierunków podobny do materiału pomiarowego kliważy, przy czym odpowiednikiem częstości spękań w zestawieniach kliważowych jest tu długość odcinków a więc np.

N 26 W — 5 mm

N 10 E — 8 mm

N 4 E — 7,5 mm.

Materiał ten wrysowano w azymutalną różę kierunków, według powszechnie używanej w opracowaniach statystycznych spękań metody Cloosa (tak jak w diagramie Ryc. 2 niniejszej pracy). By uzyskać ogólny obraz kierunków brzegu i zboczy, a zarazem wyeliminować błędy wynikłe z niedokładności mapy i niedokładności pomiarów, zastosowano tu metodę krzywych konsekwentnych. Wyrównania dokonano w obrębie kąta 40°. Ten sam stopień wyrównania w obrębie krzywej konsekwentnej spękań stwarza w diagramie jednolitą podstawę dla porównania tych dwu zjawisk.



Ryc. 6. Przedpole lądolodu grenlandzkiego między fiordami Arfersiorfik a Nordre—Ström. Szkic wykonany na podkładzie fotografometrycznej mapy A. Zawadzkiego, uzupełnionej w małym fragmencie na południu zdjęciem krokowym autora.

Fig. 6. Sketch-map showing the detail investigated region between Arfersiorfik and Nordre—Ström - fiord, prepared in general on the basis of the photogrametric map of A. Zawadzki.

linii spękań południkowych. Embrionalne stadia tego, ustawicznie dziś postępującego procesu, śledzimy w obrębie wszystkich równoleżnikowych odcinków fiordu. Kliważe rozcinające poprzecznie skały nadbrzeżne (Ryc. 7) wyznaczają kierunek, w którym postępuje niszczenie brzegu. W wygładzonych przez lodowce równoleżnikowych stokach fiordu spękania wyrębiają poprzecznie małe zatoczki, które są tu początkiem post-glacialnego niszczenia brzegu.

Predysponowane spękaniem południkowe rozczłonkowanie brzegu fiordu jest zjawiskiem powszechnie tu panującym. Zjawiskiem, które miało miejsce zarówno przed jak też po transgresji lądolodu.



Ryc. 7. Płaszczyzny pęknięć tną poprzecznie brzeg fiordu Arfersiorfik.

Fig. 7. The bundle of joints, cutting the gneiss rocks on the slope of Arfersiorfik-fiord transversally to the direction of the fiord.

Fot. autor, lipiec 1937.

Dalsze przykłady predyspozycji kliważowej możemy stwierdzić w położeniu i przebiegu przełęczy, dolin i jezior. Przełęcz głównego grzbietu wododzielniczego między fiordami Arfersiorfik i Nordré-Strömfiord są z reguły uwarunkowane spękaniem skał. Widzimy to zarówno w małych szczybach grzbietowych, jak też w niskich przełęczach typu „itiw-

dleków“ eskimoskich²²⁾. (Ryc. 8). Dwa wielkie itiwdleki na S od ujścia doliny IV są wycięte przez kliważe typu uskoków o kierunkach od N 2 E do N 10 W. Również na zboczach wielkiego Itiwdluarsuku, będącego przez swą dostępność (zaledwie 15 m wysokości) najważniejszym przejściem Eskimosów do Nordré-Strömfiordu, obserwowałem spękania zgodne z kierunkiem zboczy (N 60 W). Jak półwyspy i zatoki, tak również itiwdleki są formami, powstałymi dzięki niszczącej pracy wietrzenia i wód, a pogłębionymi przez lodowce. Linie działalności wietrzenia i wód płynących były w preglacjale ściśle wytyczone kierunkami spękań skalnych. Do istniejących już, predysponowanych kliważami, form erozyjnych, dostosowały się lodowce.

Jak wspominałem wyżej, kliważe występują nie pojedynczo lecz częściej w postaci wiązek równoległe do siebie zorientowanych szczelin. Wzdłuż takich wiązek, będących pasmami słabszej odporności skał, efekty wietrzenia są znaczne; dzięki pracy wietrzenia formują się dzikie, stromościenne wawozy, które rozcinają zbocza starych dolin polodowcowych, wyznaczają kierunki rozwoju rzeźby postglacjalnej. Podobne typy dolin i wyrębów skalnych, predysponowanych wiązkami spękań, znane są z obszaru Skandynawii (Ahlmann²³⁾ i Alp (Stiny²⁴⁾).

Sieci spękań skalnych w pewnym stopniu jest podporządkowana — choć nie w tej mierze co wietrzenie — praca wód płynących. Sieć spękań jest tak gęsta, że wiele strug przedpola lądolodu, nie rzeźbi łożyska w podłożu skalnym, lecz wykorzystuje istniejące już szczeliny.

²²⁾ Nazwą „Itiwdleki“, „Itiwdluarsuk“, „Itiwdluarsuak“ określają Eskimosi niskie przełęcze między fiordami, które służą jako miejsca przejść wypraw łowieckich z fiordu do fiordu.

Ekspedycja nasza miała możliwość obserwować przerzucanie się jednej z eskimoskich drużyn łowieckich z Arfersiorfik do Nordre-Strömfiordu przez, niżej wspomniane, „Itiwdluarsuk“. W przeciągu b. krótkiego czasu przetransportowano poprzez przełęcz cały sprzęt łowiecki, łódzie i namioty.

Bliższe wyjaśnienie nazwy i opisy tych przełęczy daje w swojej monografii Kosiba na str. 32—33. A. Kosiba: Grenlandia, Lwów—W-wa 1937.

²³⁾ H. W. Ahlmann: Mechanische Verwitterung und Abrasion an der Grundgebirgsküste des nordwestlichen Schonen. Bull. Geol. Inst. Upsala. 1916.

²⁴⁾ J. Stiny: Einiges über Gesteinsklüfte und Geländeformen in der Reisseckgruppe (Kärnten). Zeit. F. Geomorph. B. I.

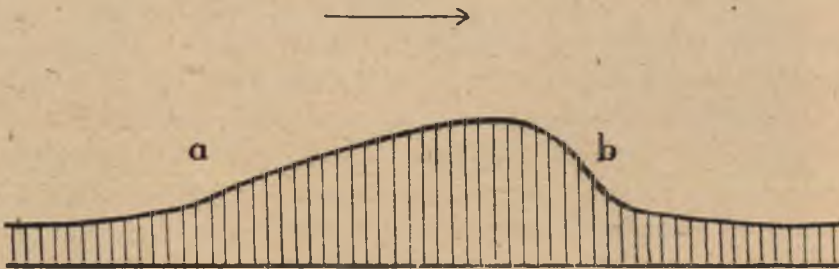
4. Studium wygląków lodowcowych.

Formy związane z oddzielnnością ławicową i upadem warstw.

Zasadniczy element w mikromorfologii erozyjnej powierzchni polodowcowej stanowią wygłądy skalne (baranie łby, roches moutonées). Są to formy wypukłe, o znamionym profilu podłużnym, w którym wyróżnia się zbocze uderzeniowe lub proksymalne i zbocze ślizgowe lub dystalne. (Ryc. 8-a).

Większość wygląków jest zależna od struktury skał, zwłaszcza od warstwowania i oddzielnności ławicowej. Omówię naprzód formy związane z oddzielnnością ławicową skał.

Uławicenie, albo ławicowa oddzielnność skał krystalicznych jest to zjawisko oddzielania się (odpryskiwania) poziomych lub prawie poziomych kompleksów warstwowych (ławic). Tę właściwość skał posiadają



Ryc. 8. Profil podłużny wygląku lodowcowego, a — zbocze uderzeniowe (proksymalne), b — zbocze ślizgowe (dystalne). Strzałka wskazuje kierunek ruchu lodu.

Fig. 8. The ice — rundling in longitudinale section.

w badanym obszarze szczególnie gnejsy i granitognejsy. Oddzielające się tu warstwy ławic są bądź to równoległe do dzisiejszej powierzchni skał bądź też zgodne z warstwowaniem gnejsów²⁵⁾. Regularne, prostolinijne

²⁵⁾ Ogólną przyczyną zjawiska ławicowej oddzielnności jest pionowe zróżnicowanie napięcia wewnętrznego skał. Ljungner (Spaltentektonik und Morphologie der schwedischen Skagerrack-Küste, B. I. II. Bull. Geol. Inst. Upsala 1927-1930) przedstawiając krytycznie dotychczasowe poglądy na powstanie ławicowości skał krystalicznych wydziela następujące typy genetyczne tego zjawiska.

1) Przez pierwotne kurczenie się jądra skalnego oddzielają się szczególnie w obrębie granitów, grube kompleksy ławic. Szczeliny oddzielnności są tu często wypełnione pegmatytem.

2) Proces pogłębiania dolin erozyjnych wywołuje zwolnienie napięcia wewnętrznego powierzchniowych warstw skalnych skorupy ziemskiej. Wraz z wcinaniem się rzek lub lodowców występują sukcesywne odpryskiwanie płyt skalnych, zorien-

ściany klawiszowe lub mniej regularne, postglacjalne pęknięcia wierzniowe tną ławice u ich wschodni. W ten sposób przy poziomym układzie ławic powstaje na zboczach cały system stopni, ułożonych na kształt schodów jedne nad drugimi. (Ryc. 9). Grubość poszczególnych stopni jest określona miąższością ławic. Przy skośnym upadzie ławic tworzą się formy zboczowe lub grzbietowe o profilu zębów piły (Ryc. 12). Wschodnie ławic uległy przeobrażeniom pod wpływem mechanicznej działalności



Ryc. 9. Schodowaty układ poziomo leżących ławic skalnych.

Fig. 9. The cascade stairway of the rock banks.

Fot. autor, lipiec 1937.

lodu w bardzo charakterystyczne formy wyglądów lodowcowych. Rozpatrzmy te formy, posługując się w tym względzie bardzo instruktywnym schematem Ljungnera²⁶⁾. (Ryc. 10).

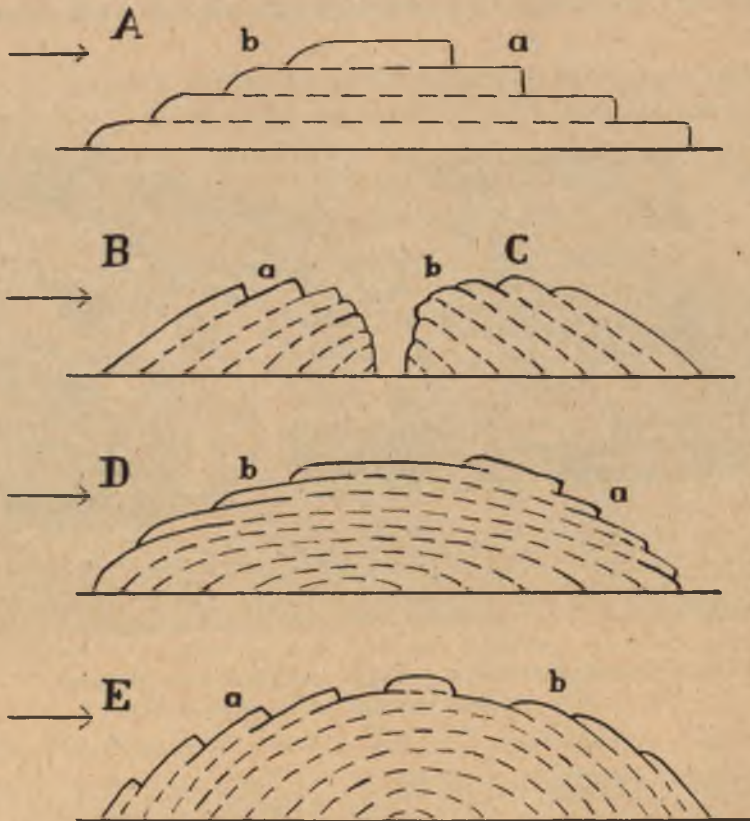
towanych równoległe do powierzchni erozyjnej, niezależnie od wewnętrznej struktury skał (Teoria Gilberta).

3) Wreszcie trzeci typ ławicowej oddzielności skał wiąże się z wywołaną przez dzisiejsze wahania temperatury zmianą napiecia wewnętrznego skał. Tak, jak insolacyjne, dzienne nagrzewanie i nocne oziębianie powierzchni skał powoduje odpryskiwanie cieniutkich, milimetrycznych warstewek (zjawisko deskwamacji), tak roczne wahania temperatury wywołują oddzielanie się warstw odpowiednio grubszych. Oczywiście takie uławicenie jest zorientowane równoległe do powierzchni erozyjnej.

²⁶⁾ Ljungner: Spaltentektonik... T. III. (op. cit.),

Formy wygładów wiążą się ściśle z położeniem, kierunkiem i upadem ławic. Decydujące znaczenie posiada stosunek przebiegu warstw uławiczenia do a) powierzchni erozyyjnej, b) kierunku ruchu lodu.

a) Uławicenie zgodne co do upadu z nachyleniem powierzchni erozyyjnej daje wyraźne wygłady lodowcowe, gdzie przeciwstawieństwo stron proksymalnej i dystalnej jest silnie zaakcentowane. Do tego typu



Ryc. 10. Schemat zależności form wygładowych od układów ławicowych skał (wg Ljungnera). Strzałki wskazują kierunek ruchu lodu.

Fig. 10. Diagram showing the relation of the ice-rundlings to the rock-banks (after Ljungner).

należy przeważna część zбочzonych i wierzchowinowych wygładów grenlandzkich. Przy niezgodnym z nachyleniem powierzchni erozyyjnej upadzie ławic powstają wygłady krótkie, niewyraźne, szerokością swoją bardzo zbliżone do grubości ławic. Przy tego rodzaju ułożeniu ławic wygłady niekiedy w ogóle nie zaznaczają się, powstaje jednolicie wytarte, strome zбочce.

b) Położenie ławic w stosunku do kierunku ruchu lodów wyraża się w postaci zgodnego i niezgodnego w stosunku do ruchu lodu układu ławic.

Pod „zgodnym z ruchem lodów“ rozumię tego rodzaju układ, w którym ławice zachodzą łuskowato na siebie na kształt dachówek — zgodnie z kierunkiem posuwania się lodów (Ryc. 10) „a“). Zgodność ta jest zgodnością ułożenia dachówek w stosunku do spływu wód deszczowych po powierzchni dachu. Związek takiego układu ławic z nachyleniem powierzchni erozyjnej jest następujący: Jeżeli upad ławic posiada kierunek przeciwny, aniżeli kierunek posuwania się lodu, to „zgodny z ruchem lodu układ ławic“ ma miejsce tylko wtedy, gdy kąt upadu ławic jest większy od nachylenia powierzchni erozyjnej. Natomiast przy kierunkowo zgodnym z ruchem lodu upadzie ławic układ zgodny występuje o ile kąt upadu ławic jest mniejszy od nachylenia powierzchni erozyjnej.

Przy „niezgodnym z ruchem lodu układzie ławic“ stosunek kąta upadu ławic do nachylenia powierzchni erozyjnej wyraża się przeciwnie, aniżeli w dwu wyżej podanych regułach.

W zależności od zgodności lub niezgodności położenia ławic w stosunku do ruchu lodu mamy dwa typy wyglądu lodowcowych.

1. Przy zgodnym z ruchem lodu układzie ławic tworzy się wybitnie asymetryczna forma wyglądu, o wytartym, łagodnym zboczu proksymalnym (uderzeniowym), a spękaniowej, ostro ścinającej grzbiet wyglądu stronie przeciwnej (Ryc. 10 „a“). Możemy tu mówić raczej o jednostronnym (w sensie wytarcia lodowcowego) typie wyglądu, gdyż faktycznie t. zw. strona dystalna wyglądu nie istnieje tu zupełnie; jest ona zastąpiona prawie nietkniętą pracą lodu, ścianką kliważową lub wietrzeniową. Natomiast strona uderzeniowa jest powierzchnią ławicy, przeobrażoną przez mechaniczną pracę lodu (Ryc. 11).

2. Przy niezgodnym z ruchem lodu ułożeniu ławic (Ryc. 5 „b“), wychodnia ławic jest stroną uderzeniową wyglądu.

Wygląd przybiera tu formę otoczonego progu, którego stroną dystalną jest powierzchnia ławicy. W przeciwieństwie do typów „a“ (Ryc. 10), efekt mechanicznej obróbki lodowej jest tu widoczny na obydwu stronach wyglądu.

Najlepszych przykładów ławicowych wyglądu lodowcowych zgodnych z ruchem lodu dostarcza grzbiet między doliną I a fiordem oraz zbocza i wierzchowina kopolastej góry „A“ (patrz mapka Ryc. 6). Na wierzchowinie między dol. I a fiordem ławice gnejsów z wkładkami pegmatytów nachylają się łagodnie ku E. Ich wychodnie są ścięte powszechnie tu występującymi kliważami o kierunku N—S bądź oblamują w mniej

regularne ścianki spękań wietrzeniowych (Ryc. 12). Zasadnicza różnica między tymi spękaniem polega na tym, że kliważe sięgają głęboko, bez względu na oddzielność ławicową (Ryc. 12 „b, c”), podczas gdy spękania wietrzeniowe istnieją tylko w obrębie powierzchniowej ławicy, nie naruszając warstw spągowych (Ryc. 12 „a”). Powierzchnia ławic, idealnie wyszlifowana, posiada niekiedy rysy lodowcowe. Lokalny kierunek lodu zaznaczony kierunkiem rysów (E—W) stoi w zgodzie z dokładnie wschodnią ekspozycją strony uderzeniowej wyglądów. Wielkość form stosownie do małego upadu i grubości ławic nieduża (1—1,5 m wysokości).



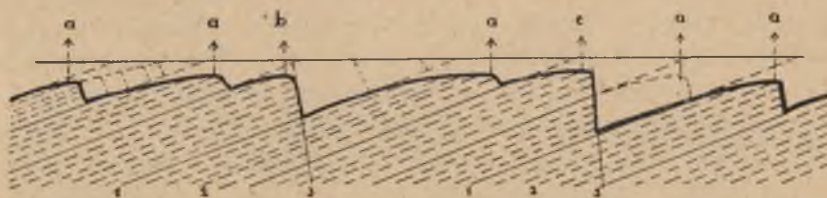
Ryc. 11. Układ ławic zgodny z ruchem lodu. ławice bocznie ścięte, strona dystalna nienaruszona przez lód. Na powierzchni ławicy (koło głazu) niski wygląd tarczowy.
Fig. 11. The inclination of the layers correspond with the ice flow. On the top of the layer small shield-knob.

Fot. autor, sierpień 1937

Powstanie mikroreliefu wychodni ławic o profilu jednostronnie nachylonych zębów piły jest procesem ściśle związanym ze strukturą skał. Bierne warunki podłoża odegrały tu rolę poważniejszą, aniżeli działająca siła formotwórcza. Bez względu na to, co przyjmiemy za proces formotwórczy, czy wietrzenie, czy mechaniczną pracę lodu, czy wreszcie wspólną działalność obu tych czynników, musimy się zgodzić, że miejsce działania tych czynników było z góry określone liniami słabszej odporności podłoża wzdłuż płaszczyzn oddzielności lub istniejących już pionowych szczelin kliważowych.

Jaki mógł być udział wietrzenia mechanicznego w wytworzeniu pagórkowatego krajobrazu wychodni ławicowych, piszę poniżej. Należy jednakże zaznaczyć, że w ramach predyspozycji strukturalnej podłoża wietrzenie rozwijało swoją pracę niszczącą zarówno w preglacjale jak też w okresie lodowym jako proces subglacjalny. Uważając ten ostatni typ wietrzenia za zupełnie dopuszczalny powołuję się w tym względzie na znane obserwacje Blümcke²⁷⁾ i Finsterwaldera²⁸⁾ nad temperaturą denną współczesnych lodowców alpejskich — obserwacje, stwierdzające, że wywołane zmianami nacisku lodu zjawiska regelacji prowadzą do systematycznego niszczenia drogą wietrzenia skał podłoża lodowego.

Stadialny proces tworzenia się bruzd międzyławicowych zobrazowano w schematycznym rysunku Ryc. 12, przedstawiającym zbadane w te-



Ryc. 12. Niektóre typy wierzchwinowych wyglądków grenlandzkich, a — typ wietrzeniowy, b — typ kliważowy w obrębie jednej ławicy, c — typ kliważowy w obrębie dwu ławic. 1 — powierzchnia oddzielności ławicowej, 2 — warstwowanie gnejsu, 3 — pęknięcia kliważowe.

Fig. 12. Some types of the ice rundlings, on the rock-banks.

renie typy bruzd. Wzdłuż szczelin kliważowych powstają bruzdy jednostronne, gdzie zniszczeniu ulega jedna ze ścian szczeliny. Oczywiście będzie to ta ściana, która ogranicza odłupany wzdłuż warstw gnejsu lub płaszczyzn oddzielności a przez to zupełnie od trzonu ławicy odcięty blok skalny. Blok ten łatwo może być wyruszony z normalnego położenia i uprzątnięty przez lód. Zdarza się również, że zostają usunięte górne części dwu i więcej rozciętych przez szczelinę kliważową ławic, a wtedy rozmiary wyglądu odpowiednio rosną (Ryc. 12 „c“). Rezultat pracy mechanicznej lodu jest tu zgodny z kierunkiem jego ruchu. Będące przeszkodą dla tego ruchu poprzeczne ściany kliważowe są niszczone i usu-

²⁷⁾ A. Blümcke: Zur Frage der Gletschererosion. Sitzung. bayer. Akad. Wiss. Mat. phys. Kl. XX. 1890.

²⁸⁾ S. Finsterwalder: Wie erodieren die Gletscher? Zeit d. Dt. u. Östr. Alp. Ver. XXII. 1891.

nięte, — natomiast ściany „w cieniu“ tego ruchu leżące, zachowały się do dziś w formie nietkniętej przez lód.

Jeżeli w powstaniu i rozwoju bruzd wzdłuż szczelin spękaniaowych lub u wychodni ławic poważny udział miało wietrzenie mechaniczne, to wytworzenie się ostatecznej, wypolerowanej formy wyglądu dokonało się niewątpliwie pod działaniem lodu. Wprawdzie jest rzeczą znaną, że tego rodzaju wygładzone powierzchnie skalne mogą być rezultatem działania wód subglacjalnych, szlifujących podłoże przy pomocy wymytego z moreny dennej ilasto-piaszczystego materiału, jednakowoż obecność typowych rysów lodowcowych na powierzchni wyglądów wskazuje bez wątplenia na ścierającą działalność lodu, jako czynnik polerujący. Wygładzeniu uległy te partie wyglądu, na których lód się wspierał bezpośrednio. A więc przy skośnie ustawionych a przeciw ruchowi lodu opadających ławicach (jak na Ryc. 12) silniejszemu wytarciu uległy górne, wystające części ławic, stąd też nachylenie strony uderzeniowej wyglądu jest prawie z reguły mniejsze od upadu warstw. Natomiast części powierzchni ławic, które wchodzą w obręb bruzdy między wyglądami, znajdowały się, podobnie jak ścianki kliważowe, ścinające wyglądy, poza zasięgiem szlifującej pracy lodu; o tym świadczy dzisiaj ich chropowaty wygląd.

Rozpatrzyłem tutaj proces tworzenia się form wyglądowych w obrębie zgodnego z ruchem lodu układu ławic. O ile upad ławic maleje i zbliża się do położenia poziomego, wtedy zboczowe układy wyglądów przybierają postać stopni schodowatych — jak to ilustrują fotografie Ryc. 9 i 11. Ten typ jest charakterystyczny dla łagodnych zboczy w pobliżu Nordré Strömfiordu.

Formy wyglądów ławicowych zmieniają się nie tylko w zależności od upadu ławic, lecz wiążą się również w pewnym stopniu z kierunkiem (rozciągłością) ławic. Ta ostatnia zależność jest może mniej charakterystyczna aniżeli zależność od upadów, a daje formy typowe dopiero przy równoległym do ruchu lodu kierunku ławic. Formy takie obserwowałem w dolinie III. Wzdłuż południowego zbocza i dna tej doliny ciągną się nieprzerwane na przestrzeni kilkuset metrów, podłużne grzbieciki, wysokości 3 — 5 m. Przebieg ich jest bardzo równomierny i ściśle związany z kierunkiem ławic (szczególnie pegmatytów). W przeciwieństwie do wyglądów poprzednio opisanych grzbieciki są podłużnie otoczone. Kierunek tych form jest zgodny z kierunkiem ruchu lodu w tej dolinie. Formy lodowcowe i fluwioglacjalne, jak upłazy zboczowe i terasy denne, są tu wyznaczone listwami ławic.

Znamiennym jest fakt, że w wielu bruzdach międzywyglądowych zalegają do dziś pakiety moreny dennej. Morena w całości wypełnia

zagłębienia. Oto dowód, że bruzdy te od czasu cofnięcia się lodów nie zmieniły swego położenia i formy zachowały się do dziś w tym stadium swego rozwoju, które osiągnęły jeszcze jako formy subglacjalne. Zaznaczam, że dotyczy to form niektórych, gdyż część wyglądów ławicowych uległa pewnym przeobrażeniom pod wpływem postglacjalnego wietrzenia.

Szczególnie charakterystyczne przykłady rozwoju form wklęsłych, związanych z ławicową strukturą gnejsów, śledziłem na wierzchowninie wzgórza „A”. W bruzdach międzyławicowych ciągną się tu łańcuchy



Ryc. 13. Jeziorko międzyławicowe.

Fig. 13. The small lake in the depression between layer outcrops.

Fot. autor. lipiec 1937.

małych podłużnych jezior (Ryc. 13). Obecność zbiorników wodnych między wyglądami stwarza dogodne warunki dla rozwijającego się wokół nich procesu wietrzenia szczelinowego. Woda wnika z łatwością w szczeliny klaważowe i ławicowe, które są otwarte i dostępne tylko u wychodni warstw, a zamarzając tutaj, powoduje stałe, coroczne niszczenie i cofanie się strony dystalnej wyglądów. Jeziorka są zasypane świeżym gruzem skalnym tylko od strony postrzępionych i kruszących się wychodni warstw, podczas gdy brzegi przeciwne, zbudowane z jednolitej powierzchni ławic, w bardzo małym stopniu ulegają wietrzeniu. Proces ten przypomina na małą skalę tak dobrze znane z krajów polarnych dzięki

opisom Högboma²⁹⁾, Ahlmanna³⁰⁾ i Nansena³¹⁾ szczelinowe wietrzenie litoralne.

Podobne zjawiska wietrzenia wyglądów ławicowych można obserwować wszędzie. Jeziorka międzyławicowe ułatwiają pracę wietrzenia, lecz nie są w tym procesie czynnikiem nieodzownym. Decydującą jest struktura wyglądów. Warstwy gnejsów wietrzeją łatwiej i szybciej u wychodni aniżeli na powierzchni. Stąd też postępy wietrzenia zależą głównie od upadu warstw. Przy skośnie do powierzchni erozyjnej zorientowanym układzie ławic rozwój rynien międzyławicowych następuje zawsze przez ścinanie ławic wyżej leżących. Powstaje rynna o wybitnie asymetrycznym profilu poprzecznym, a więc o stromym zboczach wietrzeniowym, łagodniejszym, zgodnym z nachyleniem ławic, zboczach strukturalnym. Asymetria ta, jako ściśle związana ze strukturą podłoża, posiada znamiona stałości — towarzyszy zawsze rozwojowi rynny. Jest to proces analogiczny do zjawiska bocznego rozwoju niektórych subsekwentnych dolin obszarów fałdowych, gdzie rzeki przy wcinaniu wgłębnym natrafiwszy na skośnie nachyloną warstwę skał twardych, zesuwać się po jej powierzchni, niszczą wyżej leżące warstwy miękkie i wytwarzają tą drogą asymetryczną dolinę. W skośnych układach ławicowych praca erozyjna rzeki jest zastąpiona wietrzeniem, natomiast petrograficznym zmianom odporności niejednorodnych skał obszarów fałdowych odpowiada tu strukturalne różnicowanie się odporności w obrębie materiałów, litologicznie jednolitych.

Dla rozwoju rynien międzyławicowych są niezbędne obok strukturalnych klimatyczne warunki, sprzyjające działalności wietrzenia szczelinowego. Warunki te stwarza klimat polarny przez swoją niską temperaturę i obfite opady śnieżne.

Wietrzenie szczelinowe może być czasami ułatwione przez warunki lokalne, jak np. wspomniane jeziorka międzyławicowe na wierzchołku wzgórza „A“, powszechnie jednakże wiąże się ten proces z zaleganiem płatów śnieżnych w bruzdach międzyławicowych³²⁾; w takim położeniu

²⁹⁾ B. Högbom: „Über die geologische Bedeutung des Frostes“, Bull. Geol. Inst. Upsala V. XII. 1914.

³⁰⁾ H. W. Ahlmann: Mechanische Verwitterung... (op. cit.).

³¹⁾ F. Nansen: The Stramflåt and Isostasy. Kristiania 1922.

³²⁾ Zagłębienia jezior międzyławicowych uważam również za efekt „wżerania“ się płatów śnieżnych w podłoże skalne.

utrzymują się resztki pokrywy śnieżnej długo w okresie letnim³³⁾) Morfologiczne znaczenie pojedynczych płatów śnieżnych, będących zbiornikiem dwu niezbędnych dla wietrzenia szczelinowego czynników, a mianowicie wilgotności i zimna, jest olbrzymie. Fakt ten jest powszechnie znany jeśli idzie o genezę t. zw. form niwalnych³⁴⁾). Po zimie, będącej dla wietrzenia okresem martwym, a przed maksimum lata, w którym to czasie postępy wietrzenia się zbyt niki, istnieje w tym względzie najważniejszy okres zmagania się zimy z latem. W tym okresie częstych zmian temperatury około 0° C śniegi, zalegające w brzdach międzyławicowych, stają się ośrodkiem, wokół których niszczącą działalność rozwija regelacja. Praca wietrzenia jest wspomagana niekiedy, a w szczególności w okresie wiosennych roztopów, działalnością erozyjną wód płynących, wykorzystujących strukturalne bruzdy międzyławicowe, jako rynnny spływu. Praca wód posiada dla rozwoju rynien duże znaczenie nawet w tym wypadku, gdy ogranicza się ona tylko do wyprzątywania nagromadzonych w rynnach zwietrzelik i odsłaniania tą drogą świeżej powierzchni skalnej na działalność wietrzenia. Wyprzątywanie takie niewątpliwie dzisiaj istnieje, gdyż materiał usypiskowy stożków napływowych u stóp zbczy, składa się, jak miałem możność przekonać się, po części z dobrze otoczonych żwirów morenowych, po części zaś z nieotoczonych, kanciastych, bezpośrednio ze zbcza zmytych głazów, znamiennych dla gruzu zwietrzelik³⁵⁾.

³³⁾ Okres tajania śnieżnej pokrywy zimowej przypada tu na koniec kwietnia i początek maja. Przez cały maj utrzymują się śniegi wypełniające po brzegi bruzdy. Natomiast jeszcze w czerwcu i lipcu obserwowałem w brzdach pojedyncze płaty śnieżne.

³⁴⁾ François E. Matthes (Glacial Sculpture of the Bighorn Mountains Wyoming, U. S. Geol. Surv. 21 st. Ann. Rept. 1899–1900) pierwszy opisał na podstawie obserwacji w Górach Skalistych, zjawisko wgłębiania się pojedynczych płatów śnieżnych w podłoże skalne. Proces ten określony przez Matthesa nazwą „nivation“ może odbywać się bez udziału ruchu płatów, a jedynie dzięki zamarzaniu wody, dostarczonej przez topniejący śnieg — przy drobnych nawet zmianach temperatury około 0° C. Hobbs (Characteristics of existing Glaciers, New York 1911), potwierdza własnymi obserwacjami słuszność poglądów Matthesa, zaś Nansen (The Strandflat and Isostasy) podaje przykłady erozyjnej działalności płatów śnieżnych przy formowaniu się nadbrzeżnych teras krajów polarnych.

³⁵⁾ Działalność wód zmywających ze stoków materiał zwietrzelikowy, prowadzi w Grenlandii Wschodniej, jak opisuje Poser (Einige Untersuchungen zur Morphologie Ostgrönlands, Medd. o Grönl. B. 94 Köbenhavn 1932–1933) do tworzenia się olbrzymich stożków i równin napływowych. Ostrokanciasty, nieotoczony materiał akumulacyjny tych równin nazywa Poser, w ślad za Mortensenem (Der Formenschatz der nordchilenischen Wüste Abh. Ges. Wiss. Göttingen Math. Nat. Kl. B. XII, Berlin 1927), który obserwował podobne zjawiska w Chile, „gruzem napływowym“

Poznawszy reguły, które rządzą rozwojem mikroreliefu skośnych układów ławicowych, znalazłem również przykłady makroreliefu, które tym regułom podpadają.

Okres, który nastąpił po ostatnim cofnięciu się lodów, był za krótki, by doprowadzić do powstania większych form strukturalnych rzeźby. Postglacjalnym efektem morfologicznym wietrzenia pozostają kilkumetrowej szerokości rynny międzyławicowe, powstałe kosztem niszczenia wyglądów lodowcowych. Jednakowoż można obserwować, że niektóre formy większe, wyglądowne, a więc takie po których przeszły już lody ostatniej transgresji, posiadają wszelkie znamiona rozwoju opisanego na przykładzie skośnych wyglądów ławicowych. Tu należą asymetryczne formy małych dolin na zachodnich stokach kotliny J. Dybowskiego, których strome, ku południowi eksponowane zbocza są wychodniami warstw gnejsu. Wielkość tych form nieduża (wysokość stromych zboczy 10—15 m), lecz wszędzie widoczne ślady wytarcia lodowcowego są dowodem ich co najmniej glacialnego wieku.

Doliny zachodniego zbocza kotliny J. Dybowskiego były tym ogniwem pośrednim, który pozwolił mi przejść do rozpatrzenia genezy wielkich równoleżnikowych dolin i krawędzi grenlandzkich pod kątem widzenia rozwoju skośnych wyglądów ławicowych. Wszakże i one jak wykazuje poniższe zestawienie z obszaru między Arfersiorfikiem a Nordré-Strömfiordem, posiadają bardzo znamioną a związaną z upadem warstw gnejsów asymetrię zboczy.

Dolina, Grzbiet	Kierunek doliny grzbietu	Ekspozycja zbocza stromego ku:	Upad warstw ku:
Dol. I.	N E E-S W W	N	S
Dol. III.	E-W	N	S
Dol. IV. (u ujścia)	E-W	N	S
Grzbiet „A”	E-W	N	S
Grzbiet „B”	E-W	N	S

(Schwenmschuchtt). Typ takich akufulacyj jest w Grenlandji związany z zimnym i suchym klimatem, posiadającym jedyną roczną fazę intensywnej i gwałtownej działalności wód w okresie roztopów.

Spotykamy tu w większych rozmiarach zjawisko obserwowane w wyglądach ławicowych. Strome zbocza i krawędzie grzbietów wiążą się z wychodniami warstw gnejsu — ekspozycja zboczy i upad warstw są przeciwnie skierowane.

Momenty klimatyczne związane z ekspozycją zboczy, zjawiska tego nam nie tłumaczą całkowicie, gdyż strome zbocza są zwrócone tak ku północy jak też ku południowi. Natomiast bezwzględnie na ekspozycję stromizny zboczowe są wychodniami warstw — a zatem nie ekspozycja lecz względy strukturalne odgrywają tu rolę pierwszorzędą.

Rynny międzyławicowe, dolinki zachodniego zbocza kotliny J. Dybowskiego, równoleżnikowe doliny i krawędzie całego obszaru badanego posiadają te same ogólne znamiona rzeźby (asymetria), oraz tę samą zależność form od struktury podłoża. Czyż nie jest to ewolucyjny szereg morfologiczny, którego formy są ilościowym zróżnicowaniem tego samego jakościowo zjawiska?

Formy tego szeregu nie pochodzą z jednego okresu. Podczas gdy rynny międzyławicowe — elementy embrionalne — śledzimy dziś na wierzchołkach gnejsowych „in statu nascendi“, bardziej zaawansowane rozwojowo formy występują w postaci dolin i krawędzi, przeobrażonych już działalnością lodu. Doliny te, wykazując tak znamiennej zależność formy od struktury podłoża, nie mogły powstać pod wyłącznym wpływem żłobienia lodowcowego. Również należy wykluczyć wyłączną działalność wód płynących jako możliwy jedyny czynnik formotwórczy tych dolin. Albowiem jest rzeczą znaną, że tak woda jak też lód w efektach swojej działalności erozyjnej nigdy tak ściśle nie ulega biernym wpływom struktury (tekstury) skał, jak to obserwowaliśmy na naszych przykładach — dla obu też czynników obcym jest również fakt, tak precyzyjnego różnicowania postępów swojej pracy ze względu na zmienną odporność powierzchni i wychodni warstw. Należy przeto przyjąć, że pierwszeństwo spośród możliwych tu czynników formotwórczych przypada wietrzeniu mechanicznemu, którego niezaprzeczalne rezultaty widzieliśmy w postaci rynien międzyławicowych, będących w sensie morfologicznym miniaturami współczesnych dolin.

Jest rzeczą oczywistą, że jeśli efektem wietrzenia skał ma być normalnie rozwinięta dolina, to współpraca z wietrzeniem wód płynących lub lodowców (choćby w postaci usuwania zwietrzelisk) jest konieczna. Działalność lodu jest zresztą widoczna w wytarciu powierzchni i den dolinnych.

Jeżeli idzie o wiek działalności na tak olbrzymią skalę rozwiniętego wietrzenia mechanicznego, które krusząc skały u ich wychodni ścinało nie tylko pojedyncze ławice, lecz wżerając się coraz głębiej formowało, przy równoczesnym współdziałaniu czynnika odtransportującego gruz, asymetryczne doliny — nasuwają się dwie alternatywy: 1) Proces ten mógł mieć miejsce w okresie poprzedzającym transgresję lodów — i wtedy medium transportu były wody płynące (doliny preglacjalne), 2) wietrzenie niszczyło podłoże jako proces subglacjalny, a materiał zwietrzeliści był transportowany przez lodowce. W obydwu przypadkach odpada możliwość wyłącznej działalności erozyjnej lodu w sensie teorii „przegłębiania“ Pencka³⁶⁾ i Davisa³⁷⁾ — natomiast daje się stosować, broniona przez Romera³⁸⁾, idea biernej roli lodu w kształtowaniu się wielkich form wklęsłych. Dodać należy, że badacz ten opisał z Glacier Bay na Alasce bruzdy i grzbiety skalne, z którymi wyróżnione wyżej bruzdy i dolinki międzyławicowe mają wiele cech podobieństwa.

5. Wyglądy tarczowe.

Mianem wyglądnów tarczowych określam tutaj bardzo charakterystyczne formy skalne, wytworzone pod działaniem lodowców i wietrzenia, a wyglądem swoim przypominające po części barchany pustynne. Analogia ta jest o tyle słuszna, jeżeli zważymy, że wyglądy tarczowe, tak jak barchany pustynne, są wskaźnikiem kierunkowym ruchu czynnika formotwórczego.

Wyglądy tarczowe posiadają stronę uderzeniową w kształcie doskonale otoczonej, wypukłej tarczy, o zarysach obwodu w formie łuku parabolicznego (Ryc. 14). Ta bułowata powierzchnia jest ostro ścięta przez przeciwną stronę wyglądn, którą stanowi bądź to nieregularny, czasem przez lód wytarty, próg wychodni warstw, bądź też ścianka kliważowa.

Formy wyglądnów tarczowych odgrywają w mikroreliefie glacialnym krajobrazu grenlandzkiego rolę wyjątkową. Gdziekolwiek staniemy w obrębie wierzchowiny skał gnejsowych formy te w pierwszym rzędzie rzucają się w oczy. Wyglądzone przez lodowce powierzchnie sprawiają niekiedy wrażenie zamarych, skamieniałych pustyń, gdzie na kształt wydm barchanowych piętrzą się obok siebie, fala za falą, grzbieciki wy-

³⁶⁾ A. Penck: Die Übertiefung der Alpentäler. Verh. VII. Intern. Geogr. Congr. Berlin 1899.

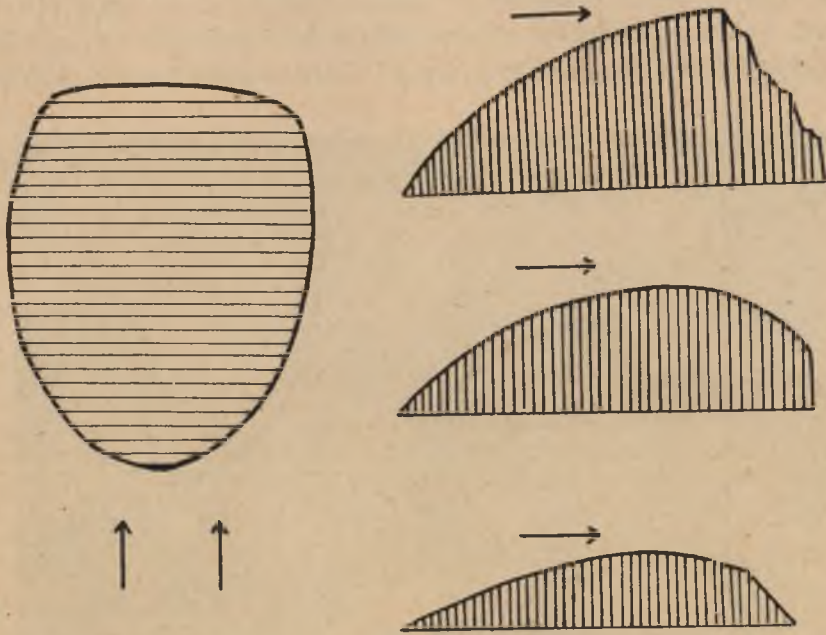
³⁷⁾ W. M. Davis: The sculpture of mountains by glaciers. Scot. Geogr. Mag. 1906.

³⁸⁾ E. Romer: Kilka uwag o genezie krajobrazu lodowcowego. Kosmos. XXXIV, Lwów 1909. E. Romer: A few contributions to the Physiography of Glacier Bay, Alaska. Przegl. Geogr. T. IX, 1929.

gładów, wszystkie do siebie podobne, choć różnych rozmiarów, wszystkie zorientowane w jednym kierunku³⁹⁾ (Ryc. 15).

Ze względu na sposób występowania można wydzielić dwa typy wyglądków tarczowych, które prawdopodobnie różnią się również genezą. Są to wyglądy szeregowy i pojedyncze.

Pierwszy typ znamionuje się gromadnym występowaniem w obrębie położeń obszarów grzbietowych. Pozornie chaotyczny na pierwszy rzut



Ryc. 14. Rzut poziomy i przekroje podłużne wyglądków tarczowych (wg rysunków wykonanych w terenie). Strzałki wskazują kierunek ruchu lodu.

Fig. 14. The horizontal outline and longitudinal sections of the shield-knob.

oka układ takich tarcz staje się dopiero zrozumiały, jeśli zwrócimy uwagę na zależność tych form od czynników strukturalnych. Na grzbiecie na E od „Z 1” koło k. 322 wyglądky tarczowe posiadają nachylenie strony uderzeniowej (proksymalnej), zgodne co do kierunku i stopnia z upadem ławic gnejsu (patrz mapa Ryc. 6). Odnosi się wrażenie, że formy te są jak gdyby dalszym rozbiem i poprzecznym rozczłonkowaniem, opisanych w poprzednim rozdziale, wyglądków powierzchni ławicowych. W obrę-

³⁹⁾ Nadmienić należy, że ten typ wyglądków lodowcowych odgrywa poważną rolę pośród form mikroreliefu glacialnego dolin tatrzańskich. Materiał obserwacyjny zebrany w Tatrach przez autora niniejszej pracy, będzie przedmiotem osobnej rozprawy.

bie powierzchni ławicowych są wycięte bułowate formy paraboliczne o wielkości 2—5 m długości, 0,5—1,5 m wysokości. Formy te układają się szeregowo, jedne obok drugich, zgodnie z rozciągłością ławicy. Podłużne bruzdy, wypełnione gruzem morenowym i obficie porośnięte roślinnością, przegradzają zazwyczaj formy takiego szeregu.

Drugi typ wyglądu tarczowych, tarcze pojedyncze, występują samotnie wśród równin tundrowych, jako wynurzające się spod pokrywy roślinnej bułowate grzbieciki skalne. Miejscem pojawiania się są najczęściej płaskie dna dolin polodowcowych — choć formy tego typu trafiają



Ryc. 15. Lodowcowe wyglądy tarczowe na wyżynie między fiordami Arfersiorfik a Nordre—Ström.

Fig. 15. The shield-knobs with well polished proximal (stoss) side. Plateau between Arfersiorfik and Nordre—Ström fiord.

Fot. autor. lipiec 1937.

się również w obrębie wierzchowin i zboczy. Zróżnicowanie wielkości pojedynczych wyglądu tarczowych jest dość znaczne — od małych ledwie wśród mchów tundry widocznych nabrzmień bułowatych, do prawdziwych olbrzymów tego typu, grzbieców, sięgających kilkunastu metrów wysokości. Atoli bez względu na rozmiary są tu zawsze zachowane znamienne cechy tych wyglądu lod. — a więc zarysy elipsy, ściętej z jednej strony, bułowaty charakter strony uderzeniowej i ślizgowej.

Należy podkreślić, że wygłady pojedyncze, w przeciwieństwie do wygładów szeregowych nie wiążą się ze strukturą ławicowo-warstwową skał, choć zależność taka jest czasami widoczna (np. Ryc. 16).

Zależność ogólnej formy wygładów tarczowych od kierunku ruchu lodu jest znamienna, a widoczna zarówno w podłużnym przekroju (przeciwieństwo strony proksymalnej i dystalnej) jak też w zarysach rzutu poziomego.

Łuk paraboliczny strony proksymalnej jest zawsze zwrócony wierzchołkiem swoim w kierunku przeciwnym ruchowi lodu. Te zarysy, jak też łagodnie



Ryc. 16. Tarczowy wygład pojedynczy nad fiordem Nordre—Ström.

Fig. 16. Single shield-knob near Nordre—Ström fiord.

Fot. autor, sierpień 1937

wypukły grzbiet wygładu tworzą w całości element o kształtach jak najbardziej opływowych — element, który jako przeszkoda dla ruchu lodu przybiera formę możliwie najmniejszego oporu.

Tego rodzaju kierunkowa orientacja grzbietów, jak też rysy i wypolerowanie lodowcowe, pozwalają określić wygłady tarczowe jako pewien typ form subglacialnych. Formy te w wypadku wygładów szeregowych są dalszym etapem rozczłonkowania znanych nam wygładów ławicowych — stąd głównym problemem genetycznym jest wyjaśnienie powstania parabolicznych zarysów, nadających nietypowej i nieregularnej for-

mie wyglądu, znamiennej i określonej formie eliptycznej tarczy.

Problem ten nie był dla mnie zupełnie jasny, tak w czasie studiów terenowych, jak również nie znalazłem zadawalniającego i zgodnego z zaobserwowanymi faktami rozwiązania w literaturze. Najobszerniejszą dyskusję tego tematu daje Ljungner⁴⁰⁾ w kilkakrotnie tu już cytowanej dwutomowej monografii, która w dziedzinie morfogenezy mikroreliefu krajobrazu lodowcowego jest bodajże najbardziej wyczerpującym i podstawowym studium. Niezwykle bogaty i precyzyjny materiał obserwacyjny Ljungnera, zebrany z wielką starannością w ciągu kilkuletnich badań na obszarze szwedzkiego wybrzeża Skagerraku, pozwolił autorowi temu wydzielić osobny typ form wklęsłych powierzchni glacialnej, charakteryzujących się parabolicznym zarysem. Ljungner nazywa je zagłębieniami sierpowymi (Sichelwanne), gdyż kształtem swoim żywo przypominają sierp (p. Fot. 160, w jego pracy str. 321). Położenie zagłębień wykazuje ścisły związek z ruchem lodu, końce sierpów są zwrócone zawsze zgodnie z lokalnym kierunkiem posuwania się lodu (równolegle do rysów lodowcowych).

Niewątpliwą zasługą Ljungnera jest to, że badacz ten pierwszy wyróżnił zagłębienia sierpowe jako niezmiernie charakterystyczny a powszechny typ form subglacialnych. Powszechność ta wynika ze stałego i ścisłego przejawiania się kształtów sierpowych we wszystkich stadiach rozwoju, od najbardziej embrionalnych, małych do wielkich średnicy 2—3, a nawet 5 m; powszechność ta zaznacza się również występowaniem zagłębień sierpowych w obrębie polodowcowych powierzchni skalnych zlodowaceń czasowych i górskich⁴¹⁾, bez względu na rodzaj skały, niezależnie od spękań skalnych.

Pomimo bogatego materiału obserwacyjnego, pomimo niektórych prób laboratoryjnych, nie udało się Ljungnerowi wyjaśnić w całości genezy tych, tak niezwykle interesujących form.

Ljungner stwierdza, że formy o zarysach sierpów mogą tworzyć się jako rezultat tarcia na powierzchniach kontaktowych dwu ośrodków, gdzie spójniejszy ośrodek jest erodowany przez ruchliwszy (płynny) a więc np. ciecz lub gaz. Przyczyną tego zjawiska są zaburzenia turbulencyjne ośrodka ruchliwego — a więc zaburzenia, występujące bez udziału jakichkolwiek przeszkód podłoża, a jedynie przy przekroczeniu pewnej

⁴⁰⁾ E. Ljungner: Spältentektonik und Morphologie der schwedischen Skagerrak—Küste. Bull. Geol. Inst. Upsala w. XXI, 1927—1930.

⁴¹⁾ E. Ljungner: (op. cit.) stwierdza osobiście formy zagłębień sierpowych na terenach polodowcowych Szwecji, Alp, Kordylierów Ameryki Połudn.

granicy szybkości ruchu. Ljungner obserwował formy sierpowe na piaszczystym dnie rzeki (powierzchnia styku wody płynącej i piasku), na wewnętrznej powierzchni pokrywy lodowej rzeki, na piasku wybrzeża morskiego, na śniegu (powierzchnia kontaktowa z wiatrem). Wobec tego skłania się Ljungner do uznania zagłębień sierpowych skalnej powierzchni polodowcowej za zjawiska glaciifluwialne, wytwarzane przez zaburzenia turbulencyjne wód subglacjalnych.

Taki wniosek wymaga uprzednio pewnych założeń odnośnie wewnętrzno-lodowcowych stosunków hydrologicznych. Ruchy turbulencyjne zjawiają się jako zaburzenia ruchu pasmowego (luminarnego), w którym tory cząstek biegną równolegle do siebie. Ruch luminarny jest możliwy przy masowym, niezależnym od przeszkód podłoża spływie wód. A zatem, by powstały zagłębienia sierpowe jako rezultat zaburzeń turbulencyjnych koniecznym jest przyjęcie, że 1) lód w pewnych miejscach nie spoczywał bezpośrednio na podłożu skalnym, lecz wskutek nadmiaru wód wewnętrzno-lodowcowych (t. zw. gruntowych wód lodowcowych), uniesiony na mocy praw hydrostatyki ku górze, zawisł wsparty na warstwie wód subglacjalnych, 2) wody subglacjalne płynęły tu szerokim strumieniem, masowo i powierzchniowo (nie liniśnie), niezależnie od mikroreliefu podłoża, 3) ruch wód był zgodny co do kierunku z ruchem lodu. Na skalnym dnie tych wielkich rzek podlodowcowych, twierdzi Ljungner, na powierzchni kontaktowej dwu ośrodków, wody i skały, tworzyły się, jako wynik zaburzeń turbulencyjnych ośrodka płynnego, zagłębienia sierpowe. Ma to być proces zupełnie analogiczny do tworzenia się form sierpowych na piaszczystym dnie rzek, morskiej plaży zalewowej, powierzchni śniegu itp. — lecz mechanizm tego procesu, jak przyznaje Ljungner, nie jest mu znany.

Zatrzymałem się dłużej nad zagłębieniami sierpowymi, gdyż na podstawie tych form Ljungner buduje całą teorię genezy mikroreliefu powierzchni podlodowcowej. Zagłębienia sierpowe, jako zjawiska glaciifluwialne mają być według tej teorii inicjalnymi formami wgłębnyimi powierzchni podlodowcowej, od których począwszy, rozwija się pagórkowaty krajobraz „łbów baranich“. Przez mechaniczną pracę, już nie wód podlodowcowych, lecz lodu cofa się zewnętrzny brzeg sierpów, pozostaje na miejscu wypukła, tarczowata forma zwana przez Ljungnera „Schilbuckelfelsplatte“, która posiadając bardzo charakterystyczny paraboliczny zarys obwodu — jest niewątpliwie formą analogiczną, jak na podstawie opisu i fotografii Ljungnera stwierdziłem, do wyróżnionych przeze mnie grenlandzkich wyglądków tarczowych.

Z pracą Ljungnera zapoznałem się dopiero po powrocie z Grenlandii, a uznając trafność obserwacji tego autora i rozważając możliwość

zastosowania jego teorii zagłębień sierpowych do wyjaśnienia genezy wyglądnów tarczowych, doszedłem do wniosku, że poglądy L j u n g n e r a, aczkolwiek po części słuszne, jako całość nie tłumaczą zadowalniająco zjawisk mikroreliefu grenlandzkiego. Powody tego są następujące:

Wyglądnów tarczowe, jako powszechne formy powierzchni podlodowcowej, występują wszędzie, na całym obszarze badanym, tak na północ jak też na południe od fiordu Arfersiorfik. Są jednakowoż miejsca szczególnie uprzywilejowane, gdzie formy eliptycznych tarcz przez swoje gromadne występowanie nadają typowy charakter powierzchni skalnej. Te miejsca — to wierzchowiny grzbietów wododzielnych, powierzchnie ściętych szczytów górskich. Natomiast dna dolin i kotlin charakteryzują się raczej ubóstwem form wyglądnów (występuje tu typ drugi wyglądnów tarczowych — wyglądnów pojedyncze). Czyż wobec takiego rozmieszczenia wyglądnów tarczowych możliwe jest przyjęcie masowego spływu wód subglacjalnych za czynnik formotwórczy? Uprzywilejowanie grzbietów i upośledzenie dolin przemawia przeciwko temu.

Bardzo typowe i gęsto rozmieszczone formy tarcz szeregowych obserwowałem na równoleżnikowym grzbiecie między fiordem a doliną I i IV. (p. mapa Ryc. 6). Grzbiet ten wąski i długi urywa się z jednej strony ku fiordowi stromą, przepaścistą ścianą, 200 m wys., z drugiej strony opada ku dolinie I i IV. Podobne stosunki cechują rozmieszczenie wyglądnów tarczowych na obszarze szczytu „A“, który opadając stromo ku Nordré-Strömfjordowi i dolinie III posiada na niedużej wierzchowinie szczytowej liczne formy tarczowe. Wyglądnów występują w obydwu przykładach w takim położeniu, że możliwość udziału wód lodowcowych w ich upostaceniu należy ze względów morfologicznych kategorycznie wykluczyć. Chociaż bowiem jest rzeczą znaną, że stosunki hydrologiczne wewnętrznie i podlodowcowe różnią się czasami znacznie od spływu wód wolnej powierzchni, aczkolwiek jest również wiadome, że cyrkulacja wód podlodowcowych odbywa się niekiedy niezgodnie z nachyleniem podłoża, wbrew sile ciężkości, a jedynie według praw hydrostatyki wnętrza lodowców, to jednak jest faktem fizycznie niemożliwym, by tuż nad głęboką na 300 m rynną fiordu, na wąskim grzbiecie, wody subglacjalne występowały w nadmiarze, zdolnym dźwignąć całą masę lodu ku górze.

Przeciwnie, obecność rysów lodowcowych na powierzchni skalnej wykazuje, że lód bezpośrednio wspierał się tu o swoje podłoże — a zatem formy tego podłoża należy wiązać, bądź z bezpośrednią pracą mechaniczną lodu, bądź też z działalnością erozyjną potoków wewnętrznie lodowcowych i podlodowcowych, nie wielkich,

w sensie masowego spływu Ljungnera, lecz małych (szczelinowych) istniejących w każdym miejscu wnętrza i dna lodu, bez względu na konfiguracje podłoża. Możliwość udziału tych tylko dwu czynników w procesie formotwórczym wygładów tarczowych, uważam za jedynie dopuszczalną.

Wiadomą jest rzeczą, że efektem bezpośredniego nacisku lodolodu na podłoże skalne są bardzo charakterystyczne rysy, pęknięcia, o kształcie łuku parabolicznego, zorientowane poprzecznie do kierunku ruchu lodu. Aczkolwiek łuk tych pęknięć może być otwarty zgodnie lub niezgodnie z ruchem lodu, to jednak wypadek pierwszy jest częstszy. Takie pęknięcia paraboliczne znane są w glaciologicznej literaturze skandynawskiej, a szczególnie północno-amerykańskiej i zwane w jęz. angielskim „crescentic gouges“ lub „crestentic cracs“. Gilibert⁴²⁾, który temu zjawisku poświęcił osobną rozprawę, a za nim inni jak Lahee⁴³⁾ i Ljungner⁴⁴⁾, wyjaśniają, że nie sam lód, lecz obce ciała tkwiące w lodzie (np. głazy morenowe, pakiety zamrożonych piasków) powodują powstanie tych rysów parabolicznych. Jest to bowiem zrozumiałe, że pojedynczy głaz morenowy na dnie lodowca koncentruje całą siłę nacisku w jednym punkcie — stąd też w tym punkcie a nie miejscach, gdzie czysty lód styka się szeroką płaszczyzną z powierzchnią skalną, może powstać transwersalne, paraboliczne pęknięcie.

Wracając więc do rozważań nad problemem genezy wygładów tarczowych stwierdzić możemy za Gilibertem, że mechaniczny nacisk lodu za pośrednictwem głazów moreny dennej jest już zdolny do stworzenia predyspozycji strukturalnej form o zarysach parabolicznych. Wobec tego należy się spodziewać kształtowania się tarcz eliptycznych w miejscach maksymalnego nacisku lodu — w miejscach negatywnego, w stosunku do ruchu lodu, spadku powierzchni skalnej. W rzeczy samej, wygłady tarczowe o szeregowym układzie grupują się, jak to w opisie rozmieszczenia tych form wspomniałem, wzdłuż skośnie do ruchu lodu nachylonych powierzchni ławicowych. Strona uderzeniowa takich wielkich ławic jest poprzecznie rozczłonkowana w paraboliczne formy tarcz.

⁴²⁾ G. K. Gilibert: Crestentic gouges on glaciated surfaces. Bull. Geol. Soc. America v. 7. 1905.

⁴³⁾ F. H. Lahee: Crestentic fractures of Glacial origin, Americ. Journ. of Science, New Haven, C. Ser. 4. Nr 35.

⁴⁴⁾ E. Ljungner: op. cit.

Jeżeli nacisk lodu przez paraboliczne spękania stwarza pewne inicjalne warunki strukturalne, to nie sądzę jednak, by można dalszy proces rozwoju tych spękań wiązać z pracą lodu. Koniecznym jest tu czynnik bardziej precyzyjny w działalności swojej aniżeli lód, którego praca erozyjna posiada wybitnie powierzchniowy charakter, bez uwzględnienia tych tak subtelných zróżnicowań strukturalnych podłoża, jakimi są włoskowate spękania. Tym czynnikiem mogą być, moim zdaniem, subglacialne strugi wód płynących lub subglacialne, regelacyjne wietrzenie mechaniczne. Istnienie potoków podlodowcowych nawet w tych warunkach morfologicznych w jakich występują wygłądy tarczowe jest zawsze możliwe. Co więcej, z uwagi na fakt, że wygłądy tarczowe jako pewien typ mikroreliefu są swoistą formą raczej grzbietów a nie dolin, należy tu uwzględnić wewnętrzną strukturę lodów, towarzyszących wypukłym formom podłoża podlodowcowego. Na linii grzbietów pokrywa ładolodowa była bardziej aniżeli wzdłuż dolin potrzebna, stąd też ablacyjne potoki powierzchni ładolodu przedostawały się tu łatwiej, aniżeli gdzie indziej, przez szczeliny w obręb dna. Jest rzeczą oczywistą, że te strugi wodne, modelując podłożę skalne według istniejących już rysów strukturalnych, nie wytwarzały z wyżej wzmiankowanych względów (grzbiety) wielkich rzek podlodowcowych.

Przechodzę z kolei do rozważania genezy t. zw. pojedynczych wygłądów tarczowych dla których nawet wyżej wspomniane inicjalne pęknięcie paraboliczne nie są rzeczą konieczną. Każdy bowiem taki grzbiet, posiadając zasadnicze cechy form wygłądowych (paraboliczny zarys obwodu, bulasto-tarczowatą stronę uderzeniową i ściętą stronę odwietrzną) jest zazwyczaj bardziej, aniżeli wygłądy szeregowe, wydłużony w kierunku ruchu lodu. Ścisła zgodność osi podłużnej grzbietu z rysami lodowcowymi jest tu widoczna. Poza tym pojedyncze wygłądy lodowcowe charakteryzują się doskonałym otoczeniem formy, świetnym wytarciem i wypolerowaniem powierzchni skalnej. Ryc. 16.

Można doszukiwać się tu różnych przyczyn powstania formy, można snuć przypuszczenia na temat istnienia inicjalnych zjawisk, związanych z działalnością wietrzenia lub wody, lecz jedynym faktem bezspornym, gdyż bezpośrednio widocznym jest efekt szlifującej pracy lodu⁴⁵). Ta praca wycisnęła swoje znamię nietylko w wygłądzie powierzchni skalnej (szlif, rysy), lecz dzięki tej pracy wygłądy przybrały formę opływową, wydłużoną, pozbawioną wszelkich wysterków i chropowości. Abstrahując od dyskusji na temat erozji lodowcowej, nie przy-

⁴⁵) Ten typ działalności erozyjnej lodowców nazywa H. Phillipp („Über Glazialerosion“) detersją (Detersion).

taczając tu narazie żadnych dowodów przemawiających za lub przeciw możliwości wgłębiania się lodów w podłoże skalne, tworzenie dolin, stwierdzić należy, że ścieranie powierzchni skalnej przez lodowce jest zjawiskiem zbyt rzucającym się w oczy, by wobec niego zająć stanowisko negatywne. Czyż wobec tego wyglądy tarczowe nie należałoby uważać za pewien typ form, będących rezultatem wyłącznej działalności ścierania lodu? Czy szlifująca praca lodowców w obrębie wypukłych form ich podłoża, niezależnie od rodzaju, kształtu, wielkości i budowy tych form, nie prowadzi do wytwarzania się grzbiecików tarczowatych, eliptycznych w zarysie, a wydłużonych zgodnie z kierunkiem ruchu lodu? Oto problem, który można rozważać na drodze teoretycznej, a nawet laboratoryjno-eksperymentalnej.

Wyobraźmy sobie wypukłą formę powierzchni podlodowcowej w kształcie idealnej półkuli, umieszczoną pośrodku równinnego dna doliny. Przyjmijmy dalej — co jest rzeczą dopuszczalną — że lód wspierając się na tej półkuli przylega, jako masa plastyczna, do jej powierzchni. Lodowiec przesuwany się zgodnie z kierunkiem doliny będzie ścierał stopniowo przy pomocy okruchów skalnych moreny dennej powierzchnię wysterku ⁴⁰).

⁴⁰) Rozważając problem tworzenia się wyglądów uważam zjawisko pewnego obniżania się powierzchni skalnej pod wpływem ścierającej działalności lodu za fakt udowodniony. Spośród wielu obserwacji, dotyczących rezultatów pracy lodowców alpejskich przytoczę wyniki badań L. ü t s c h g a i d e Q u e r v a i n a. L ü t s c h g (Beobachtungen über das Verhalten des vorstossenden Allalingletschers in Wallis — Zeit f. Gletschk. XIV. 1925/26) wywiercił przed czołem transgredującego lodowca Allalin otwory w skale i wypełnił je woskiem; po okresie trzech lat, gdy lodowiec cofnął się, dokładna niwelacja stwierdziła obniżenie powierzchni skal, wynoszące średnio 30,1 mm — co daje wartość roczną 10 mm. Tą samą metodą przeprowadzone badanie d e Q u e r v a i n a (Über Wirkungen eines vorstossenden Gletschers. Viertelj. Zeit. Nat. Ges. Zürich LXIV 1919 r.) nad lodowcem Grindelwald, dają wynik podobny (obniżenie powierzchni skalnej w ciągu 6 miesięcy o 5–15 mm).

L ü t s c h g kontynuuje w latach następnych studia d e Q u e r v a i n a nad gwałtownie transgredującym lodowcem Grindelwald. Wyniki tych niezwykle precyzyjnych badań ogłoszono ostatnio (O. L ü t s c h g—L o e t s c h e r: Zum Wasserhaushalt des schweizer Hochgebirges. Beiträge zur Geologie der Schweiz. B. I. Teil I. Zürich 1944. Rozdział: Beobachtungen über das Verhalten des vorstossenden Obern-Grindelwaldgletschers in Berner Oberland) w zupełności potwierdzają wnioski poprzednio wypowiedziane.

Średnie obniżenie listwy wapiennej, po której przesunął się lodowiec w latach 1921—1924 wynosiło od 1,99 do 8,44 mm. Była to wyłącznie działalność ścierająca lodu (glättende Abschleifung), a nie wylupywanie naciskowe skal — podkreśla L ü t s c h g i zamyka swoje sprawozdanie ostatecznym wnioskiem, „dass die in Bewegung befindlichen Eismassen mit Hilfe des an ihren Sohlen mitgeführten Moränenschuttes, die durchfeuchtete Felsunterlage wirksam zu bearbeiten vermögen“.

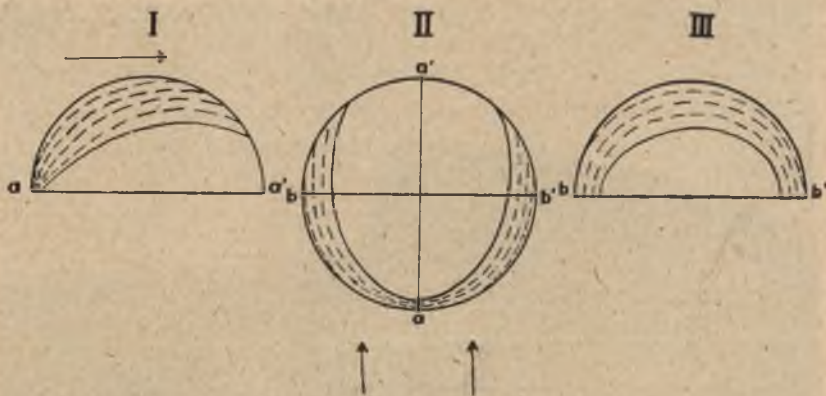
Działalność ta jest zależna — zakładając, że materiał szlifujący (żwir, piaski, ropy) jest równomiernie rozinieszczone na dnie lodowca — od szybkości ruchu i intensywności nacisku lodu. Wobec tego należy się spodziewać największych postępów wytarcia w obrębie wierzchołka (maksimum nacisku) oraz partii bocznych (maks. ruchu) półkuli. Dalej, należy oczekiwać, że przednia część półkuli (Ryc. 17 a) zwrócona przeciwko ruchowi lodu, osłabiająca ten ruch i rozdzielająca prąd lodu na dwie odnogi szlifujące boki, ulegnie słabszemu wytarciu — podczas gdy powierzchnia dystalna (strona ślizgowa Ryc. 17 a), leżąca „w cieniu” ruchu, dozna zmian znikomych. W ten sposób po pewnym czasie, w miarę postępu wytarcia, przeobraża się wyjściowa forma półkuli w podłużny, eliptyczny grzbiecik, którego oś będzie zgodna z kierunkiem ruchu lodu. Początkowo kolisty obwód wysterku przybierze z czasem zarysy łuku parabolicznego (Ryc. 17, II), w profilu podłużnym zostanie zeszlifowana wierzchołkowa i przeciwstawiająca się ruchowi lodu część strony uderzeniowej (Ryc. 17, I), w profilu poprzecznym całość formy wyglądu ulegnie spłaszczeniu skutkiem intensywniejszego (pod wpływem nacisku) ścierania u góry (Ryc. 17, III). Powstanie zatem forma skalna, posiadająca wszelkie znamiona morfologiczne wyróżnionych tu wyglądom tarczowych.

Jeżeli formą wyjściową będzie nie guz półkulisty, lecz blok skalny innych geometrycznych lub niegeometrycznych kształtów to, sądzę, ostateczny rezultat wytarcia lodowcowego wyrazi się również w postaci wydłużonej, eliptycznej formy tarczowej. Bowiem wszelkie wysterki, wszelkie odchylenia od kształtów formy tarczowej będą w pierwszym rzędzie narażone na wytarcie i zaokrąglenie. Istota pracy szlifującej lodu polega na przeobrażeniu wszelkiego typu form wypukłych podłoża lodowcowego, zagradzających drogę i tamujących ruch lodowca, na formy o typie wyglądom tarczowych.

Gdy więc w początkowym stadium pracy szlifującej lodu wygląd będzie posiadał jeszcze ogólne kształty formy inicjalnej przetrwałej z preglacjału lub zależnej od struktury podłoża to wraz z postępowaniem ścierania rzeźba wyglądu będzie się zbliżać do tej idealnej formy opływowej, która dla ruchu lodu stanowi przeszkodę możliwie najmniejszego oporu. Taki wygląd o kształcie barchana przy dalszej pracy ścierania lodowcowego może zmieniać swą wielkość, zachowując wszelkie ogólne znamiona formy opływowej. W krajobrazie wyglądom lodowcowych

(w krajobrazie mutonowym, jak go nazywa prof. Romer), którego czynnikiem formotwórczym jest ścierająca działalność lodu, końcowym stadium cyklu rozwojowego wyglądów będą formy eliptyczno-tarczowe. Wyglądy tarczowe powinny zatem dominować w obszarach, które były podłożem długotrwałej intensywnej pracy lodowców.

Tyle z rozważań teoretycznych. Aczkolwiek schemat rozwojowy krajobrazu wyglądowego przeprowadziłem na drodze dedukcyjnej, to jednak posiadam pewne dowody z obserwacji nad formami i rozmie-



Ryc. 17. Rozwój wyglądowej formy tarczowo-eliptycznej z półkulistej wypukłości podłoża lodowcowego. I — przekrój podłużny, II — rzut poziomy, a — a', b — b' linie przekrojów, III — przekrój poprzeczny. Strzałki wskazują kierunek ruchu lodu.

Fig. 17. Sketch showing the development of the shield-knob. I — longitudinal section, II — horizontal outline, III — transversal section. The arrows show the direction of ice - motion.

szczeniem t. zw. pojedynczych wyglądów tarczowych, które potwierdzają słuszność powyższego rozumowania.

Są to następujące (częściowo już cytowane) fakty:

1) Wytarcie i porysowanie lodowcowe powierzchni wyglądów tarczowych.

2) Ścisła orientacja podłużnej osi tarcz zgodnie z lokalnym kierunkiem lodowców.

3) Niezależność „dojrzałych“ form pojedynczych wyglądów tarczowych od struktury podłoża (upadu i kierunku warstw).

4) Duża zmienność wielkości form pojedynczych wyglądów tarczowych — od wielkich grzbietów kilkunasto metr. wysokości do małych

bulastych wypukłości podłoża, zachowujących ogólne kształty wyglądom tarczowych.

5) Występowanie pojedynczych wyglądom tarczowych w położeniu, które świadczy, że formy te były szczególnie narażone na szlifującą działalność lodu; spotyka się je nie w miejscach zasłoniętych, lecz na przestrzeniach otwartych (dna dolin, połogie stoki, równiny wierzchwinowe), w których każda wypukłość powierzchni skalnej była na działalność lodu silnie eksponowana.

Jaki jest stosunek pojedynczych wyglądom tarczowych do szeregowych?



Ryc. 18. Wzgórze „B” (wys. ok. 70 m). o profilu wyglądom tarczowych.

Fig. 18. Ice moulded hill on the Arfersiorik plateau.

Fot. autor, lipiec 1937.

Formy te różnią się od siebie wielkością, rozmieszczeniem i związkiem ze strukturą skał. Łączy je podobieństwo rzeźby zewnętrznej. Jeżeli więc dla wyglądom szeregowych zmuszeni jesteśmy przyjąć dodatkowy, bliżej nieokreślony, czynnik formotwórczy dla zrozumienia ich rozmieszczenia w zależności od morfologii i ich łączności z układami ławicowymi — to podobieństwo form tych wyglądom do wyglądom pojedynczych jest, moim zdaniem, wyjaśnione, ponieważ tak jeden jak też drugi typ form zawdzięcza swój wygląd ostateczny wspólnemu czynnikowi — działalności szlifującej lodu (detersji).

Na zakończenie mała dygresja w dziedzinę makromorfologii. Niektóre grzbiety i wierzchołki przedpola lądolodu w Grenlandii Zachodniej posiadają wygląd wydłużonych, asymetrycznych kopuł. Spośród tych form zwróć uwagę na wzgórze „B“, którego profil podłużny tak ładząco przypomina profile wyglądown tarczowych (Ryc. 18). Podobnym przykładem są kopuły górske (na mapie Z. a w a d z k i e g o ⁴⁷⁾) „Z. 7“, na północ od Arfersiorfiku, na południe zaś od tego fiordu „Z. 9“ (nunatak) „Z. 10“ i „Z. 5“. Również obszar położony na południe od NordréStrömfiordu posiada ten typ rzeźby wierzchołkowej (Ryc. 19). Mnóstwo takich asymetrycznych, wydłużonych kopuł obserwowałem przy sposobności krótkich, rekonesansowych wycieczek w niektórych punktach wybrzeża Grenlandii Zachodniej — a w szczególności w okolicy Faeringehavn, Sukertopen, Holstenborg (Ryc. 20). Bochenkowate wysepki szerów wybrzeża zewnętrznego przypominają często formy wyglądown tarczowych.

Ten charakter rzeźby wierzchołków grenlandzkich świadczy o tym, że były one obiektem mechanicznej obróbki lodu. Zgodnie z kierunkiem ruchu lodów uległy grzbiety i wierzchołki wytarciu i zaokrągleniu, przeobrażając się z wolna w formy o znamionach rzeźby wyglądown tarczowych.

6 Wyniki.

Wnioski, jakie nasuwa szczegółowa analiza spękań skalnych i mikroreliefu form glacialnych przedpola lądolodu grenlandzkiego dadzą się streścić następująco:

Archaiczne skały krystaliczne w głębi fiordu Arfersiorfik są silnie spękane, przy czym spękania te układają się w bardzo znamieny system z wybitnym, jednokierunkowym i równoległe do ogólnego przebiegu krawędzi lądolodu zorientowanym maksimum południkowym. Wiele faktów przemawia za tym, że ta zdecydowana przewaga kierunku południkowego wśród spękań skalnych stoi w związku ze zjawiskiem „odnawiania się“ tektonicznych kliważy archaicznych, przez izostatyczne ruchy falowe, jakim podlegała Grenlandia w okresie dyluwialnych transgresyj i regresyj lądolodu.

Wpływ kierunków spękań na przewodnie linie preglacialnej i postglacialnej rzeźby jest niewątpliwy. W przeciwieństwie do rezultatów badań K r u e g e r a w strefie wybrzeża zewnętrznego Grenlandii Zachodniej okazuje się, że w głębi fiordu Arfersiorfik, nie ogólny, równoleżnikowy kierunek fiordu, lecz kierunki form w stosunku do fiordu drugo-

⁴⁷⁾ Mapa topograficzna krawędzi lądolodu w fiordzie Arfersiorfick wykonana w ramach prac Polskiej Wyprawy przez mir. J. Z a w a d z k i e g o.



Ryc. 19. Krajobraz kopulasty, asymetrycznych gór nad fiordem Nordre—Ström. Kopuły wydłużone zgodnie z kierunkiem ruchu lodów, równoległe do rynny fiordu
 Fig. 19. The mountains in Nordre—Ström fiord region have the form of the great shield-knobs.

Fot. autor. sierpień 1937.



Ryc. 20. Skjörö w okolicy Holstenborgu.
 Fig. 20. Skjören near Holstenborg.

Fot. autor. wrzesień 1937

rzędnych (półwyspy, zatoki, przełęcze fiordowe) posiadają swoją predyspozycję strukturalną w spękaniami skał (maksimum południkowe).

Mikrorelief dzisiejszej powierzchni skalnej kształtował się pod wpływem pracy szlifującej lodu oraz subglacjalnego i postglacjalnego wietrzenia mechanicznego, w ścisłej zależności od struktury podłoża. Wpływy strukturalne przejawiają się w wytyczaniu form mikroreliefu przez pionowe (kliważe) i poziome (odzielność ławicowa) spękania skał, oraz przez warstwowanie (upad) gnejsów. W zależności od układów ławicowych wytworzyły się wierzchowinowe i zboczowe wygłady lodowcowe. Najbardziej znamienny typ wygładów asymetrycznych wiąże się ze skośnie do powierzchni erozyjnej, a niezgodnie z ruchem lodu nachylnym układem ławic (skośny układ ławicowy). Wygłady lodowcowe zachowały się częściowo do dziś w tym stadium swego rozwoju, które osiągnęły jako formy subglacjalne, niektóre zaś wygłady przeszły proces niszczenia pod wpływem postglacjalnego wietrzenia. Analiza tego procesu wykazała, że warstwy gnejsów, budujące wygłady, wietrzeją łatwiej i szybciej u wschodni aniżeli na powierzchni. Tą drogą powstają asymetryczne bruzdy międzyławicowe, których dalszy rozwój odbywa się zawsze przez wietrzeniowe ścinanie ławic wyżejleżących.

Tego rodzaju proces rozwojowy form wklęsłych doprowadził, przy współdziałaniu transportującej działalności wód płynących lub lodów, do wytworzenia się asymetrycznych dolin i grzbietów grenlandzkich. Do takiego wniosku upoważnia fakt łączności stromych zboczy i krawędzi z wschodnimi warstw, jak również stwierdzenie stadialnych form pośrednich, między bruzdami ławicowymi a normalnymi, wielkimi dolinami dzisiejszego krajobrazu.

Do najbardziej charakterystycznych elementów mikroreliefu glacialnego krajobrazu grenlandzkiego należą formy, które określiłem mianem „wygładów tarczowych”. Ze względu na rozmieszczenie i sposób występowania wyróżniają się dwa typy tych form: tarczowe wygłady szeregowe i pojedyncze.

Pierwszy typ, związany z warstwowo-ławicową strukturą gnejsów, występuje przeważnie w obrębie grzbietowych obszarów wododzielnych. Takie rozmieszczenie wygładów szeregowych przeczy teorii *Ljungnera*, wiążącej genezę tego rodzaju form z masowym wpływem wód subglacjalnych. Natomiast ze względu właśnie na rozmieszczenie i obecność rysów lodowcowych na powierzchni wygładów przyjmuję pracę mechaniczną lodu, wietrzenie subglacjalne oraz działalność małych strug infra i subglacjalnych za jedyne możliwe czynniki formotwórcze wygładów szeregowych.

Trudny do wyjaśnienia problem powstania parabolicznych zarysów strony uderzeniowej wygładów tarczowych, może znaleźć dwojakie rozwiązanie.

Rozmieszczenie i zależność wygładów szeregowych od układów ławicowych wskazywałaby na to, że kształt rzutu poziomego tych form znajduje inicjalne warunki strukturalne w powstałych pod wpływem mechanicznego nacisku lodu na podłoże skalne rysach parabolicznych (Gilbert). Natomiast w przypadku wygładów tarczowych, pojedynczych, występujących samotnie na przestrzeniach otwartych i niezwiązanych ze strukturą geologiczną podłoża, kompletne wytłumaczenie genezy formy eliptyczno-tarczowej znajdujemy w mechanizmie pracy szlifującej dna lodowców. Bowiem istota tej pracy polega na przeobrażaniu wszelkiego typu form wypukłych podłoża lodowcowego, zagrządzających drogę i tamujących ruch lodowca, na formy opływowe, które dla ruchu lodu stanowią przeszkodę możliwie najmniejszego oporu. Wobec tego wygład tarczowy daje się określić jako morfologiczne elementy końcowego stadium rozwojowego krajobrazu wygładów lodowcowych.

Formy makroreliefu, analogiczne do pojedynczych wygładów tarczowych, spotyka się w postaci niektórych, kopułowych, asymetrycznych wierzchołków i grzbietów górskich, które w okresie dyluwialnego zlodowacenia Grenlandii Zachodniej były obiektem mechanicznej obróbki lodów.

S U M M A R Y

Studies on jointing of rocks and glacial microrelief in Western Greenland.

In the summer of 1937 the Polish Scientific Expedition under the leadership of Prof. A. K o s i b a undertook researches in Western Greenland. The author, who participated in the expedition, made a number of morphological observations, as well in the area chosen by the expedition for detailed studies on the foreground of the inland-ice, as in the anchor-places of the ship, in Egedesminde, Hölstenborg and Faeringehavn.

Jointing of rocks.

The object of undertaking detailed studies on the jointing of the rocks, was to ascertain, whether- and in what degree the direction of rocks joints (cracks) produces an effect on the directions of the micro- and macrorelief, observed in the actual landscape of Greenland. This phenomenon was the chief object of studies, undertaken by K o r n e r u p¹⁾ in the last century in Greenland. Of no less importance were the geological researches, made by K r u e g e r²⁾, who collected an abundant material of archaic-rocks joints in the region of the Diskobay, between the peninsula Nugsuak and Nordré-Strömfiord.

My researches, on the contrary, were reduced to a relatively smaller region than those, explored by the quoted authors. On an area of 150 km² we measured the directions and the dips of 350 joints in the rocks and we studied in detail their position and the effect they have on the formation of the relief.

We distinguish three sorts of joints: 1) single capillary joints, 2) fissures having rock-mirror surfaces, and cutting the gneiss and granite-gneiss transversally to the direction of the layers. They appear in parallel bunches, 3) large „master joints“ (chasm) extending in length to hundreds of meters.

¹⁾ A. K o r n e r u p: Geologiske Jagdtogelser fra Veskysten af Grönland. Medd. om Grönl. 1916.

²⁾ H. K. E. K r u e g e r: Gesteinskörper und Inlandeis Grönlands in ihrer gegenseitigen Beziehung und Auswirkung. Zeit. f. Gletschk. B. VXII, 1929.

A generale arrangement of the crackings in the compass-rose of directions gives Fig. 2. It is a characteristic symptom, that 63% of all the crackings run in a direction approaching the meridian, this gives a distinct maximum, the axis of which is N 5 W.

It seems probable, that the fracture of the Greenland archaic shield took place in several, separated phases. Krueger distinguishes two systems of jointing an older one: NW—SE, and younger one: NE—SW. The meridian maximum, which is so distinct in our arrangement does not appear in the compass-rose of the directions of jointings in the notes of Krueger.

It must be taken in consideration, that this maximum 1) has a direction parallel to the margin of the inland-ice, and that (See Fig. 2), 2) the surface of joints have the appearance of freshly polished rock-mirrors. For these reasons I am inclined to consider the distinction of the joints of this direction in the terrain, as an effect of Pleistocenes-movements, caused by variations in the volume and the area of the inland-ice. Isostatic movements, which accompany the drifts and recessions of Pleistocene inland-ice, — as it was demostated by Brögger³⁾ in the Scandinavian peninsula, — show signs of characteristic waye-movements of large amplitude. The Pleistocene sinking of Greenland in the region of the fiord Arfersiorfik, judging from the reach in height of the post glacial seasilt, — attained 140 m. Therefore, if a warping of the rock-beds took place at the same time as the depression of the continent, the existing, ancient, archaic crackings of the rocks, the direction of which was in conformity with the direction of the warping, they might have performed an important role. As the frontal part of the inland-ice, at the period of it's drift and regresion had a meridian course, therefore the meridian direction became „renewed“ and prominent among the cracking-directions. (Fig. 4).

Comparisons, made between the directions of the crackings and the relief of the territory in our region, led us to conclusions, which are not altogether in conformity with the results of Krueger's researches. This scientist ascertains an ideal conformity between the course of the Greenland fiords an the local direction of the crackings. (See the map, enclosed in his book). In the region of Arfersiorfik, the association of those two phenomenons presents itself in the following manner. It is not the E—W direction of the fiord, but the direction of forms, secondary in relation to the fiord, which indicate conformity with the maximum of rock-join-

³⁾ W. C. Brogger: Om de Sengfaciale og Postglaciale Nivåforändringar i Kristiania feltet. Norg-Geol. Undersög. 31. 1901.

W. C. Brogger: Strandliniens Beliggenhed under Stemaldern. Nor. Geol. Undersög. 41. 1905.

tings, — consequently these forms, — such as goolfs, peninsulas and mountain-passes between the fiord, (which they call here „itiwdlek“), must have their predisposition in jointing. (Fig. 5, 6, 7). This mutual connection is apparent on all the territory.

The glacial microrelief.

The microrelief of the actual surface of the rocks was, formed under the influence of the polishing activity of ice and of the subglacial and postglacial weathering. The influence, which the structure of rocks had on the forms of the microrelief, manifests itself in the vertical and horizontal crackings (joints and rock-banking) and in the stratified layers and the slate-structure of gneisses. The so called rounded shoulders („rundlings“⁴⁾ or „roches moutonnées“) are the chief element of the micromorphology of the postglacial erosion surface. These convex forms have a characteristic longitudinal profile, in which we distinguish a stoss-side (proximal), and a lee-side (dystal). The majority of those „rundlings“ of the postglacial rock-surface in Greenland have a connection with the position of the layers and the banks of gneiss. The outcrops of dipping gneiss-banks were polished by the ice untill they adopted a form of long ledges, asymmetrical in their longitudinal profile. This concerns in particular banks, which have an inclination against the direction of the ice flow. As proximal side must be considered the surface of the bank, as dystal-side generally the joint, cutting off the bank. There, where the rock was grinded in that fashion, the ridge of the rock present the profile of a saw, the teeth of which are bent in one direction.

The presence of moraines, often met in their primary position in furrows between smoothed ledges, proves, that those forms appeared and partly subsisted untill nowadays as phenomenons of the subglacial surface.

The forms of the microrelief of the rocks were developing in connections with the structure and the position of the layers and banks of gneiss, of which they strictly depend. The inclination of those layers oscillates about 40°. For structural reasons, layers are getting quicker and easier weathered on their outcrops, than on bed- surfaces. That is the way in which the asymmetrical furrows between the banks were formed. Their lateral development was due to the lopping of higher situated layers caused by weathering. (Fig. 12). The pre-, sub- and postglacial deepening and broadening of the furrows is, -and has been-, a permanent process, the predispositions of which lie in the structure of the rocks.

⁴⁾ H. W. Hobbs: Characteristics of existing Glaciers. Nev York 1911.

One of the factors, which contribute particularly to the mechanical weathering, are the snow-banks, They lie in the furrows between the banks about a month longer than elsewhere, (sometimes through all the summer), they provide dampness, they lower the temperature and thus carry through an immense crushing labour, (crevice- weathering) on the outcrops of gneiss-banks, at the foot of which they are extending ⁵⁾.

A characteristic feature for almost all the ridges and longitudinal valleys, (parallel to the fiords), in the region of Arfersiorfik, is their asymmetrical, transversal section. The same as in the miniature-furrows between the banks (Fig. 13), the asymmetry of the valleys corresponds exactly to the position and the inclination of the layers of gneiss. The exposition is here of no importance, as the steep slopes of the valleys are exposed as well towards the north, as towards the south. These fact, also the ascertaining of stadal forms between the furrows of the banks and the large valleys, permit us to deduct, that the most important factor, which shaped the forms of the Greenland landscape, was the mechanical weathering ⁶⁾. In conditions determined by the folded structure of the archaic rocks, with the aid of water — transport (in the pre- and postglacial period), and also of ice, (subglacial phenomenon), the mechanical weathering produced in consequence these asymmetrical furrows, depressions, valleys and ridges. Romer ⁷⁾ has furnished an excellent examples of similar forms of glacial micro- and macrorelief from Glacier-Bay in Alaska. Thus scientist according to his former opinion ⁸⁾ explained, that weathering and erosion of subglacial streams — even independently of rock-influence — are the chief agents in the origin and development of these forms.

Amongst the elements of the glacial microrelief in Greenland the most characteristic are the forms, which I call shield-knob (roche moutonnée).

⁵⁾ Among the studies, which demonstrate in a convincing way the significance of nivation — weathering in polar countries we must cite: Francois E. Matthes (Glacial sculpture of the Bighorn Mountains, Wyoming, U. S. Geol. Surv. Ann. Rep. 1899—1900), H. W. Hobbs (Characteristics of existing Glaciers Nev York 1911), F. Nansen (The Strandflat and Isostasy, Kristiania 1922) and H. W. Ahlmann (Mechanische Verwitterung und Abrasion an der Grundgebirgsküste des nordwestlichen Schonen. Bull. Geol. Inst. Upsala 1916.

⁶⁾ To these conclusions came A. Kosiba (Grenlandia, Lwów—Warszawa 1937) supposing, that the exposition of the slopes to the north plays in this phenomena the chief role.

⁷⁾ E. Romer: A few contributions to the Physiography of Glacier Bay, Alaska, Przegląd Geograficzny. (Revue Polonaise de Géographie) v. IX.1929.

⁸⁾ E. Romer: Kilka uwag o genezie krajobrazu lodowcowego. Kosmos v. XXXIV, Lwów 1909.

Those forms are asymmetrical, their horizontal outline has the shape of an ellipsis, and they are convex like a shield (Fig. 14). Either a joint-wall, or a steep weathering-slope, beheading the ellipsis, form their lee-side. According to their distribution and appearance, we distinguish two types of these forms: one disposed in ranks, the other isolated. The first type appears swarming along those banks, which were submitted to the abrasive activity of ice (Fig. 15). One comes across the ranked shield-knob on top of ridges and hills, also on slopes, turned against the direction of ice flow.

Single shield-knob form isolated hills, — we meet them generally in the bottom of valleys, also in open areas, where doubtlessly, the flow of the ice has been powerful (Fig. 16).

E. Ljungner⁹⁾ a scientist of great merit in the domain of systematics and explanation of the forms of the glacial shield-knobs (which he calls „Schildbuckelfelsplatte“), as features developed from the so-called sickle-depressions, („Sichelwanne“). Ljungner explains in a rather complicated fashion the appearance of the parabolic outline of those forms, — a problem, which is fundamental as regards the genesis. The „sickle-depressions“ in the subglacial rock-surface are the result of erosion by subglacial waters. It is a turbulence-phenomenon, which occurs on a surface, where two media of friction are in contact, — it presents analogy with „sickle-forms“, appearing on the surface of snow or of sand at the bottom of a river. According to Ljungner, those parabolic forms of glacial microrelief are consequently a glacial-fluvial phenomenon.

The application of Ljungner's theory to the ranked shieldknobs, observed in Greenland, seems frankly impossible. To explain their formation, we cannot admit the existence of great subglacial rivers, possessing a broad, ample flow of water. Those forms, — as I have said — are to be seen mainly in a morphological position, which excludes the possibility of an abundant flow of water (on ridges, in proximity of a deep fiord). Such a position of the quoted forms, as well as the presence of scratches on their surface, makes us suppose, that the ice leaned here immediately against its solid substratum. A predisposition to aim at sickle or elliptical forms, may sooner be found in the parabolical cracks observed by Gilbert¹⁰⁾ on the subglacial surfaces of rocks, (the so-called „Crescentic

⁹⁾ E. Ljungner: Spaltentektonik und Morphologie der schwedischen Skagerrack-Küste. Teil I u. II. Bull. Geol. Inst. Upsala v. XXI. 1927—1930.

¹⁰⁾ G. K. Gilbert: Crescentic gouges on glaciated surfaces. Bull. Geol. Soc. America. v. 7. 1905.

gouges“, or „Crescentic cracks“). The pressure of the ice on the rocks, by means of moraines-boulders, causes bent, transversal crackings.

The connection between the shield-knobs and the grinding action of the glaciers, suggests another conception, which might help to explain the development of these forms. The effect of abrasion of the ice surface on rocks, is the sole incontestable fact, which has been proved in a doubtless way¹¹⁾. It is to that labour, visible not in the plucking of the rocks, but in the aspect of the surface of shield-knobs- (striae)-, that the latter own their elongated streamline form, exempt from all jittings and asperities.

Let us imagine a knob on the subglacial surface, having the form of a hemisphere, situated in the middle of a plain valley (Fig. 17). The erosion will first of all assail these parts of the surface of the hemisphere, along which the shifting ice can exert the maximum of its grinding action. This action depends of the rapidity of movement and the intensity of pressure of the ice. One must therefore expect the greatest progress of attrition around the top (maximum of pressure) and about the side-parth of the hemisphere (maximum of movement). The proximal side will then not resist to lengthening and flatning, contrarily to the dystal side. In this manner the primary hemispheric form changes into an elliptic shield, the circular perimeter of the knob must in time get the outline of a parabolic bow. The whole feature is submitted to lowerin. As a result, we will obtain a solid form, which possesses all the morphological sings, characterising the above rescribed shield-knobs.

If instead of a hemispherical knob as primary form we deal with a bulk of rock of a different shape, the final result of the grindin erosion will also appear in an allongated, elliptic form of a shield. It is inevitable, as all projectures or other remoteness from a shielde-elliptic form are exposed in the first place to rubbing down, and rounding. The essence of the smoothing and grinding labour of the ice, consists, on modyfying all types of convex forms of the glacier-subtratum, which barricade the way and check the motion of the glacier, moul-

¹¹⁾ I am quoting the interesting results of the observations, made by Lütshg and de Quervain, concerning the annual lowering of the rocksurface at the bottom of the glaciers of Allalin and Grindelwald in the Alps. (Lütshg: Beobachtungen über das Verhalten des vorstossenden Allalingletschers in Wallis. Zeit. f. Gletschk. 1925/26. De Quervain: Über Wirkungen eines vorstossenden Gletschers. Viertelj. Zeit. Nat. Ges. Zürich. 1919. Lütshg—Loetschner: Beobachtungen über das Verhalten der Vorstossenden Oberrn—Grindelwaldgletscher in Berner Oberlanl. Beiträge zur Geologie de Schweiz. B. I. Teil I. Zürich 1944.

ding them into streamlined forms as obstacles offering the lowest resistance.

By further glacier-abrasions, shield-knobs can change their dimension, conserving nevertheless all characteristic signs of a streamlined form. They represent the final stage, which closes the evolutionary cycle of the landscape of the glacial erosion. They predominate in regions, which were the substratum of a long-lasting and intense activity of ice.

We find a confirmation of the above expounded theretical conclusions in the morphological analysis of the postglacial landscape of Western Greenland. Many ridges and hills of the foreground of the inland-ice, have the character of oblong, asymmetrical domes, quite resembling the above-described shield-knobs (Fig. 18, 19, 20). These feature of sculpture, — observed as well in the background of the land, as by the seashore, (in the neighbourhood of Egedesminde and Holstenborg), — are a proof of an advanced stage of evolution of the Pleistocene landscape of glacial erosion in Greenland.

