



lodowczykiem karowym, lodowcem karowym, lodowcem firnowym. Później pojawiły się inne określenia: mały lodowiec niwalny (K o n d r a c k i 1965), miniaturowy lodowiec karowy (J a w o r o w s k i 1966), miniaturowy „lodowiec”, lodowiec szczątkowy (J a w o r o w s k i 1978). Jedynie O l ę d z k i (1965) konsekwentnie nazywał ten płat i formy podobne lodowczykami, dostrzegając w nich pośredni stopień rozwoju między płatami firnowymi a lodowcami. Z kolei w literaturze czeskiej i słowackiej formy takie określane były niekiedy jako lodowce firnowe (V i t a s e k 1956) lub lodowczyki firnowe (L u k n i s 1973, S a j g a l i k i K a h a n 1976).

Zamiast komentarza do tego zbioru terminów bardziej celowe wydaje się zebranie podstawowych cech, charakterystycznych dla opisanych niżej ciał lodowo-firnowych. W lakonicznej formie cechy te zostały wyszczególnione w definicji lodowczyka, opracowanej przez Międzynarodową Komisję Śniegu i Lodu UNESCO (Perennial Ice and Snow Masses, 1970). Zgodnie z definicją lodowczykiem jest mała masa lodowa dowolnego kształtu, mieszcząca się w niszach, korytach i na ocienionych stokach. Lodowczyk rozwija się dzięki akumulacji śniegu nawianego, lawinowego lub pochodzącego z bardzo wysokich opadów w poszczególnych latach. Zazwyczaj nie przejawia wyraźnie cech spływania, dlatego trudno jest go odróżnić od pola śnieżnego. Istnieje przynajmniej przez dwa kolejne sezony ablacyjne.

Kilka elementów uzupełniających tę definicję można znaleźć w przedstawionej wcześniej przez P i e r o w a (1968) charakterystyce tzw. lodowców embrionalnych. W zestawieniu genetycznym ciał śnieżno-lodowych lodowiec taki zajmuje stanowisko pośrednie między płatem firnowym (śnieżnym, śnieżno-lodowym itp.) a lodowcem karowym. Od płata firnowego odróżnia się dominującym udziałem lodu w swej masie i wyraźniejszym ruchem, a od lodowca karowego — mniejszymi rozmiarami, innym charakterem ruchu oraz na ogół brakiem podziału na obszary akumulacji i ablacji. Jego powierzchnia jest przeważnie liczona w setnych częściach km<sup>2</sup>, a miąższość mieści się zwykle w granicach od 5 m do 30 m. Dość słabo wyrażony ruch tylko częściowo może być przyrównywany do plastycznego spływu lodowców wyższych rzędów. Przejawia się to raczej w rozdzielaniu się masy lodowo-firnowej na poszczególne bloki i przesuwaniu się tych bloków. Ze względu na położenie lodowców embrionalnych zazwyczaj w pobliżu, a nierzadko znacznie poniżej granicy wiecznego śniegu, przemiana śniegu w lód przebiega w nich najczęściej w warunkach intensywnej infiltracji wody roztopowej w głąb materiału śnieżnego i firnowego, a czynnik ciśnienia nie ma w tym procesie większego znaczenia.

Mimo braku sprzeczności między obu definicjami, tak rozumiane lodowce embrionalne nie mogą być bezwarunkowo utożsamiane z lodowczykami. W kategorii lodowców embrionalnych mieszczą się bowiem również takie formy, które w klasyfikacji Międzynarodowej Komisji Śniegu i Lodu traktowane są jako odrębne typy małych lodowców, np. lodowce niszowe. Miano lodowczyków przysługuje zatem najmniejszym ciałom z grupy lodowców embrionalnych, przewyższających nieznacznie stopniem rozwoju płatą firnowe. Obok większej trwałości w danym przedziale warunków klimatycznych należy wymienić przede wszystkim przewagę ilościową lodu nad firnem (T r o i c k i j 1966) oraz ruch (K a l e s n i k 1963) — wyraźniejszy i (lub) bardziej złożony niż w przypadku płatów firnowych i zupełnie małych ciał, zbudowanych głównie z lodu.

W badaniach organizowanych przez Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, prowadzonych w latach 1978—1983, przy rozdzielaniu budulca lodowczyków tatrzańskich na firn i lód stosowane było powszechnie przyjęte i zalecane (Seasonal Snow Cover, 1970) kryterium utraty drożności dla powietrza i wody, co przejawia się w braku wtrąceń powietrznych lub w występowaniu tylko zamkniętych pęcherzyków w lodzie. Kryterium to uwzględniane było zawsze w odniesieniu do substancji pozostającej w temperaturze punktu topnienia lodu. Dominujący w każdym lodowczyku lód metamorficzny nie był dalej rozdzielany na podtypy.

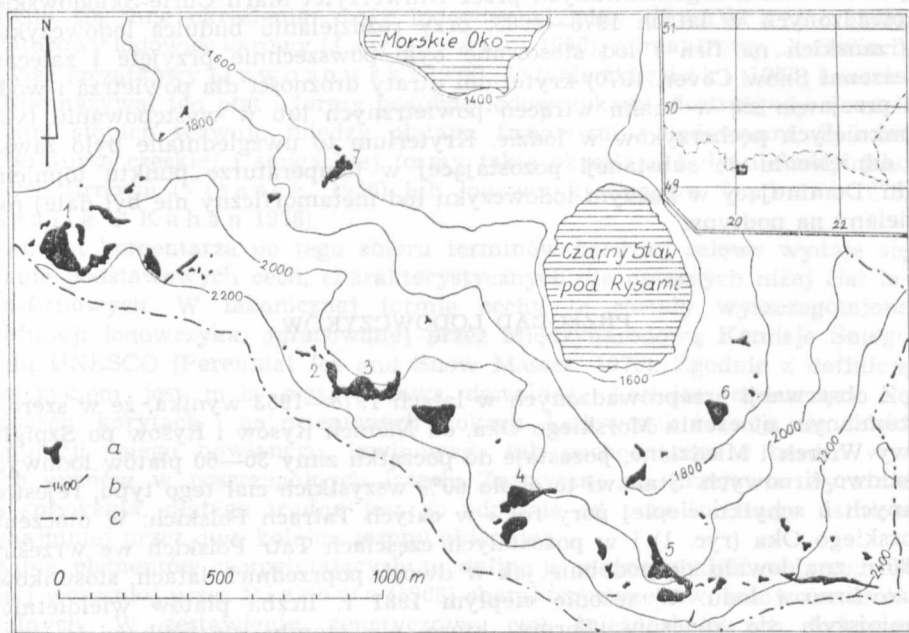
### PRZEGLĄD LODOWCZYKÓW

Z obserwacji przeprowadzonych w latach 1978—1983 wynika, że w szeroko rozumianym otoczeniu Morskiego Oka, od Niżnich Rysów i Rysów po Szpiglasowy Wierch i Miedziane, pozostaje do początku zimy 30—60 płatów lodowych i lodowo-firnowych. Stanowi to około 60% wszystkich ciał tego typu, rejestrowanych u schyłku ciepłej pory roku w całych Tatrach Polskich. W otoczeniu Morskiego Oka (ryc. 1) i w pozostałych częściach Tatr Polskich we wrześniu 1980 r. znajdowało się podobnie jak w dwóch poprzednich latach, stosunkowo dużo firnu i lodu. W sezonie ciepłym 1981 r. liczba płatów wieloletnich zmniejszyła się znacznie. Formy, które nie stopiły się całkowicie, straciły przynajmniej większą część nadkładu firnowego. W wielu płatach odsłoniły się szczeliny i wyloty tuneli. W latach 1982 i 1983 nie nastąpiły zasadnicze zmiany. Wszystkie trzy lata okazały się korzystne dla obserwacji budowy lodowczyków.

### LODOWCZYK NA ZADNIEJ CUBRYŃSKIEJ GALERII

Zadnia Cubryńska Galeria (2150—2070 m n.p.m., fot. 4) jest płytką formą karoidalną, stanowiącą najwyższe piętro Doliny za Mnichem. Od południa i południowego wschodu zamyka ją stroma i pozbawiona rozległych form wklęsłych ściana Cubryny (2376 m n.p.m.). Dobre osłonięcie przed dopływem bezpośredniego promieniowania słonecznego oraz położenie blisko klimatycznej granicy wiecznego śniegu, wyznaczonej przez Hessa (1965) na 2200 m n.p.m., stwarzają w górnej (południowej) części galerii korzystne warunki konserwacji śniegu i produktów jego metamorfozy. Z kolei uboga rzeźba ściany wyklucza schodzenie na galerię dużych lawin — czynnika decydującego o wysokiej akumulacji śniegu w wielu innych, zwłaszcza niżej położonych miejscach. Jako główne źródła dostawy śniegu należy zatem przyjąć bezpośrednio opady oraz zsypy ze ściany, potęgowane przez przewiewanie śniegu przez grań. Pierwszą krótką informację o występowaniu pod Cubryną interesujących płatów lodowych podał W d o w i a k (1959).

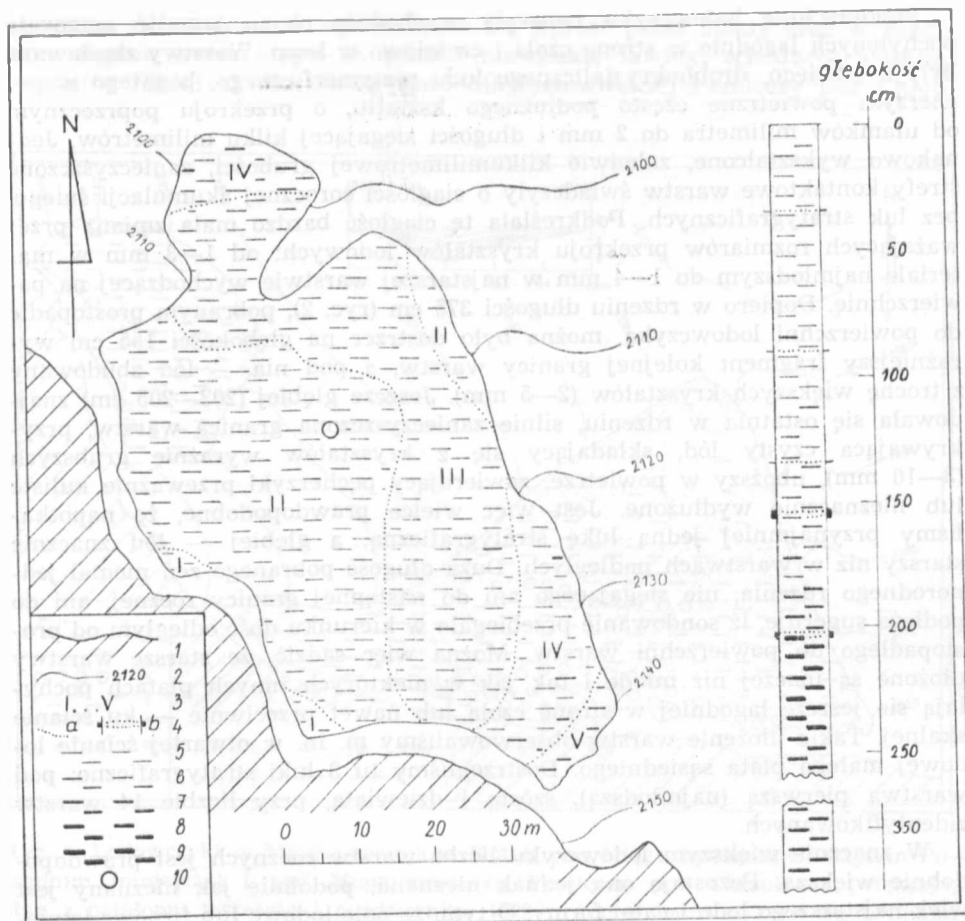
W październiku 1981 r. autor przeprowadził tu rekonesans. We wrześniu 1982 r. Z. Borkowski i studenci geografii UMCS wykonali zdjęcie topograficzne lodowczyka, a autor i studenci zebrali spostrzeżenia na temat budowy wszystkich czterech ciał lodowych: lodowczyka ( $28 \cdot 10^2 \text{m}^3$ ) i trzech małych płatów (łącznie  $4 \cdot 10^3 \text{m}^3$ ).



Ryc. 1. Płaty lodowo-firnowe i firnowe w otoczeniu Morskiego Oka we wrześniu 1980 r.; a — płaty, b — izohipsy, c — granica państwowa (wg Dzierżka, Nitychoruka i Zołny 1982). Numerami oznaczone są lodowczyki: 1 — na Zachodniej Cubryńskiej Galerii, 2 — pod Mięguszwieckim Szczytem Pośrednim, 3 — pod Mięguszwiecką Przełęczą pod Chłopkiem, 4 — w Wyżnim Czarnostawiańskim Kotle, 5 — pod Żabią Turnią Mięguszwiecką, 6 — pod Bulą pod Rysami, 7 — pod Małym Mięguszwieckim Kociół

Snow-firn and firn patches in the vicinity of the Morskie Oko Lake in September 1980; a — patches, b — contour lines, c — state border (after Dzierżek, Nitychoruk and Zołna, 1982a). Numbers mark the glaciers: 1 — at Zadnia Cubryńska Galeria, 2 — beneath Mięguszwiecki Szczyt Pośredni, 3 — beneath Mięguszwiecka Pass beneath Chłopek, 4 — in Wyżni Czarny Staw Kociół, 5 — beneath Żabia Turnia Mięguszwiecka, 6 — beneath Bula pod Rysami, 7 — beneath Mały Mięguszwiecki Kociół

W trzeciej dekadzie września 1982 r. lodowczyk (ryc. 2, fot. 2) oddzielony był od ściany Cubryny szczeliną szerokości 3—5 m i podobnej głębokości. Jego powierzchnia, lekko wklęsła w profilu podłużnym i poprzecznym, liczyła 78 m długości w kierunku największego spadku (przeciętnie  $29^\circ$ ) i 88 m szerokości. Dolny skraj lodowczyka znajdował się na wysokości 2093 m n.p.m., skraj górny — o 52 m wyżej. Małe urozmaicenie poprzecznego profilu powierzchni lodowej wskazywało na dość równomierne rozłożenie zasilania zsykowego. Wiąże się to z brakiem zasadniczego toru wydajnych zsyków śnieżnych bezpośrednio nad lodowczykiem. Podobnie nie zarysowuje się główna linia spływu wód opadowych i roztopowych. Nie było też możliwe określenie przebiegu tunelu pod lodem. Tunel zapewne istnieje, gdyż pod lodowczykiem przepływa woda, ale jego wlot i wylot pozostały nieznanne.



Ryc. 2. Lodowczyk na Zadniej Cubryńskiej Galerii, stan z III dekady września 1982 r. (zarys lodowczyka wg Terpiłowskiego 1984, częściowo zmieniony przez autora). Obok schemat budowy rdzenia lodowego: 1—ściana skalna; 2—izohipsy; 3—warstwy roczne od najmłodszej (I) do najstarszej (V); 4—granice warstw rocznych na powierzchni lodowczyka (a) i w rdzeniu (b); 5—9—lód, przeważające rozmiary przekroju kryształów: 1—3 mm (5), 1—4 mm (6), 2—5 mm (7), 3—8 mm (8), 4—10 mm (9); 10—miejsce pobrania rdzenia

Glacieret at Zadnia Cubryńska Galeria, state of IIIrd decade of September 1982 (contour of glacieret acc. to Terpiłowski, 1984, partly changed by the author). Beside—a scheme of structure of isy core: 1—rocky wall; 2—contour lines; 3—annual layers from the youngest (I) to the oldest (V); 4—borders of annual layers on surface of glacieret (a) and in core (b); 5—9—ice, prevailing size of crystals: 1—3 mm (5), 1—4 mm (6), 2—5 mm (7), 3—8 mm (8), 4—10 mm (9); 10—place of collecting core

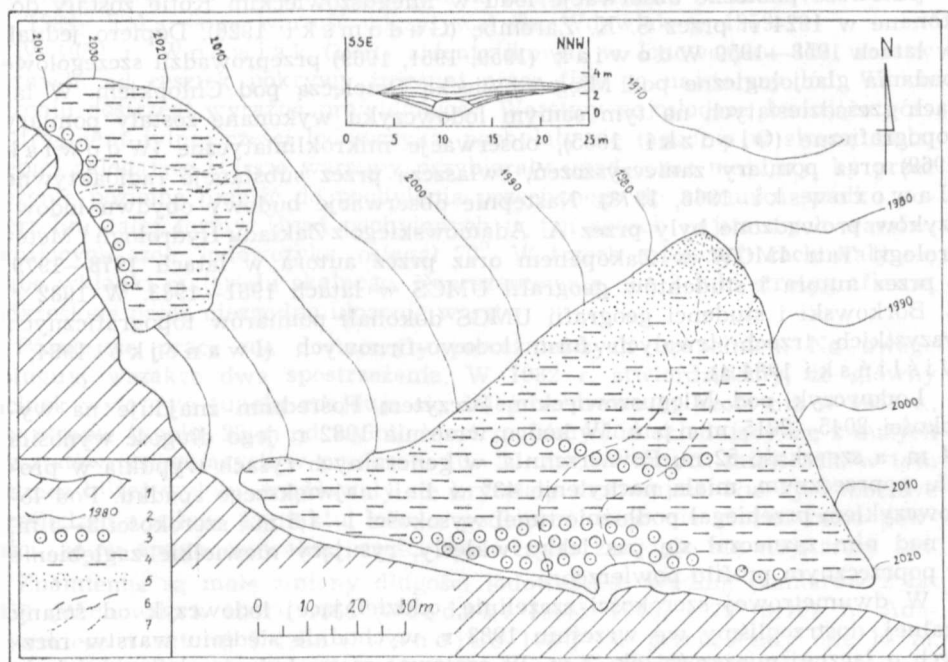
Powierzchnię lodowczyka tworzyły wychodnie pięciu warstw rocznych, pochylonych łagodnie w stronę czoła i częściowo w lewo. Warstwy zbudowane były z młodego, drobnokrystalicznego lodu metamorficznego, bogatego w pęcherzyki powietrzne często podłużnego kształtu, o przekroju poprzecznym od ułamków milimetra do 2 mm i długości sięgającej kilku milimetrów. Jednakowo wykształcone, zaledwie kilkumilimetrowej grubości, zanieczyszczone strefy kontaktowe warstw świadczyły o ciągłości corocznej akumulacji śniegu, bez luk stratygraficznych. Podkreślała tę ciągłość bardzo mała zmiana przeważających rozmiarów przekroju kryształów lodowych: od 1–3 mm w materiale najmłodszym do 1–4 mm w najstarszej warstwie wychodzącej na powierzchnię. Dopiero w rdzeniu długości 375 cm (ryc. 2), pobranym prostopadle do powierzchni lodowczyka, można było dostrzec na głębokości 155 cm wyraźniejszy fragment kolejnej granicy warstw, a pod nią — lód zbudowany z trochę większych kryształów (2–5 mm). Jeszcze głębiej (203–205 cm) znajdowała się ostatnia w rdzeniu, silnie zanieczyszczona granica warstw, przykrywająca czysty lód, składający się z kryształów wyraźnie grubszych (3–10 mm), uboższy w powietrze, zawierający pęcherzyki przeważnie kuliste lub nieznacznie wydłużone. Jest więc wielce prawdopodobne, że napotkaliśmy przynajmniej jedną lukę stratygraficzną, a głębiej — lód znacznie starszy niż w warstwach nadległych. Duża długość pobranego zeń niemal jednorodnego rdzenia, nie sięgającego ani do następnej granicy rocznej, ani do podłoża sugeruje, iż sondowanie przebiegało w kierunku dość odległym od prostopadłego do powierzchni warstw. Można więc sądzić, że starsze warstwy ułożone są inaczej niż młode i tak jak w niektórych innych płatach pochylają się jeszcze łagodniej w stronę czoła lub nawet przeciwnie — ku ścianie skalnej. Takie ułożenie warstw obserwowaliśmy m. in. w otwartej ścianie lodowej małego płata sąsiedniego. Dostrzeżliśmy tu 3 luki stratygraficzne: pod warstwą pierwszą (najmłodszą), szóstą i dziewiątą, przy liczbie 14 warstw zidentyfikowanych.

W znacznie większym lodowczyku liczba warstw rocznych jest prawdopodobnie większa. Pozostaje ona jednak nieznana, podobnie jak nieznany jest wiek najstarszego lodu i całej formy. O tym, że pole lodowe lub firnowe istnieje w tym miejscu od dawna, świadczyć może sięgająca do 1,5 m nad lód morrenka zypiskowa, obrzeżająca czoło i boki lodowczyka. Przed 1981 r. morrenka otoczona była ze wszystkich stron firnem i lodem. Rozległe pole lodowo-firnowe sięgało niżej położonego, nieostro zarysowanego wału zypiskowego. Sytuację tę należy określić jako skrajną, w której dolne i boczne fragmenty owego pola prawdopodobnie nie były związane dynamicznie z lodowczykiem.

#### LODOWCZYKI W MIĘGUSZOWIECKIM KOTLE

Mięguszowiecki Kocioł (2045—1890 m n.p.m.) jest zaczątkowym karem, otoczonym od północnego zachodu, południowego zachodu, południa i wschodu stromymi ścianami Mięguszowieckiego Szczytu (2438 m n.p.m.), Mięguszowieckiego Szczytu Pośredniego (2393 m n.p.m.), Mięguszowieckiego Szczytu Czarnego (2410 m n.p.m.) i Kazalnicy (2159 m n.p.m.). Dno kotła pochylone jest ku północnemu wschodowi i północy. Ściany skalne dość dokładnie osłaniają jego południową część przed dopływem bezpośredniego promieniowania sło-

neznego. Akumulacja śniegu odbywa się wprost przez opady oraz w znacznym stopniu przez zsyпы ze ścian i niewielkie lawiny, schodzące wąskimi torami: z Płaśni za Kazalnicą, spod Mięszowieckiej Przelęczy pod Chłop-



Ryc. 3. Lodowczyki w Mięszowieckim Kotle: pod Mięszowieckim Szczytem Pośrednim (mniejszy) i pod Mięszowiecką Przelęczą pod Chłopcem (większy); stan z przełomu września i października 1982 r. (zarys lodowczyków wg Iwanajki 1984, częściowo zmieniony przez autora). Wyżej schemat ułożenia warstw rocznych w przekroju poprzecznym przez czołową część lodowczyka pod Mięszowieckim Szczytem Pośrednim: 1—ściana skalna; 2—izohipsy; 3—firn; 4—lód; 5—morenka powierzchniowa; 6—7—zarys tuneli: wg Wdowiaka 1961 (6) i według naszych obserwacji (7)

Glacierets in Mięszowiecki Kocioł: beneath Mięszowiecki Szczyt Pośredni (smaller) and beneath Mięszowiecka Pass beneath Chłopek (bigger); state on the turn of September 1982 (contour of glacierets acc. to Iwanajko, 1984, partly changed by the author). Above—scheme of location of annual layers in cross-section through front part of glacieret beneath Mięszowiecki Szczyt Pośredni: 1—rocky wall; 2—contour lines, 3—firn; 4—ice; 5—surface little moraine; 6—7—contour of tunnels: acc. to Wdowiak 1961 and acc. to our observations (7).

kiem (2307 m n.p.m.), z północno-zachodniej części ściany Mięszowieckiego Szczytu Pośredniego i spod Mięszowieckiej Przelęczy Wyżniej (2330 m n.p.m.). Pod trzema z tych torów, z wyjątkiem ostatnio wymienionego, występują trwałe formy lodowo-firnowe. W latach 1978—1981 były one połączone listwami firnowo-lodowymi (ryc. 1). Dopiero na przełomie sierpnia i września

1982 r. połączenia te stopiły się. Spośród wyodrębnionych w ten sposób ciał lodowo-firnowych dwa spełniają warunki stawiane lodowczykom. Znajdują się one pod północno-zachodnią częścią ściany Mięguszowieckiego Szczytu Pośredniego i pod Mięguszowiecką Przełęczą pod Chłopkiem (ryc. 3, fot. 11).

Pierwsze pobieżne obserwacje lodu w Mięguszowieckim Kotle zostały dokonane w 1924 r. przez S. K. Zarembę (G a d o m s k i 1926). Dopiero jednak w latach 1958—1959 W d o w i a k (1959, 1961, 1969) przeprowadził szczegółowe badania glaciologiczne pod Mięguszowiecką Przełęczą pod Chłopkiem. W latach sześćdziesiątych na tym samym lodowczyku wykonane zostały pomiary topograficzne (O l ę d z k i 1965), obserwacje mikroklimatyczne (W d o w i a k 1969) oraz pomiary zanieczyszczeń, zwłaszcza przez substancje radioaktywne (J a w o r o w s k i 1966, 1978). Następnie obserwacje budowy obydwu lodowczyków prowadzone były przez A. Adamowskiego z Zakładu Hydrologii i Meteorologii Tatr IMGW w Zakopanem oraz przez autora w latach 1978—1979, a przez autora i studentów geografii UMCS w latach 1981—1983. W 1982 r. Z. Borkowski i studenci geografii UMCS dokonali pomiarów topograficznych wszystkich trzech trwałych form lodowo-firnowych (I w a n e j k o 1984; Wiśliński 1984 a).

Lodowczyk pod Mięguszowieckim Szczytem Pośrednim znajduje na wysokości 2045—2015 m n.p.m. W końcu września 1982 r. jego długość wynosiła 44 m, a szerokość 52 m. Powierzchnia, w generalnych rysach wypukła w profilu poprzecznym, miała nachylenie  $43^\circ$  w linii największego spadku. Pod lodowczykiem przebiegał podłużnie tunel wysokości 1—1,5 m i szerokości 3—5 m, a nad nim zaznaczał się pas lekko wklęsły, rysujący niewielkie zagłębienie w poprzecznym profilu powierzchni.

W dwumetrowej szerokości szczeliny, oddzielającej lodowczyk od ściany skalnej, dostrzegliśmy we wrześniu 1983 r. wychodnie siedmiu warstw rocznych o łącznej miąższości ok. 3 m. W czołowej części lodowczyka widać było zarys czterech warstw. Korelacji między tymi fragmentami nie znaleźliśmy. Widoczne odcinki warstw pochylały się łagodnie w stronę czoła, a w pobliżu tunelu tworzyły układ synkinalny, znajdujący odzwierciedlenie we wgięciu górnej powierzchni lodowczyka (ryc. 3). We wszystkich obserwowanych miejscach występował wyłącznie młody lód metamorficzny, zbudowany z kryształów o przekroju 1—4 mm. Zawierał on liczne pęcherzyki powietrzne, kuliste i wydłużone, z przewagą tych ostatnich. Ich szerokość wynosiła zwykle 0,5—1 mm, a długość — kilka milimetrów.

Można sądzić, że ten najmniejszy ( $15 \cdot 10^2 \text{ m}^2$ ) z opisanych lodowczyków jest formą mało trwałą. Wskazuje na to zarówno brak lepiej wykształconego lodu nawet w ścianach tunelu, jak i brak rozwiniętej morenki zypiskowej. Zapewne nie jest tu pozbawione znaczenia wystawienie lodowczyka na działanie bezpośredniego promieniowania słonecznego w godzinach przedpołudniowych.

Korzystniej usytuowany jest lodowczyk pod Mięguszowiecką Przełęczą pod Chłopkiem. Zajmuje on skrajnie południową część kotła, w której spoczywa na wysokości 2040—1980 m n.p.m. Północno-wschodnia ekspozycja zapewnia mu dobre warunki konserwujące, a położenie pod wklęsłą częścią ściany — dość wydajne zasilanie zsypane i lawinowe.

W końcu września 1982 r. lodowczyk liczył 136 m szerokości przy ścianie skalnej i 94 m długości. Jego stosunkowo duża ( $47 \cdot 10^4 \text{ m}^2$ ) powierzchnia, wypukła w profilu poprzecznym, w profilu podłużnym była stroma ( $40\text{—}45^\circ$ ) w górnej i środkowej części, niżej zaś — połoga ( $23^\circ$ ). Pod lodem przebiegał



podłużnie tunel szerokości 4—15 m i 0,5—1,5 m wysokości. Wlot do niego znajdował się pod stromym kominem, u dołu szczeliny czterometrowej szerokości, oddzielającej lodowczyk od ściany skalnej. Trzy wyloty znaleźliśmy na prawo od skrajnego punktu czoła lodowczyka (ryc. 3). Dzięki pomiarom przebiegu tunelu określiliśmy maksymalną miąższość lodu na 22 m (Iwanaejko 1984). Taką samą wartość odczytywał Sz. Wdowiak w 1959 r.

W 1959 r. Wdowiak (1961) zidentyfikował w lodowczyku 126 warstw rocznych: od resztek pokrywy śnieżnej przez firn po najstarszy lód. W ich ułożeniu dostrzegł wyraźną prawidłowość. Warstwy najmłodsze, budujące górny fragment tylnej części lodowczyka, pochylały się łagodnie w stronę czoła. Głębiej zalegające starsze warstwy przybierały upad coraz mniejszy, by przez ułożenie poziome przejść do pochylenia przeciwnego do kierunku spadku powierzchni całej formy. Upad pochylonych w ten sposób najstarszych warstw, budujących czoło lodowczyka, osiągał  $70^\circ$ . W trzech miejscach zachowały się grube wkładki materiału skalnego. Reprezentowały one 3 luki stratygraficzne, podkreślone przez niezgodne ułożenie warstw.

Późniejsze prace nie dostarczyły poważniejszych uzupełnień. Na uwagę zasługują wszakże dwa spostrzeżenia. W 1982 r. stwierdziliśmy, że główny odcinek wylotowy tunelu znajduje się dalej na prawo od czoła niż w 1959 r., a w stropie tunelu, 22 m od wylotu, dostrzeżliśmy lód składający się z dużych kryształów, osiagających w przekroju 10—20 mm. W innych miejscach, w tym również bliżej wylotu, znajdowały się kryształy drobniejsze. Nie było możliwe prześledzenie całego kontaktu lodu z podłożem, więc nie można mieć pewności, że w spągu centralnej części lodowczyka znajduje się najstarszy lód.

Znamienne są małe zmiany długości lodowczyka. Według pomiarów z lat 1959 (Wdowiak 1961), 1963 (Oleńdzki 1965), 1978, 1979 (przez A. Adamowskiego i autora) i 1982 (Iwanaejko 1984) nie przekraczały one 12 m. Najmniejsza długość (90 m) została zanotowana w 1963 r., zaś największa (102 m) w 1978 r. W każdym przypadku czoło sięgało różnych linii na wewnętrznym skłonie wysokiej (4 m) morenki zypiskowej. W czasie ciepłych lat odstaniała się na nim, podobnie jak na całej dolnej połowie lodowczyka, zwarta morenka powierzchniowa, osiagająca miejscami ćwierćmetrową miąższość. Jej obecność potęguje dobre warunki konserwacji lodu.

#### LÓDOWCZYK W WYŻNIM CZARNOSTAWIAŃSKIM KOTLE

Mały zaczątkowy kar, zwany Wyżnim Czarnostawiańskim Kotle (fot. 1), obrzeżony jest od północy, zachodu i południa ścianami Kazalnicy (2159 m n.p.m.), Miękusowieckiego Szczytu Czarnego (2410 m n.p.m.) Hińczowej Turni (2372 m n.p.m.) i grzędy Wołowego Grzbietu (ok. 2000—2350 m n.p.m.). Jego pochylone ku wschodowi dno, położone na wysokości 2150—1890 m n.p.m., stanowi dogodnie miejsce gromadzenia się śniegu, dostarczanego w znacznym stopniu licznymi drogami zypów i niewielkich lawin. Przynajmniej w godzinach rannych możliwy jest tu dopływ bezpośredniego promieniowania słonecznego. Mimo to utrzymują się w kotle dwie formy zbudowane z firnu i lodu: wyżej położony płat firnowo-lodowy o bardzo zmiennym zasięgu z roku na rok oraz znajdujący się niżej (ok. 2050—2000 m n.p.m.) bardziej stabilny lodowczyk.

U schyłku sezonu ciepłego oblodzenie ścian oraz spadające kamienie i bryły lodu czynią wyprawę do kotła przedsięwzięciem dość trudnym i niebezpiecz-

nym. Z tego powodu lodowczyk nie posiada jeszcze wyczerpującej dokumentacji. Pierwszą wzmiankę o jego istnieniu przedstawił W d o w i a k (1959). Dalsze fragmentaryczne spostrzeżenia zostały dokonane przez A. Adamowskiego i autora w 1978 r. oraz przez autora w latach 1982 i 1983.

Lodowczyk ma kształt trójkąta, którego osiemdziesięciometrowa podstawa zwrócona jest ku ścianie progu skalnego, oddzielającego południowo-zachodnią, górną część kotła od znacznie większej części dolnej. W latach 1982 i 1983 jego długość (wysokość trójkąta) wynosiła około 100 m. Powierzchnia lodowczyka, lekko wklęsła w profilu podłużnym i poprzecznym, w 1978 r. pochylała się ku ENE pod przeciętnym kątem  $35^{\circ}$ . W 1982 r., gdy znikł nakład śnieżny i firnowy, widoczne były na niej wychodnie pięciu rocznych warstw lodowych o skomplikowanym przebiegu. Mniej więcej w połowie długości szczelina poprzeczna kilkumetrowej szerokości dzieliła lodowczyk na dwie części: szeroką i masywną część górną oraz wąską, pociętą licznymi szczelinami, znajdującą się w początkowej fazie rozpadu fragment dolny. Dalszy rozpad jednak nie nastąpił. Już w 1983 r. wszystkie szczeliny były wypełnione i przykryte śniegiem, który przetrwał do następczej zimy.

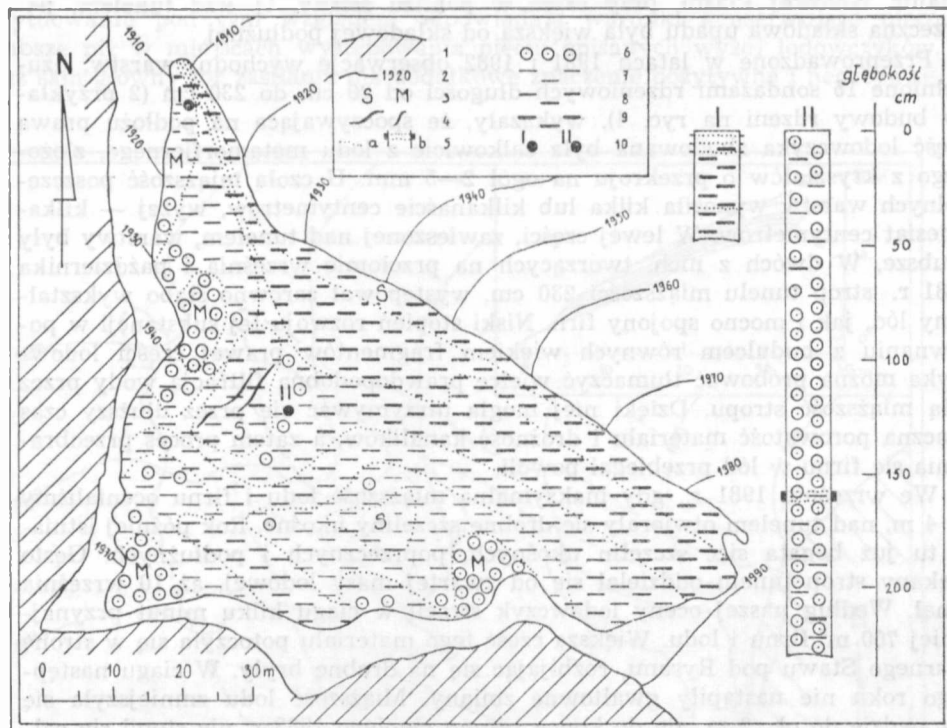
#### LODOWCZYK POD ZABIĄ TURNIĄ MIĘGUSZOWIECKA

Lodowczyk ten (ryc. 4, fot. 3) znajduje się pod północną ścianą Zabiej Turni Mięguszowieckiej (2335 m n.p.m.) i zachodnią ścianą Wołowej Płaśni (ok. 2100—2000 m n.p.m.), na wysokości 1990—1910 m n.p.m., w górnej części szerokiego żlebu (fot. 7), opadającego od strony Zabiej Turni Mięguszowieckiej ku Czarnemu Stawowi pod Rysami. Akumulacja śniegu odbywa się tu w znacznym stopniu dzięki zsygom i małym lawinom, schodzącym z sąsiednich ścian i Wołowej Płaśni. Dość dobre osłonięcie przed dopływem bezpośredniego promieniowania słonecznego zapewnia śniegowi i produktom jego metamorfozy niezłe warunki konserwujące.

W latach 1978—1980 istniała w tym miejscu rozległa pokrywa firnowa. W 1978 r. A. Adamowski i autor przeprowadzili na niej orientacyjne pomiary topograficzne. Wznowienie prac nastąpiło w 1981 r. W. Zuchowski i studenci geografii UMCS wykonali zdjęcie topograficzne lodowczyka. Autor natomiast rozpoczął wraz ze studentami obserwacje ułożenia i budowy warstw firnu i lodu. Badania te prowadzone były do 1982 r. W 1983 r. liczne lawinki kamienne nie pozwoliły na ich kontynuowanie. Pierwsze opisy lodowczyka dotyczą stanu z września i października 1981 r. (K u z k o 1983; Wi ś l i ń s k i 1984 b).

Lodowczyk zwrócony jest tylną częścią w stronę progu skalnego, znajdującego się pod północną ścianą Zabiej Turni Mięguszowieckiej. Jego lewy bok biegnie wzdłuż wschodniej ściany Wołowej Płaśni. Prawy bok opiera się o płaski wał zbudowany z materiału zsypanego. Ekspozycja ku północy powierzchnia ma lekko wklęsły profil poprzeczny i podłużny. Od obydwu ścian skalnych lodowczyk oddzielony jest kilkumetrowej szerokości szczelinami. Pod jego lewym skrajem przebiega podłużnie tunel, którego dno stanowi wypreparowane w litej skale koryto okresowego potoku.

W październiku 1981 r. rozmiary lodowczyka były następujące: pole powierzchni —  $45 \cdot 10^2 \text{ m}^2$ , szerokość tylnej części — 90 m, długość w linii naj-



Ryc. 4. Lodowczyk pod Zabią Turnią Miękuszwiecką, stan z przełomu września i października 1981 r. (zarys lodowczyka wg Kuzko 1983, częściowo zmieniony przez autora). Obok schemat budowy rdzeni: 1—ściana skalna; 2—izohipsy; 3—wychodnie warstw starszych (S) i młodszych (M) od materiału otaczającego; 4—szczeliny; 5—granice warstw rocznych na powierzchni lodowczyka (a) i w rdzeniach (b); 6—firn; 7—9—lód, przeważające rozmiary przekroju kryształów: 1—3 mm (7), 1—4 mm (8), 2—5 mm (9); 10—miejsca pobrania rdzeni

Glacieret beneath Zabia Turnia Miękuszwiecka, state of the turn of September 1981 (contour of glacieret acc. to Kuzko, 1983, partiy changed by the author). Beside—scheme of cores structure: 1—rocky wall; 2—contour lines; 3—basets of older layers (S) and younger (M) from surrounding material; 4—fissures; 5—borders of annual layers on the surface of glacieret (a) and in cores (b); 6—firn; 7—9—prevailing size of crystals cross-section: 1—3 mm (7), 1—4 mm (8), 2—5 mm (9); 10—places of collecting cores

większego spadku powierzchni — 100 m. W tym samym kierunku przeciętne nachylenie powierzchni wynosiło  $37^\circ$ .

Asymetryczne ukształtowanie podłoża, w przekroju poprzecznym stromego z lewej strony, połogiego z prawej, znajduje odzwierciedlenie w asymetrycznej budowie lodowczyka. W 1981 r. na powierzchni rysowały się wychodnie warstw rocznych o skomplikowanym przebiegu (ryc. 4). Generalnie, najmłodszy materiał znajdował się w lewym górnym rogu lodowczyka, najstarszy — przy prawym skraju części czołowej. Warstwy pochylały się w stronę czoła i ku

ścianie Wołowej Płaśni, przy czym w pobliżu ściany, tj. nad tunelem, poprzeczna składowa upadu była większa od składowej podłużnej.

Przeprowadzone w latach 1981 i 1982 obserwacje wychodni warstw, uzupełnione 15 sondażami rdzeniowych długości od 20 cm do 230 cm (2 przykłady budowy rdzeni na ryc. 4), wykazały, że spoczywająca na podłożu prawa część lodowczyka zbudowana była całkowicie z lodu metamorficznego, złożonego z kryształów o przekroju na ogół 2—5 mm. U czoła miąższość poszczególnych warstw wynosiła kilka lub kilkanaście centymetrów, wyżej — kilkadziesiąt centymetrów. W lewej części, zawieszony nad tunelem, warstwy były grubsze. W dwóch z nich, tworzących na przelomie września i października 1981 r. strop tunelu miąższości 230 cm, występował zarówno słabo wykształcony lód, jak i mocno spojony firn. Niski stopień rozwoju tej substancji w porównaniu z budulcem równych wiekiem fragmentów prawej części lodowczyka można próbować tłumaczyć wielce prawdopodobną filtracją wody przez całą miąższość stropu. Dzięki niej mogła utrzymywać się przez dłuższy czas znaczna porowatość materiału i drożność kanalików, a zatem proces przeobrażania się firnu w lód przebiegał powoli.

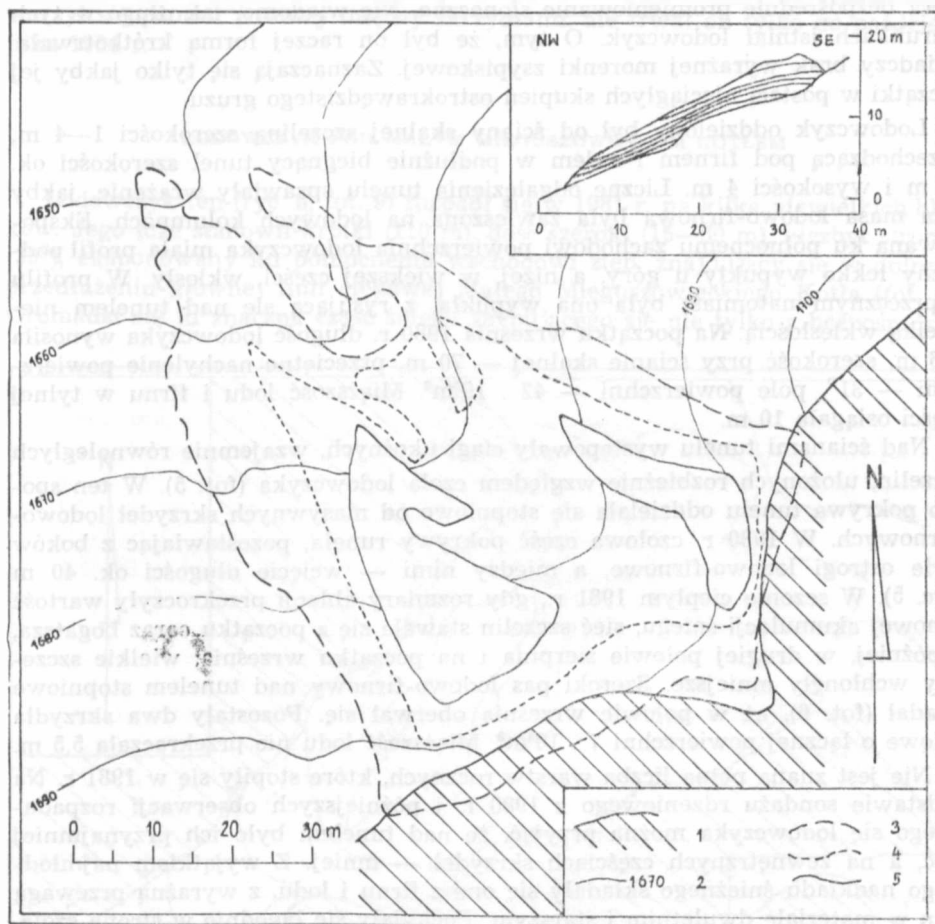
We wrześniu 1981 r., gdy maksymalną miąższość lodu i firnu ocenialiśmy na 4 m, nad tunelem otwierały się drobne szczeliny ukośne. Rok później istniała tu już bogata sieć szczelin ukośnych, poprzecznych i podłużnych. Gęsto spękany strop tunelu oddzielał się od zwartej masy lodowej, aż 10 września runął. Według naszej oceny lodowczyk stracił w ciągu kilku minut przynajmniej 700 m<sup>3</sup> firnu i lodu. Większa część tego materiału potoczyła się w stronę Czarnego Stawu pod Rysami, rozbijając się na drobne bryły. W ciągu następnego roku nie nastąpiły gwałtowne zmiany. Miąższość lodu zmniejszyła się wprawdzie do ok. 2 m, ale do końca sezonu ciepłego 1983 r. nie stopił się całkowicie nadkład pochodzący z ostatniej zimy. Proces degradacji lodowczyka został zahamowany.

#### LODOWCZYK POD BULĄ POD RYSAMI

Ciało lodowo-firnowe znajdujące się u podnóża północno-zachodniej wspólnej ściany Buli pod Rysami i zachodniej grzędy Niżnich Rysów (ryc. 5, fot. 5), znane było dawniej jako płat sfirniczowanego śniegu (Luknis 1973). Do grupy lodowczyków włączone zostało po obserwacjach przeprowadzonych w latach 1978 i 1979 przez A. Adamowskiego i autora (Wiśliński 1980). We wrześniu 1980 r. W. Żuchowski, autor i studenci geografii UMCS wykonali na nim serię obserwacji mikroklimatycznych oraz wstępne pomiary topograficzne. Prace topograficzne kontynuowane były przez W. Żuchowskiego, Z. Borkowskiego i studentów w latach 1981 i 1982. W tych samych latach autor i studenci przeprowadzili obserwacje wychodni warstw rocznych i wykonali w lodzie 9 sondażów rdzeniowych długości od 25 cm do 325 cm. Znaczna część wyników tych różnorodnych badań została ogłoszona drukiem (Dzierżek, Nitychoruk, Żoźna 1982 b; Lubarski 1983 b; Nitychoruk 1983; Wiśliński 1981, 1984 b).

W 1981 r. lodowczyk uległ degradacji do postaci dwóch niewielkich bloków lodowych (ryc. 5). Do 1985 r. nie odrodził się, mimo położenia w dolnym odcinku toru zsyków i lawin, schodzących z Kotła pod Rysami rozległą depresją między Bulą pod Rysami a zachodnią grzędą Niżnich Rysów. Korzystnemu

usytuowaniu pod tym względem odpowiadają warunki konserwujące nieco słabsze niż w miejscach występowania pięciu opisanych wyżej lodowczyków. Już sam główny tor zasilania ma dodatkowe znaczenie pozytywne i negatywne.



Ryc. 5. Lodowczyk pod Bulą pod Rysami. U góry schemat ułożenia warstw rocznych w prawym skrzydle zdegradowanego lodowczyka (przekrój podłużny): 1—ściana skalna; 2—izohipsy podłoża lodowczyka; 3—4—zarys lodowczyka w I dekadzie września 1980 r.: wg Lubarskiego 1983 b, częściowo zmieniony przez autora (3) i w połowie sierpnia 1981 r. (4); 5—zarys szczątków lodowczyka w III dekadzie września 1981 r. (wg Lubarskiego 1983 b)

Glacieret beneath Bula pod Rysami. Above—scheme of location of annual layers in the right wing of degraded glacieret (longitudinal section): 1—rocky wall; 2—contour lines of glacieret bed-rock; 3—4—contour lines in Ist decade of September 1980: acc. to Lubarski, 1983 b, partly changed by the author (3) and in the middle of August 1981 (4); 5—contour of glacieret remains in IIIrd decade of September 1981 (acc. to Lubarski, 1983 b)

Tędy splywa okresowo chłodne powietrze, ale też tędy płyną wody roztopowe i opadowe, kierując się dalej pod firnem i lodem w stronę Czarnego Stawu pod Rysami. Niekorzystne jest też położenie lodowczyka na niewielkiej wysokości (1710—1650 m n.p.m.), a ponadto w płytkim zagłębieniu między dwoma stożkami usypiskowymi, do którego w sezonie ciepłym przez pewien czas dociera bezpośrednie promieniowanie słoneczne. Nie wiadomo, jak długo w tych warunkach istniał lodowczyk. O tym, że był on raczej formą krótkotrwałą świadczy brak wyraźnej morenki zypiskowej. Zaznaczają się tylko jakby jej zaczątki w postaci nieciągłych skupień ostrokrawędzistego gruzu.

Lodowczyk oddzielony był od ściany skalnej szczeliną szerokości 1—4 m, przechodzącą pod firnem i lodem w podłużnie biegnący tunel szerokości ok. 10 m i wysokości 4 m. Liczne odgałęzienia tunelu sprawiały wrażenie, jakby cała masa lodowo-firnowa była zawieszona na lodowych kolumnach. Ekspozycja ku północnemu zachodowi powierzchnia lodowczyka miała profil podłużny lekko wypukły u góry, a niżej, w większej części, wklęsły. W profilu poprzecznym natomiast była ona wypukła, z rysującą się nad tunelem niewielką wklęsłością. Na początku września 1980 r. długość lodowczyka wynosiła 116 m, szerokość przy ścianie skalnej — 70 m, przeciętne nachylenie powierzchni —  $31^\circ$ , pole powierzchni —  $42 \cdot 10^2 \text{ m}^2$ . Miąższość lodu i firnu w tylnej części osiągała 10 m.

Nad ścianami tunelu występowały ciągi ukośnych, wzajemnie równoległych szczelin, ułożonych rozbieżnie względem czoła lodowczyka (fot. 5). W ten sposób pokrywa tunelu oddzielała się stopniowo od masywnych skrzydeł lodowo-firnowych. W 1980 r. czołowa część pokrywy runęła, pozostawiając z boków dwie ostrogi lodowo-firnowe, a między nimi — wcięcie długości ok. 40 m (ryc. 5). W sezonie ciepłym 1981 r., gdy rozmiary ablacji przekroczyły wartość zimowej akumulacji śniegu, sieć szczelin stawała się z początku coraz bogatsza, a później, w drugiej połowie sierpnia i na początku września, wielkie szczeliny wchłonęły mniejsze. Szeroki pas lodowo-firnowy nad tunelem stopniowo osiadał (fot. 6), aż w połowie września oberwał się. Pozostały dwa skrzydła lodowe o łącznej powierzchni  $7 \cdot 10^6 \text{ m}^2$ . Miąższość lodu nie przekraczała 5,5 m.

Nie jest znana pełna liczba warstw rocznych, które stopiły się w 1981 r. Na podstawie sondażu rdzeniowego z 1980 r. i późniejszych obserwacji rozpadającego się lodowczyka można przyjąć, że nad tunelem było ich przynajmniej pięć, a na zewnętrznych częściach skrzydeł — mniej. Z wyjątkiem najmłodszego nadkładu śnieżnego składały się one z firnu i lodu, z wyraźną przewagą lodu w materiale dwuletnim i starszym. Pochylały się łagodnie w stronę czoła, a ponadto tworzyły podobnie nachylony układ synklinalny, którego oś biegła nad tunelem. Poprzeczne składowe upadu warstw osiągały przy ścianach tunelu  $30^\circ$ . Wklęsłość w poprzecznym profilu powierzchni lodowczyka wskazywała, że układ ten pogłębiał się. Świadczył o tym też kierunek szczelin.

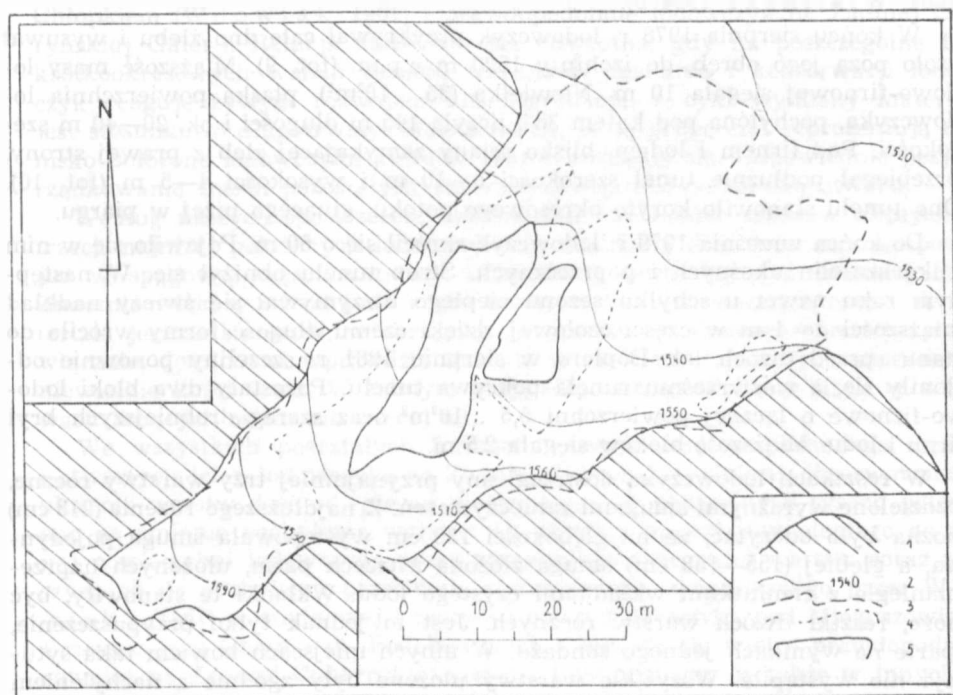
W 1982 r. dostrzegliśmy w resztkach lodowczyka 8 rocznych warstw lodowych. Wszystkie warstwy pochylały się w stronę czoła na ogół pod kątem bliskim nachyleniu rynny erozyjnej ( $24^\circ$ ), stanowiącej dno dawnego tunelu, ale w pobliżu ściany skalnej upad był mniejszy (ryc. 5). Zaznaczała się też, zwłaszcza w prawym skrzydle, niewielka składowa upadu, skierowana ku rynnie. Podstawowym budulcem obydwu skrzydeł był drobnokrystaliczny lód metamorficzny, dość bogaty w pęcherzyki powietrza. Rozmiary kryształów wynosiły zazwyczaj 1—3 mm w warstwach młodszych, 1—5 mm w starszych. Tylko sporadycznie występowały kryształy większe (do 8 mm w przekroju).

Miejscami zdarzały się cienkie, do ok. 20 cm grubości, soczewki lodu wodnego pochodzenia, ale ich udział w ogólnej masie lodowej był znikomy.

W czasie następnych zim szczątki lodowczyka przysypywane były grubą warstwą śniegu. Na początku czerwca 1982 r. jej miąższość wynosiła 13–14 m nad dnem koryta i 5–6 m nad skrzydłami (L u b a r s k i 1984). W 1983 r. wytworzył się pomost firnowy między skrzydłami, ale trwał on tylko do października 1984 r.

#### LODOWCZYK POD MAŁYM MIĘGUSZOWIECKIM KOTLEM

Lodowczyk ten (ryc. 6, fot. 9) rozpadł się w 1981 r. na kilka niewielkich bloków. Jego łoże stanowił krótki (110 m), dość szeroki (15–50 m), niezbyt stromy ( $35^\circ$ ), eksponowany ku północnemu wschodowi żleb znajdujący się w dolnym przedłużeniu głównej linii ciekowej Małego Mięguszowieckiego Kotła (fot. 8). Gromadzi się tu znaczna część śniegu zsypanego się nie tylko z bezpośrednio



Ryc. 6. Lodowczyk pod Małym Mięguszowieckim Kotlem: 1 — ściana skalna; 2 — izohipsy podłoża lodowczyka; 3 — zarys lodowczyka w I dekadzie września 1980 r.; 4–5 — zarys szczątków lodowczyka w I dekadzie września 1981 r. (4) i przy końcu września 1981 r. (5) wg Lubarskiego 1983 a.

Glacieret beneath Mały Mięguszowiecki Kocioł: 1 — rocky wall; 2 — contour lines of glacieret bed-rock; 3 — contour of glacieret in Ist decade of September 1980; 4–5 — contour of glacieret remains in Ist decade of September 1981 (4) and by the end of September 1981 (5) acc. to Lubarski, 1983 a.

obrzeżających zleb fragmentów ścian, na ogół kilkudziesięciometrowej wysokości (miejscami ok. 100 m), lecz także z wyżej położonego kotła, a nawet z kopuły szczytowej Mięgoszowieckiego Szczytu. Tutaj też schodzące z kotła lawiny zostawiają część swego materialu. Frzy rozważeniu natomiast warunków konserwujących, niskiemu położeniu dna zlebu (1595—1530 m n.p.m.), jego nasłonecznieniu (zwłaszcza lewej części) w porze przedpołudniowej oraz przepływowi wód roztopowych i opadowych — przeciwstawić należy ocienienie w porze popołudniowej, a także okresowe sploty chłodnego powietrza. W sumie warunki konserwujące można ocenić jako mierne.

Opisywane ciało lodowo-firnowe zaklasyfikowane zostało do kategorii lodowczyków przez A. Adamowskiego i autora po badaniach przeprowadzonych w latach 1978 i 1979 (Wiśliński 1980). Lata 1981 i 1982 przyniosły szkice topograficzne szczątków lodowczyka, wykonane przez W. Żuchowskiego, Z. Borkowskiego i studentów geografii UMCS. We wrześniu 1981 r. autor i studenci przeprowadzili obserwacje wychodni warstw rocznych oraz wykonali 6 sondaży różniowych głębokości od 35 cm do 213 cm. Dotychczas opublikowana została część wyników tych różnorodnych prac (Lubarski 1983 a; Kuśpił 1984; Wiśliński 1984 b).

W końcu sierpnia 1978 r. lodowczyk przykrywał całe dno zlebu i wysuwał czoło poza jego obręb, do izohipsy 1520 m n.p.m. (fot. 9). Miąższość masy lodowo-firnowej sięgała 10 m. Niewielka ( $35 \cdot 10^2 \text{m}^2$ ) płaska powierzchnia lodowczyka, pochyłona pod kątem  $38^\circ$ , liczyła 145 m długości i ok. 20—40 m szerokości. Pod firnem i lodem, blisko ściany zamykającej zleb z prawej strony, przebiegał podłużnie tunel szerokości 5—10 m i wysokości 4—5 m (fot. 10). Dno tunelu stanowiło koryto okresowego potoku, ginącego niżej w piargu.

Do końca września 1979 r. lodowczyk skrócił się o 50 m. Pojawiło się w nim kilka szczelin ukośnych i poprzecznych. Strop tunelu obniżył się. W następnym roku nawet u schyłku sezonu ciepłego utrzymywał się świeży nadkład miąższości do 4 m w części czołowej, dzięki czemu długość formy wróciła do stanu sprzed dwóch lat. Dopiero w sierpniu 1981 r. szczeliny ponownie odsłoniły się, a we wrześniu runęła pokrywa tunelu. Pozostały dwa bloki lodowo-firnowe o łącznej powierzchni  $5,5 \cdot 10^2 \text{m}^2$  oraz szereg drobniejszych brył firnu i lodu. Miąższość bloków sięgała 2,5 m.

W resztkach lodowczyka dostrzeżliśmy przynajmniej trzy warstwy roczne, rozdzielone wyraźnymi smugami zanieczyszczeń. Z najdłuższego rdzenia (213 cm) można było odczytać, że na głębokości 130 cm występowała smuga pojedyncza, a głębiej (155—158 cm) smuga złożona z trzech pasm, ułożonych naprzemianlegle z cieniutkimi wkładkami czystego lodu. Wkładki te stanowiły, być może, resztki dwóch warstw rocznych. Jest to jednak tylko przypuszczenie, oparte na wynikach jednego sondażu. W innych miejscach bowiem taka sytuacja nie wystąpiła. Wszystkie warstwy ułożone były zgodnie z nachyleniem podłoża. Budował je lód bogaty w powietrze, złożony z kryształów o przekroju na ogół 1—3 mm. Tylko najmłodsza warstwa zawierała trochę firnu.

W 1978 r. na powierzchni lodowczyka widoczne były wychodnie pięciu warstw rocznych (fot. 9). W tunelu, 1 m nad podłożem, rysowała się wyraźna strefa zanieczyszczeń, która nie miała wychodni na powierzchni. Można sądzić, że jej kontynuację stanowiła dostrzeżona później potrójna smuga zanieczyszczeń. Wiek najstarszego lodu można więc było w 1981 r. ocenić na przynajmniej 9 lat, a z mniejszym prawdopodobieństwem na 9—11 lat. Niewiele to



mówi o trwałości lodowczyka. O tym, że jest ona niewielka, świadczą także znaczne wahania jego rozmiarów i zwartości oraz brak wyraźnej morenki zsy-piskowej.

#### UWAGI O TRWAŁOŚCI, BUDOWIE I CECHACH RUCHU LODOWCZYKÓW

Lodowczyki otoczenia Morskiego Oka charakteryzują się trwałością znacznie większą niż dwuletnia, tj. przyjęta przez Międzynarodową Komisję Śniegu i Lodu UNESCO jako graniczna dla tej kategorii ciał lodowo-firnowych (Perennial Ice and Snow Masses, 1970). Do takiego wniosku prowadzą obserwacje zmian zasięgu lodowczyków oraz wyniki rejestracji dostępnych warstw rocznych, cech ich budowy i ułożenia. Sama liczba warstw natomiast nie informuje o trwałości całej formy, nawet gdy po uwzględnieniu luk stratygraficznych staje się możliwe określenie wieku najstarszego materiału. W pewnych przypadkach bowiem ułożenie warstw wskazuje na systematyczną wymianę budulca, a zatem na większą trwałość formy niż tworzących ją cząstek lodowych. Do tej kategorii ciał należy lodowczyk pod Mięgoszowiecką Przełęczą pod Chłopkiem (W d o w i a k 1961) i prawdopodobnie lodowczyk na Zadniej Cubryńskiej Galerii. Relacja może być też odwrotna, gdy na poszczególne fazy krótkookresowych wahań zespołu warunków zasilania i konserwacji lodowczyk reaguje żywym rozwojem lub degradacją, a cykl wymiany materiału jest stosunkowo długotrwały. Można sądzić, że tę grupę ciał reprezentują dwa nisko położone lodowczyki, które w 1981 r. rozpadły się. Odpowiednie przyporządkowanie trzech pozostałych lodowczyków pozostaje sprawą otwartą.

Według naszych spostrzeżeń, dokonanych pod koniec sezonów ciepłych na trzech najniższej położonych lodowczykach, niewielką ilość lodu można spotkać już w spągowej części warstwy najmłodszej, pochodzącej z ostatniej zimy. Znacznie większy udział lodu notowaliśmy w budulcu starszym o rok. W materiale jeszcze starszym, w skrajnym przypadku do siódmej warstwy rocznej włącznie, dominował wprawdzie lód, ale w częściach stropowych zdarzały się niewielkie ilości firnu. W żadnym przypadku nie spotkaliśmy firnu w warstwach liczących osiem lub więcej lat.

We wszystkich pozostałych formach, z wyjątkiem pozbawionego szczelin i otwartych ścian lodowczyka na Zadniej Cubryńskiej Galerii, obserwowaliśmy ułożenie warstw dość odległe od pierwotnego. W generalnych rysach polegało ono na zmianie pochyleń warstw: od ułożenia niemal równoległego do górnej powierzchni lodowczyka przez zmniejszający się upad warstw coraz starszych aż do pochyleń przeciwnie skierowanego, zanotowanego przez W d o w i a k a (1961) w środkowej i czołowej części lodowczyka pod Mięgoszowiecką Przełęczą pod Chłopkiem. Podobna zmiana wydaje się wielce prawdopodobna również na Zadniej Cubryńskiej Galerii. Dostrzegliśmy ją także w innych lodowczykach, lecz już głównie w tylnej części i to ograniczoną do coraz mniejszego upadu warstw pochyłych w stronę czoła. Wyraźniej zaznaczały się natomiast deformacje warstw, przejawiające się w powstawaniu układów synklijalnych nad tunelami i w ich bliskim sąsiedztwie. Tutaj też spotykaliśmy bogate sieci szczelin. Najczęściej były to ukośne szczeliny w pokrywie tunelu, nierzadko wnikające w bardziej masywne części lodowczyka. Szczeliny podłużne i poprzeczne występowały rzadziej. Te ostatnie tworzyły się też w innych okolicznościach, np. pod Żabią Turnią Mięgoszowiecką obserwowaliśmy je nad progiem w podłożu lodowczyka.

Wszystkie te powoli przebiegające zmiany, dostrzegalne łatwo w skali kilkuletniej, a trudniej w ciągu jednego roku, świadczą o słabo wyrażonym ruchu cząstek lodu i firnu, ale zarazem ukazują złożony charakter pola prędkości w masie lodowo-firnowej. Prędkość wypadkowa skierowana jest w przybliżeniu zgodnie z nachyleniem podłoża. W ogólnym schemacie pionowe składowe prędkości są stosunkowo duże w tylnej i ewentualnie centralnej części lodowczyka, gdzie najwyraźniej zaznacza się zmiana upadu warstw. W profilach poprzecznych ich znaczenie zwiększa się w miarę zbliżania się do osi pokrywy tunelu. Z kolei składowe poziome można dalej rozłożyć na podłużne i poprzeczne. Składowe podłużne osiągają największe wartości nad osią tunelu, a składowe poprzeczne — w pobliżu kontaktów pokrywy tunelu z bardziej masywnymi częściami lodowczyka. Są one skierowane ku osi pokrywy.

W ten sposób przejawia się rola ablacji subglacjalnej jako stymulatora wewnętrznego ruchu małego ciała lodowo-firnowego. Dostrzegamy ją wszędzie tam, gdzie pod lodem rozwija się odpowiednio duży tunel, obejmujący mniej więcej połowę miąższości lodowczyka i znaczną część jego przekroju poprzecznego. Nie możemy na razie stwierdzić takiego oddziaływania ablacji subglacjalnej w odniesieniu do trzech form: zbyt słabo zbadanego lodowczyka w Wyżnim Czarnostawiańskim Kotle, nie odkrywanego swego wnętrza lodowczyka na Zadniej Cubryńskiej Galerii oraz lodowczyka pod Mięgoszowiecką Przełęczą pod Chłopkiem, którego struktura została poznana tylko wzdłuż wąskiego i niskiego tunelu. W ostatnim przypadku, a prawdopodobnie też na Zadniej Cubryńskiej Galerii, charakterystyczne ułożenie warstw, podobne jak w niezwykle dokładnie zbadanym, małym lodowcu karowym pod Skauthö w górach Jotunheimen (McCall 1952), wskazuje na istnienie powolnego ruchu rotacyjnego warstw firnu i lodu. Rotacja dotyczy też ruchu innych lodowczyków, ale ograniczona jest przede wszystkim do ich tylnych części. Warto dodać, że J. G. McCall dostrzegł pod Skauthö również przesunięcia poprzeczne. Nie wiadomo jednak, czy — i ewentualnie w jakim stopniu — ich przyczyna jest podobna jak w lodowczykach tatrzańskich.

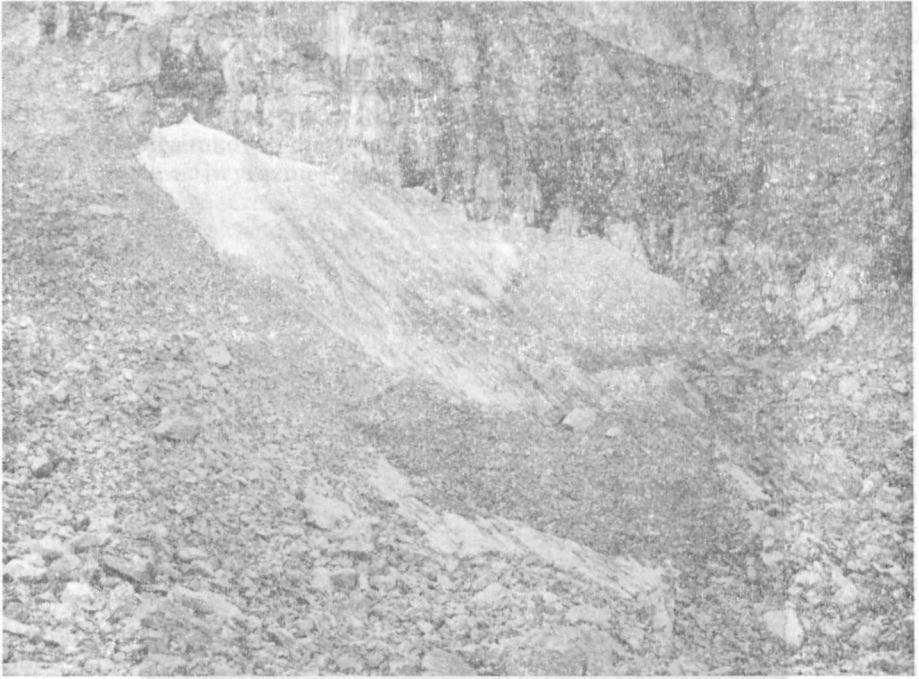
#### LITERATURA

- Dzierżek J., Nitychoruk J., Zołna P., 1982 a, Mapa płatów firnowych w okolicy Morskiego Oka. Prace Studenckiego Koła Naukowego Geografów, 1980. Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin; 59—64.
- Dzierżek J., Nitychoruk J., Zołna P., 1982 b, Badania lodowczyka pod Bułą pod Rysami. Prace Studenckiego Koła Naukowego Geografów, 1980. Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin, 65—76.
- Gadomski A. 1926, Morfologia glacjalna północnych stoków Wysokich Tatr. Nakład B. Kotuli, Cieszyn, p. 150.
- Hess M. 1965, Piętra klimatyczne w polskich Karpatach Zachodnich (sum. Vertical climatic zones in the Polish Western Carpathians). Zeszyty Naukowe Uniwersytetu Jagiellońskiego, CXV; Prace Geograficzne, 11; 1—262.
- Iwanejko A. 1984, Formy lodowo-firnowe w Kotle Mięgoszowieckim. Prace Studenckiego Koła Naukowego Geografów, 1982. Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin; 80—83.
- Jaworowski Z. 1966, Temporal and geographical distribution of Radium D (Lead-210). *Nature*, 212, 5065; 888—889.



Fot. 1

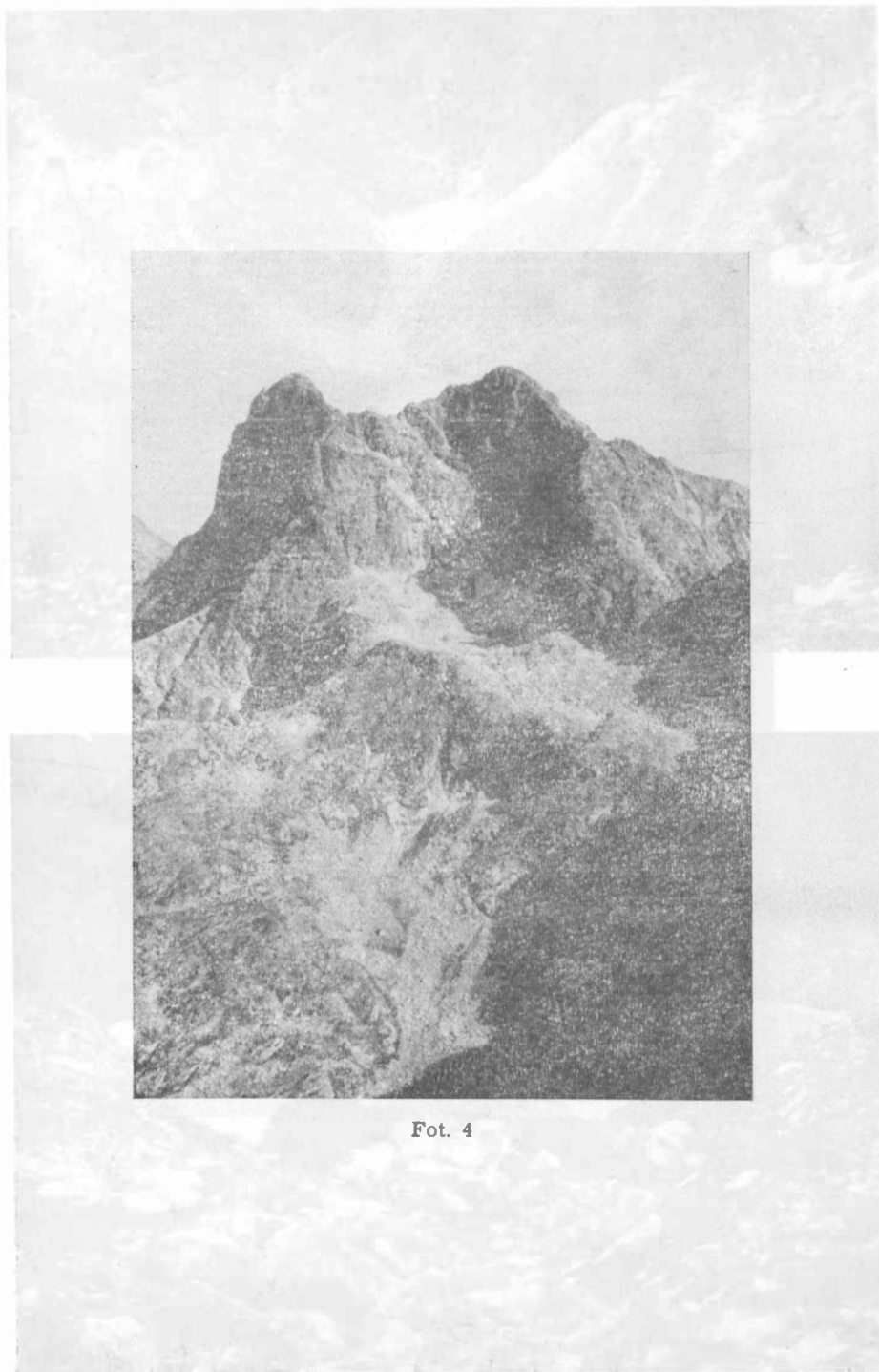
© J. J.



Fot. 2



Fot. 3



Fot. 4



Fot. 5



Fot. 6



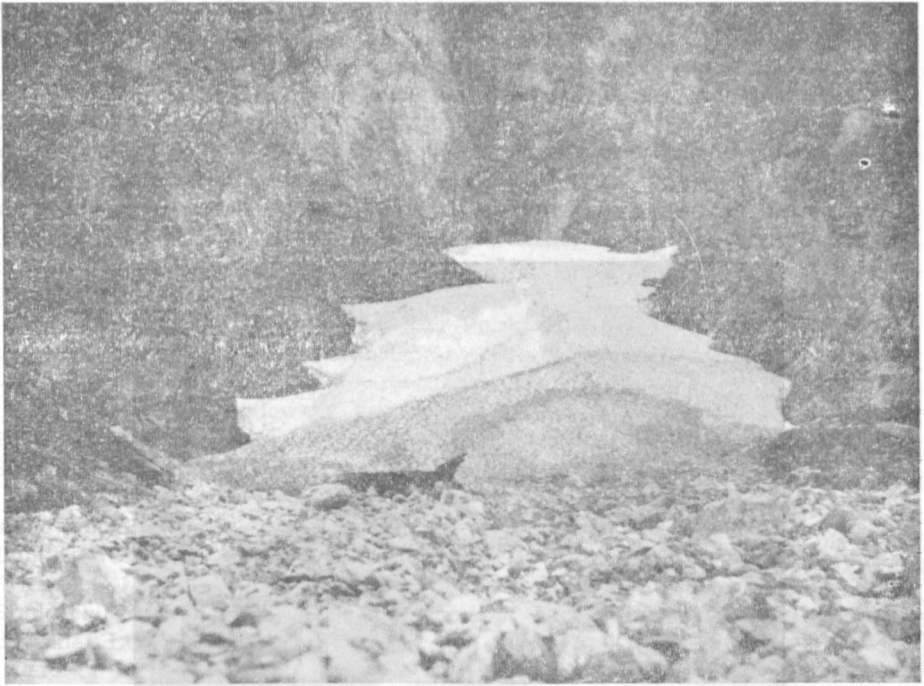
Fot. 7

Fot. 14



Fot. 8





Fot. 9



Fot. 10



Fot. 11

- Jaworowski Z. 1978, Badania skażeń globu — polskie wyprawy lodowcowe. *Taternik*, 54, 3 (240): 98—101.
- Kalesnik S. W. 1963, *Oczerki gliacyologii*. Geografiz, Moskwa, p. 551.
- KleBELSBERG R. v. 1948, *Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie*. I. Springer-Verlag, Wien, p. 403.
- KłAPA Maria 1980, The problems of the perennial snow patches in the Polish Tatra Mountains. *IAHS-AISH Publ.*, 126; 173—179.
- KłAPA Mieczysław 1966, *Prace Stacji Badawczej Instytutu Geografii PAN na Hali Gąsienicowej w latach 1962—1964 (sum. Activities of the Research Station of the Institute of Geography on Hala Gąsienicowa during the period 1962—1964)*. *Przegląd Geograficzny*, XXXVIII, 2; 253—268.
- Kondracki J. 1965, *Geografia fizyczna Polski*. PWN, Warszawa, p. 575.
- Ksandr J. 1954, Jsou ve Vysokych Tatrach ledovce? *Krasy Slovenska*, 31, 4; 122—126.
- Kuśpit J. 1984, Zdegradowany lodowczyk pod Małym KotleM Mięguszowieckim. *Prace Studenckiego Koła Naukowego Geografów*, 1982. Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin; 71—73.
- Kuzko D. 1983, Lodowczyk pod Żabią Turnią Mięguszowiecką. *Prace Studenckiego Koła Naukowego Geografów*, 1981. Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin; 17—20.
- Lubarski M. 1983 a, Lodowczyk pod Małym KotleM Mięguszowieckim. *Prace Studenckiego Koła Naukowego Geografów*, 1981. Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin; 6—9.
- Lubarski M. 1983 b, Lodowczyk pod Bułą pod Rysami. *Prace Studenckiego Koła Naukowego Geografów*, 1981. Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin, 9—17.
- Lubarski M. 1984, Płat śnieżno-lodowy pod Bułą pod Rysami. *Prace Studenckiego Koła Naukowego Geografów*, 1982. Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin; 74—79.
- Luknis M. 1973, Relief Vysokych Tatier a ich predpolia. *Vydavateľstvo slovenskej akademie vied*, Bratislava, p. 375.
- McCall J. G. 1952, The internal structure of cirque glacier, report on studies of the englacial movements and temperatures. *Journal of Glaciology*, 2, 12; 122—130.
- Milata W. 1949, Badanie nad polami śnieżnymi w Tatrach. *Wierchy*, 19; 220—222.
- Nitychoruk J. 1983, Obóz naukowy studentów geografii UMCS w Tatrach. *Wierchy*, 50 (1981); 261—263.
- Ołędzki J. 1965, Miniaturowe lodowce w Tatrach. *Geografia w szkole*, XVIII, 4 (95); 184—188.
- Perennial Ice and Snow Masses. *Technical Papers in Hydrology*, 1970, 1. UNESCO/IASH; 10—23.
- Pierow W. F. 1968, Śnieżniki, ledniki i mierzłotnyj relief Chibinskich gor. *Riezultaty issledowanij po miezdunarodnym geofizycznym projektam, Gljaciologija*, 22; 1—117.
- Radwańska-Paryska Z., Paryski W. H. 1973, *Encyklopedia tatrzańska. Sport i Turystyka*, Warszawa, p. 700.
- Seasonal Snow Cover. *Technical Papers in Hydrology*, 1970, 2, UNESCO/IASH WMO; 1—38.
- Solncew N. A., 1949, Śnieżniki kak geomorfologiczeskij faktor. *Geografiz*, Moskwa, p. 91.

- Szaflarski J. 1972, Poznanie Tatr, Szkice z rozwoju wiedzy o Tatrach do połowy XIX wieku. Sport i Turystyka, Warszawa, p. 619.
- Saigalik J., Kahan S. 1976, Geologický vyvoj Tatier. W: Houdekk I., Bohus I.: Osudy Tatier. Sport, Bratislava; 15—24.
- Terpiłowski S. 1984, Płat lodowy na Zadniej Galerii Cubryńskiej. Prace Studentkiego Koła Naukowego Geografów, 1982. Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin; 84—87.
- Troickij L. S. 1966, Osobiennosti reliefa i morfologija oledienienija. W: Troickij L. S. i in.: Oledienienije Urała. Riezultaty issledowanij po programme Miedzunarodnogo geofizycznego goda, Glijacyologija, 16; 10—45.
- Vitasek F. 1956, Snezna cara ve Vysokych Tatrach. Geografický casopis, VIII, 4; 171—176.
- Wdowiak Sz. 1959, Współczesne resztkowe lodowczyki firnowe Wysokich Tatr. Przegląd Geologiczny, VII, 8 77/; 375—376.
- Wdowiak Sz. 1961, Współczesny lodowiec karowy w Wielkim Kotle Mięgoszowieckim nad Morskim Okiem w Tatrach. Biuletyn Geologiczny Uniwersytetu Warszawskiego, I, 1; 87—92.
- Wdowiak Sz. 1969, Lodowiec w kotle Bandziocha. Światowid, 18, 44 (602); 8—10.
- Wiśliński A. 1980, Badania płatów śnieżnych w Tatrach Polskich w 1979 r. Wszehświat, 6 (2198); 153—155.
- Wiśliński A. 1981, Badania płatów śnieżnych w Tatrach Polskich w 1980 r. Wszehświat, 10 (2213); 233—236.
- Wiśliński A. 1984 a, Obóz naukowy SKNG w Tatrach (19 IX—3 X 1982 r.). Prace Studentkiego Koła Naukowego Geografów, 1982. Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin; 69—71.
- Wiśliński A. 1984 b, Badania płatów śnieżnych w Tatrach Polskich w 1981 r. Wszehświat, 85 (103), 7—8 (2247—48), 161—164.
- Wiśliński A. 1986, Badania płatów śnieżnych w Tatrach Polskich w 1982 r. Wszehświat, 87 (105), 3 (2267), 52—54.

#### OBJAŚNIENIA FOTOGRAFII

- Fot. 1. Wyżni Czarnostawiański Kocioł; 4 sierpnia 1982 r.
- Fot. 2. Lodowczyk na Zadniej Cubryńskiej Galerii; 25 września 1982 r.
- Fot. 3. Lodowczyk pod Żabią Turnią Mięgoszowiecką; 1 października 1981 r.
- Fot. 4. Zadnia Cubryńska Galeria; 6 sierpnia 1981 r.
- Fot. 5. Lodowczyk pod Bułą pod Rysami, widok z progu Czarnostawiańskiego Kotła; 5 sierpnia 1981 r.
- Fot. 6. Rozpadający się lodowczyk pod Bułą pod Rysami; 7 września 1981 r.
- Fot. 7. Miejsce intensywnej akumulacji śniegu pod Żabią Turnią Mięgoszowiecką (x); 3 lipca 1982 r.
- Fot. 8. Miejsce intensywnej akumulacji śniegu pod Małym Mięgoszowieckim Kotle (w dolnej części fotografii); 2 lipca 1982 r.
- Fot. 9. Lodowczyk pod Małym Mięgoszowieckim Kotle; 30 sierpnia 1978 r.
- Fot. 10. Wylot tunelu w lodowczyku pod Małym Mięgoszowieckim Kotle; 18 września 1980 r.
- Fot. 11. Tylna część Mięgoszowieckiego Kotła: w środku fotografii lodowczyk pod Mięgoszowiecką Przełęczą pod Chłopkiem, wyżej lodowczyk pod Mięgoszowieckim Szczytem Pośrednim; 5 sierpnia 1981 r.

## SUMMARY

Easing on investigations, organized in 1978—1983 by the Maria Curie-Skłodowska University and partly on remarks of other authors, a review of seven glacierets is presented. They are located in the vicinity of the Morskie Oko Lake in the southeastern Polish Tatra Mts. Five glacierets at high altitudes (2145—2093, 2050—2000, 2045—2015, 1040—1980, 1990—1910 m a.s.l.) survived the whole six years long observation period. Two other ones, located at lower altitudes (1710—1650, 1595—1520 m a.s.l.), were disintegrated during the warm summer of 1981 to several small ice blocks. All the glacierets were very fine features, with their area from 1500 to 4700 square metres. They all were formed at the foot of rock walls that is the places that were generally in quite a deep shadow. They were mostly fed by snow avalanches and slides. All the glacierets were fed by slides whereas only two of them (the lowest ones) were supplied with avalanches. Four other (but the highest ones) were only slightly built up by snow avalanches.

5 to 126 annual layers were identified in glacieret bodies (the lower number is connected with the feature that could not be analyzed to the bottom). A considerable participation of metamorphic ice accompanied by a firn has been noted already in the second (but the youngest) layer. In the utmost case only an insignificant firn content was noted in the seventh layer. The older layers were entirely composed of ice. The largest ice crystals were 20 mm wide.

The layers of glacierets were quite far from a primary position. In general their inclinations were changed from the one, almost parallel to the upper surface of a glacieret, through a decreasing dip of older and older layers, to the opposite inclination noted in a single case. Three glacierets with large subglacial tunnels indicated synclinal layer curves above the tunnels. Syncline limbs were cut by oblique divergent (to the snout) crevasses. Such layer pattern and occurrence of crevasses emphasize a subglacial ablation as a stimulant factor for a movement of a small ice-firn doby. This role is indicated in every place where a sufficiently vast tunnel has been developed underneath the ice. On the other hand, a layer pattern in a longitudinal section proves a slow rotary movement, firstly in the back part of glacierets and more rare in the whole body.

## EXPLANATION PHOTOGRAPHS

- Phot. 1. Wyżni Czarny Staw Kocioł; 4th August 1982.  
Phot. 2. Glacieret at Zadnia Cubryńska Galeria; 25th September 1982.  
Phot. 3. Glacieret beneath Żabia Turnia Mięguszwiecka; 1st October 1981.  
Phot. 4. Zadnia Cubryńska Galeria; 6th August 1981.  
Phot. 5. Glacieret beneath Bula pod Rysami, a view from the Czarny Staw Kocioł threshold; 5th August 1981.  
Phot. 6. Disintegrating glacieret beneath Bula pod Rysami; 7th September 1981.  
Phot. 7. Site with intensive accumulation of snow beneath Żabia Turnia Mięguszwiecka (x); 3rd July 1982.  
Phot. 8. Site with intensive snow accumulation beneath Mały Mięguszwiecki Kocioł (at the bottom); 2nd July 1982.

Phot. 9. Glacieret beneath Maly Mięguszowiecki Kocioł; 30th August 1978.

Phot. 10. Outlet of a tunnel in a glacieret beneath Maly Mięguszowiecki Kocioł; 18th September 1980.

Phot. 11. Back part of the Mięguszowiecki Kocioł. In the centre a glacieret beneath the Mięguszowiecka Przełęcz pod Chłopkiem, above a glacieret beneath the Mięguszowiecki Szczyt Pośredni; 5th August 1981.

## РЕЗЮМЕ

На основании результатов исследований организованных на протяжении 1978—1983 гг. Университетом им. Марии Склодовской-Кюри, а также в определенной степени наблюдений других авторов, представлено обзор 7 эмбриональных ледничков, находящихся около озера Морске Око в юго-восточной части польских Татр. Пять высоко расположенных ледничков (2145—2093, 2050—2000, 2045—2015, 2040—1980, 1990—1910 н.у.м.) продержались через 6 лет наблюдений. Два расположенных ниже (1710—1650, 1595—1520 н.у.м.) растаяли во время жаркого лета 1981 г. до нескольких небольших ледяных блоков. Все леднички были очень малыми формами о поверхности от  $15 \cdot 10^2$  м<sup>2</sup> до  $47 \cdot 10^2$  м<sup>2</sup>. Все образованы у подножья скальных стен, в местах обычно хорошо отененных. В их питании решающее значение имеют зсыпы и лавины снега. Питание через зсыпы касается всех 7 ледничков, питание через лавины — прежде всего 2 ледничков найниже расположенных, а в меньшей степени четырех из пяти остальных, за исключением najwyższego.

Число годовых слоев подсчитанных в ледничках составляет от 5 до 126, при чем первое число касается формы не исследованной до основания. Уже во втором слое (после самого молодого) отмечалось значительное количество метаморфического льда, в месте с фирном. В крайнем случае небольшое количество фирна было отмечено в седьмом слое. Более древние слои сложены исключительно из льда. Наибольшие встреченные кристаллы льда достигали диаметра 20 мм. Укладка слоев в ледничках не напоминала первичной. Главным образом изменение касалось угла наклона: от почти параллельного в верхней поверхности ледничка, через уменьшающееся падение слоев более древних, в одном случае, наклон направленный противоположно наклону поверхности ледничка. В трех ледничках, под которыми образовались большие туннели, отмечались синклинальные изгибы слоев над туннелями. На крыльях синклини намечались диагональные щели, расположенные дивергентно относительно лобовой линии ледничков. Такая система слоев и размещение щелей подчеркивают роль субледниковой абляции как стимулятора движения малой ледяно-фирновой массы. Такая роль отмечена везде там, где подо льдом развивается соответственный туннель. В продольном разрезе укладка слоев указывает на наличие медленного ротационного движения, обнимающего прежде всего задние части ледничков, а реже отмечающегося на всем профиле.