

ADAM KOTARBA (KRAKÓW)

RELIKTOWE LODOWCE GRUZOWE JAKO ELEMENT DEGLACJACJI TATR WYSOKICH

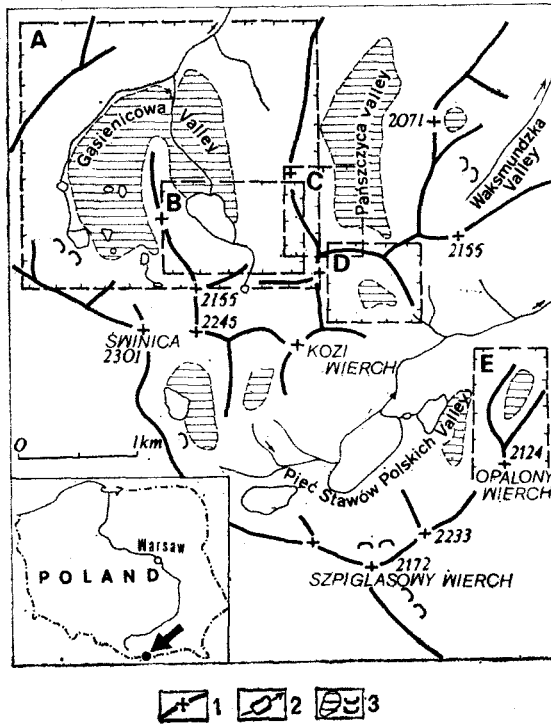
WPROWADZENIE

Epoka lodowcowa sprawiła, że rzeźba Tatr posiada klasyczne cechy wysokogórskiej rzeźby alpejskiej. Doliny Tatr Wysokich, obecnie pozabawione lodowców, podczas plejstocenu były wypełnione lodowcami górskimi. Ostatnie zlodowacenie tatrzańskie, odpowiadające zlodowaceniowi Würm w Alpach, osiągnęło największe rozmiary (Klimaszewski 1988). Moreny końcowe lodowców dolinnych zostały złożone na granicy Tatr lub bardzo nieznacznie ją przekroczyły. Przebieg recesji lodowców w późnym glacie rekonstruował Klimaszewski (1988) na podstawie szczegółowego kartowania geomorfologicznego. Zespoły moren czołowych, bocznych oraz inne formy pochodzenia glacialnego i glaci-fluwalnego wyznaczają szereg faz deglacjacji. Znaczą je wały moren czołowych i bocznych, a obliczone odległości pionowe między nimi stały się podstawą do określenia rozmiarów recesji pomiędzy poszczególnymi postojami. Ponadto autor ten przyjął pogląd, że postoje lodowców znaczone sypaniem moren czołowych, były poprzedzane krótkimi nasunięciami lodowców. Próby paralelizacji stadiów recesyjnych późnoglacialnych w Tatrach polskich podejmowali m. in. Baumgart-Kotarba i Kotarba (1979). Wcześniej dla Wysokich Tatr próbę taką wykonał Lukniš (1973). Jednak wiek stadiów recesyjnych jest nadal nieokreślony z uwagi na brak odpowiednich osadów organicznych o znanym wieku bezwzględny.

Dopiero badania osadów jeziornych wykonane przez zespół warszawski pod kierunkiem Prof. J. Kondrackiego (Wicik 1984; Więckowski 1984) pozwoliły postawić tezę, że lodowce tatrzańskie w odcinkach dolin położonych ponad współczesną granicą lasu (powyżej 1500 m n.p.m.) prawdopodobnie uległy stopieniu przed böllingiem. Osady denne jezior w dolinie Pięciu Stawów Polskich są dwudzielne. Dolne części pobranych rdzeni są mineralne i zawierają nie-

wielkie ilości substancji organicznej (około 5%, straty przy prażeniu w temperaturze 550°C). Górna część osadów jest znacznie bogatsza w substancję organiczną. Wiek ostrej granicy pomiędzy dwoma seriami oznaczono na początek holocenu, tj. $10\ 100 \pm 140$ BP (ITA—1006) i 9900 ± 120 BP (ITA—1005). Osady mineralne poniżej tych dat zawierają ubogie spektra pyłkowe interpretowane przez Krupińskiego (1984) jako należące do böllingu i allerödu. Jest to stwierdzenie oparte na analizie spektrum pyłkowego, lecz nie poparte przez datowania radiowęglowe. Dlatego dokładny wiek ostatecznego stopienia lodowców würmskich jest nadal nierozstrzygnięty. Interpretacja Krupińskiego (1984) stała się podstawą do datowania stadiów recesyjnych w dolinie Pięciu Stawów Polskich przez Dzierżka, Lindnera i Nitychoruka (1986). Wyróżnili oni cztery fazy deglacjacji wiążąc je kolejno: z najstarszym dryasem (1660—1710 m), starszym dryasem (1750—1810) i młodszym dryasem (1880—1910). Ponadto wyróżniono fazę lodowców gruzowych w wysokości 1930—1980 m n.p.m., wiążąc ją z okresem borealnym, a niektóre formy z małą epoką lodową. W innej pracy, napisanej przez Dzierżka i Nitychoruka (1986), przedstawiono klasyfikację tzw. fosylnych lodowców gruzowych w Tatrach Wysokich. Rozległe obszary den dolinnych wysłanych materiałem morenowym w wysokości 1400—1600 m n.p.m. uznano za lodowce gruzowe uformowane w najstarszym dryasie (*valley rock glaciers*). Utwory glacialne w dnach cyrków lodowcowych oraz u podnóży stoków gruzowych uznano za lodowce gruzowe odpowiadające oziębieniu młodszego dryasu i okresu borealnego. Ponadto wyróżniono lodowce gruzowe przełączowe, które mogły się rozwijać, zdaniem autorów, jeszcze podczas małej epoki lodowej. Obszar zajęty przez wszystkie typy wyróżnionych lodowców gruzowych przedstawia Rycina 1.

Przedstawione powyżej poglądy stawiają pod dyskusję problem genezy reliktowych (zwanych również fosylnymi) lodowców gruzowych w Tatrach. W świetle tych poglądów największe lodowce gruzowe Tatr Wysokich posiadają długość 1—2 km (górną część doliny Suchej Wody, dolina Pańszczycy) i są elementem dominującym w morfologii den dolinnych. Tymczasem w obrębie tych powierzchni można wyróżnić klasyczne zespoły moren czołowych recesyjnych oraz moren bocznych znaczące stadia postojowe lodowców późnowürmskich oraz przestrzenie między nimi o nieregularnym reliefie typowym dla deglacjacji arealnej stagnujących lodowców. Powstaje więc zasadnicze pytanie, czy tatrzańskie lodowce gruzowe były dominującym elementem rzeźby podlegającej deglacjacji, czy też w przedstawionych wyżej poglądach przyjęto zbyt szeroką definicję pojęcia „lodowiec gruzowy”. By odpowiedzieć na powyższe pytanie, podjęto szczegółowe kartowanie geomorfologiczne w wybranych dolinach Tatr Wysokich oraz przeprowadzono odpowiednie morfometryczne studia uzupełniające. Ich rezultatem są załączone



Ryc. 1. Lokalizacja obszarów, na których wykonano mapy geomorfologiczne (A—E) na tle zasięgu lodowców gruzowych wyznaczonych przez Dzierżka i Nitychoruka (1986): 1 — grzbiety, 2 — cieki i jeziora, 3 — lodowce gruzowe

Fig. 1. Location of geomorphological maps (A—E) on the background of relict rock glaciers limits distinguished by Dzierżek and Nitychoruk (1986): 1 — ridges, 2 — streams and lakes, 3 — rock glaciers

fragmenty mapy geomorfologicznej, opracowane w skali 1:5000. Lokalizacja tych map jest przedstawiona na Rycinie 1. Szczególnie zwrócono uwagę na wzajemne relacje pomiędzy formami deglacjałnymi oraz ich lokalizację w obrębie większych jednostek morfologicznych. Ponadto wykonano pomiary orientacji głazów o kształcie wydłużonym spoczywających na różnych powierzchniach. Ta ostatnia cecha jest przydatna przy rozróżnianiu lodowców gruzowych od form deglacjałnych nie podlegających przemieszczaniu (Evin, Assier 1982).

ZAGADNIENIA TERMINOLOGICZNE

Pytanie — czym jest lodowiec gruzowy stawiali badacze obszarów wysokogórskich oraz gór wysokich szerokości geograficznej. Na przestrzeni 100 lat opublikowano około 700 prac dotyczących bądź to mor-

fologii, genezy, jak i mechanizmu lodowców gruzowych. Pomimo tej bogatej literatury, opublikowanej zwłaszcza w ostatnich 20 latach, nadal brak jednoznacznej odpowiedzi na to pytanie. Istnieją dwa przeciwstawne punkty widzenia. Jedni badacze wiążą genezę lodowców gruzowych z procesami glacialnymi, inni zaś traktują te formy jako wskaźnikowe dla istnienia alpejskiej zmarzliny. Jest to więc spór o to czy lodowce gruzowe są integralną częścią dziedziny glacialnej (*glacial realm*), czy dziedziny peryglacialnej (*periglacial realm* według Barscha 1987). W wielu przypadkach można jednoznacznie oddzielić lodowce gruzowe pochodzenia glacialnego (tzw. *glaciogenic rock glaciers* według Corté 1987) od lodowców gruzowych nie posiadających lodu lodowcowego, lecz tylko lód pochodzący z zamarzania wody w szczelinach i porach międzygłazowych (*interstitial ice*) w lodowcach zwanych w języku angielskim *cryogenic rock glaciers*. Istnieje wiele opisanych przykładów współistnienia obok siebie aktywnych lodowców gruzowych pochodzenia glacialnego i kriogenicznego. Trudności w interpretacji genetycznej pojawiają się dopiero wtedy, gdy mamy do czynienia z tzw. przejściowymi formami lodowców gruzowych (*transitional rock glaciers* według Corté 1987) kształtowanymi równocześnie przez procesy glacialne i peryglacialne. Ocena roli tych procesów jest konieczna, jeśli chcemy rozstrzygnąć czy mamy do czynienia wyłącznie z deglacjacją stagnującego lodu, czy też dołączył się zespół procesów peryglacialnych prowadzących do transformacji form glacialnych w zespół charakterystyczny dla środowiska peryglacialnego.

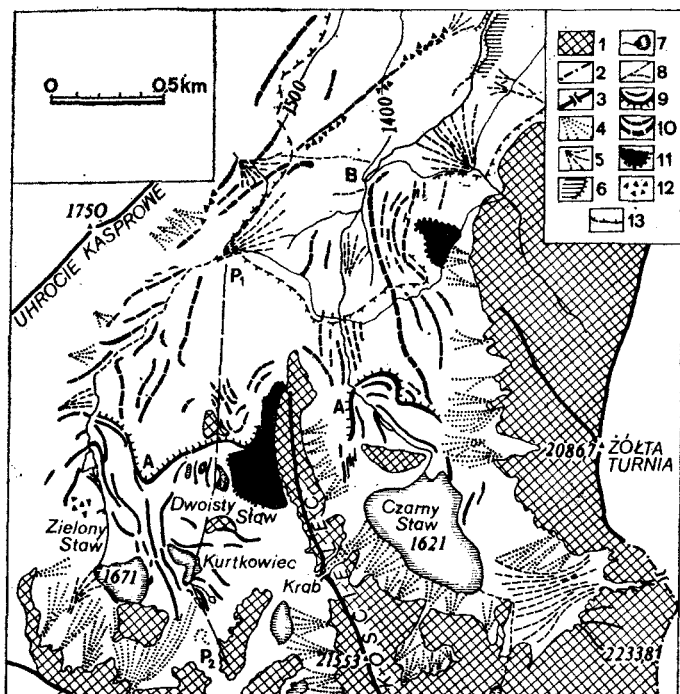
Zdaniem Barscha (1987, 1988) istnieją tylko dwa typy aktywnych lodowców gruzowych: 1) lodowce gruzowe utworzone wyłącznie z gruzu stokowego (*rock glaciers of the pure talus type — talus rock glacier*) i 2) lodowce gruzowe utworzone w obrębie gruzu morenowego (*rock glacier of the morainic debris type — debris rock glacier*). Barsch (1987) wyłączył z rozważań o lodowcach gruzowych wszystkie zjawiska związane z ruchem lodowców lub nieaktywnych, topiących się lodowców okrytych moreną ablacyjną i formujących rozległe pola martwego lodu albo formy termokrasowe. Największe trudności interpretacyjne pojawiają się wtedy, gdy obserwuje się aktywne formy posiadające wszystkie cechy prawdziwych lodowców gruzowych, a więc masę gruzową o wypukłym kształcie jezora lub lobu, oddzieloną od otaczającego terenu stromym czołem i wyraźnymi stokami bocznymi, a na powierzchni występuje mikrorelief wskazujący na plastyczny ruch masy gruzowej (tzw. *porridge-like appearance*), a równocześnie wewnątrz tych form znajduje się stary lód lodowcowy. Mamy wtedy do czynienia z formami przejściowymi, w których masa lodowo-gruzowa, uformowana w dziedzinie glacialnej, ulega transformacji wskutek włączenia do dziedziny peryglacialnej. Wszystkie powyższe stwierdzenia odnoszą się do form aktywnych. Trudności interpretacyjne rosną gwałtownie, gdy usi-

łujemy rekonstruować formy reliktowe, odziedziczone z okresów panowania surowszych warunków klimatycznych, a więc takich, gdy średnie roczne temperatury powietrza spadały co najmniej do -2°C . Problem taki jawi się w Tatrach Wysokich. Podstawowe pytanie brzmi: czy lodowce gruzowe były dominującym rysem rzeźby podczas deglacjacji, czy też były tylko elementami drugorzędnymi, marginalnymi w stosunku do normalnej deglacjacji.

CHARAKTERYSTYKA RELIKTOWYCH LODOWCÓW GRUZOWYCH W TATRACH WYSOKICH

Za przedmiot studiów terenowych wzięto wszystkie formy, które były opisane w pracy Dzierżka i Nitychoruka (1986) jako lodowce gruzowe, bez względu na ich wielkość i sugerowany wiek.

W górnej części doliny Suchej Wody, w cyrkach glacialnych Stawów Gąsienicowych i Czarnego Stawu Gąsienicowego stwierdziłem istnienie tylko dwóch reliktowych lodowców gruzowych. Obydwie formy są zlokalizowane w obrębie stoków gruzowych, eksponowanych ku NW i W na kontakcie między stokami zbudowanymi z pokryw grawitacyjnych, a dnem doliny wypełnionym osadami pochodzenia glacialnego. Lodowiec gruzowy Dwoistego Stawu znajduje się na wysokości 1650—1700 m n.p.m., a lodowiec gruzowy Dubrawisk na wysokości 1450—1500 m n.p.m. Obydwa lodowce gruzowe uformowane są z materiału pochodzenia grawitacyjnego, czyli przemieszczonego i zdeponowanego w strefie moren bocznych, a nawet częściowo na nie nałożonych (Ryc. 2). Formy te stanowią marginalny element rzeźby deglacjacyjnej i były utworzone wskutek ruchu gruzowiska w warunkach przemarzniętego podłoża w schyłkowej fazie zlodowacenia. Kierunek ruchu masy gruzowo-lodowej był prostopadły do ruchu głównej masy lodowcowej i objął frakcję blokową, nawet o średnicy kilku metrów w przypadku formy przy Dwoistym Stawie. W obydwu przypadkach istnieją łatwo rozpoznawalne cechy lodowców gruzowych typu peryglacialnego (łukowane nabrzemia i wały), chociaż nie stwierdzono wyraźnej reorientacji głazów w osi form, która pozwoliłaby rekonstruować główny kierunek przemieszczenia gruzu po stoku. Profil podłużny doliny Stawów Gąsienicowych (P_1 — P_2) pokazuje, że w obrębie dna doliny występują na przemian odcinki skalne oraz odcinki okryte materiałem morenowym. Miąższość materiału morenowego nie przekracza 5 m. Bezodpływowe zagłębienia są wypełnione stawkami (Dwoisty, Kurtowiec, Czerwone Stawki) w miejscach, gdzie istnieją przegłębienia egzaracyjne w niewielkim stopniu wypełnione gruzem. Natomiast większe nagromadzenia gruzu tworzą wyraźne wały moren czołowych recesyjnych, znaczące fazy postoju czoła lodu (morenę Dwoistego Stawu i jej odpowied-

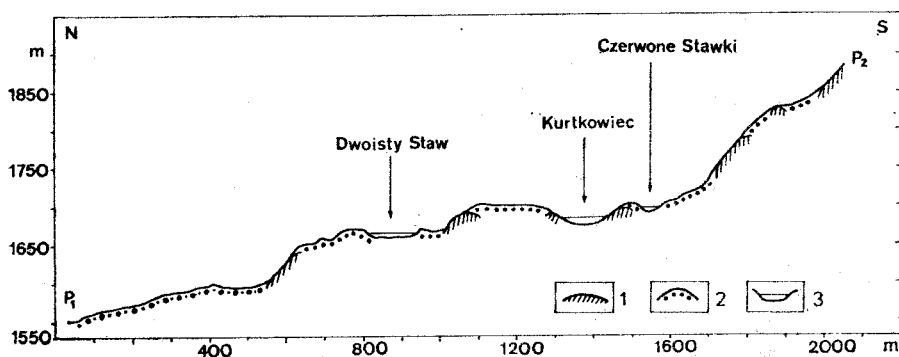


Ryc. 2. Mapa geomorfologiczna górnej części doliny Suchej Wody (A): 1 — ściany i stoki skalne, 2 — wierzchołek, 3 — przełęcz, 4 — stożek usypiskowy, 5 — stożek napływowy, 6 — terasa, 7 — jezioro, 8 — potok okresowy, 9 — wały morenowe młodsze (st. A), 10 — wały morenowe starsze (st. B), 11 — lodowiec gruzowy, 12 — pola blokowisk, 13 — górna granica lasu

Fig. 2. Geomorphological map of the upper part of Sucha Woda valley (A on Fig. 1). 1 — rockwall and rocky slope, 2 — summit, 3 — pass, 4 — talus cone, 5 — alluvial cone, 6 — terrace, 7 — lake, 8 — intermittent stream, 9 — younger moraine ridge, phase A, 10 — older moraine ridge, phase B, 11 — rock glacier, 12 — block field, 13 — upper timberline

nik w dolinie Czarnego Stawu Gąsienicowego oznaczono literą A na Ryc. 2). Czytelność tych form, ich położenie w obrębie dolin wykluczają możliwość uznania ich za reliktywne lodowce gruzowe. Również niewielki spadek dna dolin z wyraźnymi przegłębieniami (przeciwnie spadki) wskazuje na wyłącznie glacialne pochodzenie reliefu dolinnej górnej części doliny Suchej Wody (Ryc. 3 i 4).

W dolinie Pańszczycy rozpoznano reliktywny lodowiec gruzowy u podnóża stoku opadającego z Wierchu pod Fajki (Ryc. 5). Wyrażna, dobrze widoczna forma jezora występuje u podnóża ściany skalnej uformowanej w strefie wielkich spękań masywu krystalicznego Tatr, w obrębie grzbietu pomiędzy Granatami i Żółtą Turnią. System spękań sprzyja produkcji gruzu i formowaniu rozległych stoków usypiskowych i obrywowych. Z tego gruzu został uformowany jezioro lodowca gruzo-

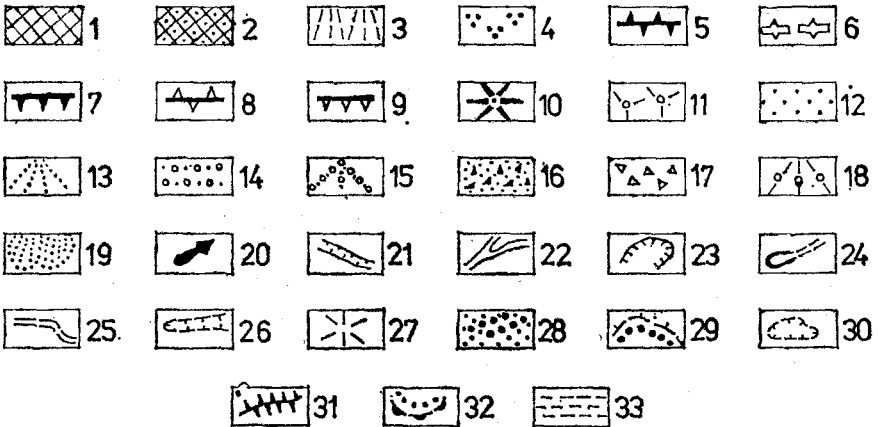
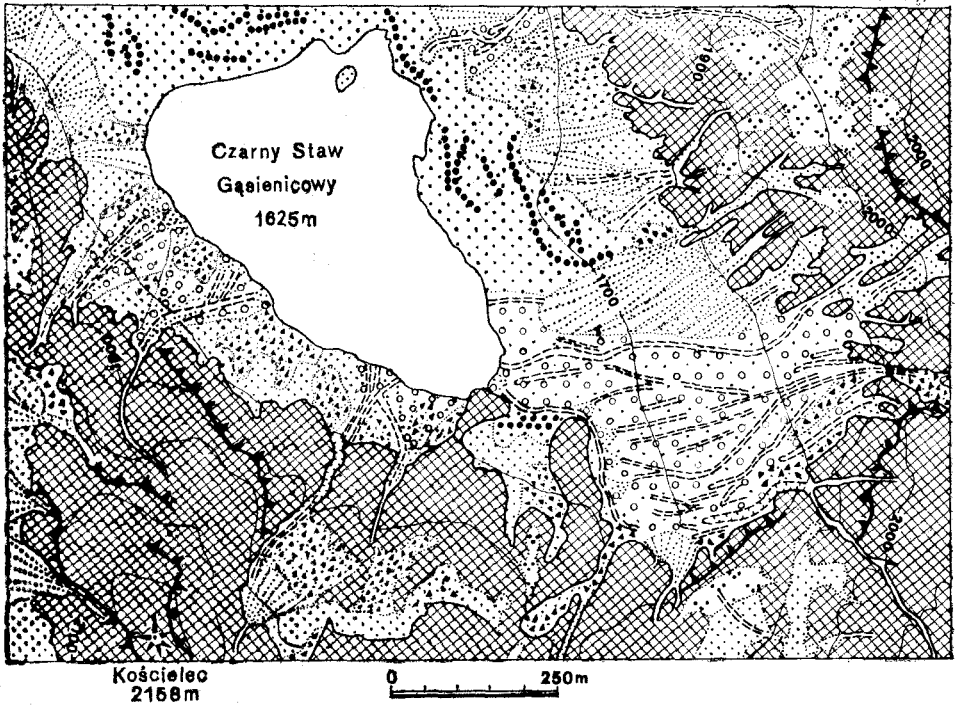


Ryc. 3. Przekrój podłużny przez dolinę Stawów Gąsienicowych: 1 — podłoże skalne na powierzchni, 2 — pokrywa morenowa, 3 — staw

Fig. 3. Long profile of Stawy Gąsienicowe valley (profile P_1 — P_2 on Fig. 2): 1 — bedrock, 2 — glacial drift deposits, 3 — lake

wego, który wypełnił dno doliny Pańszczycy, grzebiąc morenę denną i recesyjną. Jęzor lodowca gruzowego ma strome czoło i czytelne granice boczne. Wypukła powierzchnia centralnej części jęzora wskazuje, że zawartość masy lodu w stosunku do gruzu była stosunkowo niewielka. Jęzor jest usytuowany u podnóża stoku eksponowanego ku północy w wysokości 1770—1810 m n.p.m. Ponieważ najmłodsze moreny recesyjne z ostatniego zlodowacenia są pogrzebane przez ten jęzor, przeto należy uznać, że znaczy on ostatnią zimną fazę w późnoglacialnej historii Tatr Wysokich. W okresie późniejszym lodowiec gruzowy był nadsypywany materiałem gruzowym pochodzącym z obrywów skalnych oraz dużych spływów gruzowych.

Szczegółowa mapa geomorfologiczna cyrku glacialnego Dolinki Buczynowej, zawieszona nad doliną Róztoki, przedstawia system trzech moren recesyjnych znaczących ostatnią fazę deglacjacji Tatr Wysokich na terenie Polski (Grochocka, Pszczółkowski 1966; Klimaszewski 1988). Dwie najmłodsze moreny położone na wysokości około 1800 m n.p.m. zamykają przegłębione dno cyrku wysłane moreną denną i zasypywane gruzem stokowym przemieszczanym z otaczających stoków. W holocenijskiej ewolucji tych stoków dominującą rolę odgrywają spływy gruzowe (Ryc. 6). Kartowanie geomorfologiczne pozwoliło wyróżnić dwa języki reliktowych lodowców gruzowych, które utworzyły się na stromym stoku moreny eksponowanej ku wschodowi. Jęzory powstały kosztem czołowej moreny recesyjnej. Było to możliwe tylko w warunkach istnienia zmarzliny. Redepozycja materiału budującego morenę sprawiła, że materiał głazowy, o kształtach wydłużonych, uległ reorientacji, a więc większość głazów jest zorientowana osią dłuższą w kierunku ruchu lodowca gruzowego (Ryc. 7 i 8). Wyraźna reorienta-



Ryc. 4. Mapa geomorfologiczna kotła Czarnego Stawu Gąsienicowego (B na Ryc. 1). Całkowity brak reliktowych lodowców gruzowych: 1 — ściana skalna lub stok skalny, 2 — stok skalny okryty cienką zwierzdeliną (0,5 m), 3 — stok gładki ustabilizowany pokrywą roślinną, 4 — stok blokowy *in situ*, 5 — ostry grzbiet skalny, 6 — zaokrąglona wierzchołkowa grzbietowa okryta gruzem i pokrywą roślinną, 7 — załom na ścianie lub stoku skalnym, 8 — wąski grzbiet skalisty częściowo okryty zwierzdeliną, 9 — załom skalny zaokrąglony, 10 — ostry, skalisty wierzchołek, 11 — spłaszczenie na wierzchołkowej grzbietowej, z glebami poligonalnymi,

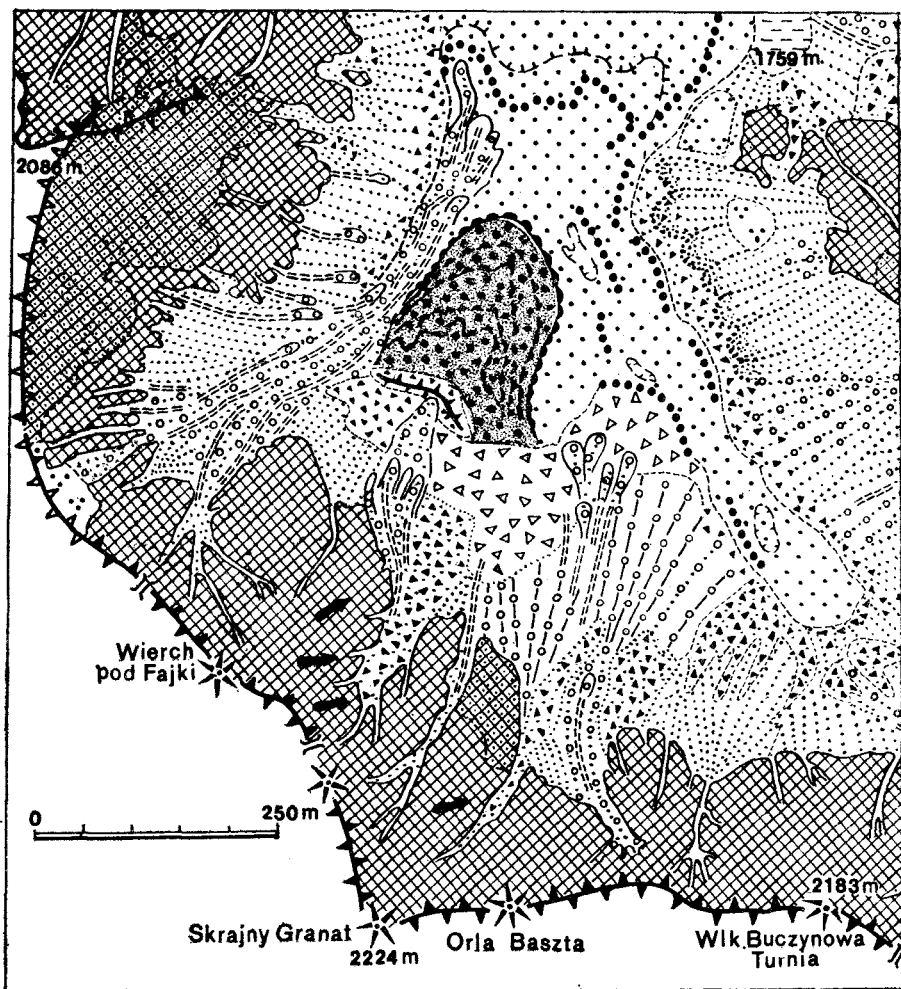
cja głazów jest cechą charakterystyczną lodowców gruzowych współ-
nie formowanych (czynnych) w Alpach.

Ostatni przykład relikтового lodowca gruzowego Tatr Wysokich przedstawia Rycina 9. W Świstówce Roztockiej, dolinie glacialnej, zawieszanej nad doliną Roztoki i eksponowanej ku północnemu wschodowi, znajduje się system najmłodszych moren czołowych recesyjnych i moren bocznych. Po wewnętrznej stronie tych moren, w osiowej części doliny znajduje się klasyczny język lodowca gruzowego uformowanego z materiału gruzowego wypełniającego dno i z materiału dostarczanego poprzez system stożków usypiskowych ze ścian Opalonego Wierchu. Język gruzowy ma swój początek na wysokości 1850 m, a czoło znajduje się na wysokości 1730 m n.p.m. Na języku można wyróżnić trzy drugorzędne czoła gruzowe zaznaczone zwiększoną stromością. Prawdopodobnie czoła te znaczą fazy wtórnych przemieszczeń w obrębie masy gruzowej. Wypukłe profile poprzeczne i wyraźne granice boczne są dodatkowymi argumentami za peryglacialnym pochodzeniem tego zespołu form (Ryc. 9).

Powyżej przedstawiono kilka przykładów reliktowych lodowców gru-

12 — stok gruzowy usypiskowy, 13 — stożek gruzowy usypiskowy, 14 — hałda gruzowa aluwialna, 15 — stożek aluwialny, 16 — stok obrywowo-usypiskowy, holoceni, 17 — stok obrywowo-usypiskowy, późnoglacialny, 18 — stożek gruzowy uformowany wskutek dominującej działalności lawin, 19 — stok usypiskowy z reliktowymi strukturami sortowania peryglacialnego, późnoglacialny, 20 — szlak obrywów skalnych, 21 — gardziel skalna, 22 — żleb wycięty w litej skale, 23 — nisza niwacyjna w litej skale, 24 — rynna spływu gruzowego, 25 — koryto potoku wysokogórskiego, 26 — rynna spływu śnieżno-gruzowego, 27 — wygład skalny, 28 — osady glacialne z wyraźnymi morenami, 29 — strome czoło moreny recesyjnej, 30 — zagłębienia bezodpływowe w materiale morenowym, 31 — wał niwalny, 32 — reliktowy lodowiec gruzowy, 33 — równina akumulacji glacialfluwialnej

Fig. 4. Geomorphological map of Czarny Staw Gąsienicowy cirque (B on Fig. 1). Rock glacier like features are not recognized in the area: 1 — rockwall or rocky slope, 2 — debris-mantled slope, 3 — Richter-denudation slope stabilized by vegetation, 4 — block slope, 5 — rocky ridge crest, 6 — ridge crest covered by debris and vegetation, 7 — convex break on rockwall, 8 — ridge crest partly covered by debris, 9 — convex rounded break above rockwall or rocky slope, 10 — sharp, rocky summit, 11 — mountain top detritus with sorted polygons, 12 — rockfall gravity sorted talus slope, 13 — rockfall gravity sorted talus cone, 14 — alluvial talus slope, 15 — alluvial talus cone, 16 — rockslide/rockfall slope, Holocene, 17 — rockslide/rockfall slope related to Late Glacial period, 18 — avalanche accumulation cone, 19 — talus slope with relict sorted stripes, 20 — rockfall routes, 21 — rocky gorge, 22 — chute cut in solid rock, 23 — nivation niche cut in solid rock (deep), 24 — debris flow gullies with levers and tongues cut in debris cover, 25 — high-mountain stream, 26 — slush avalanche gullies, 27 — roche mutonee, 28 — distinct morainic ridge, 29 — steep toe of recessional moraine ridge, 30 — undrained depression, within glacial drift deposits, 31 — pro-talus rampart, 32 — relict rock glacier, 33 — fluvio-glacial river-built plain



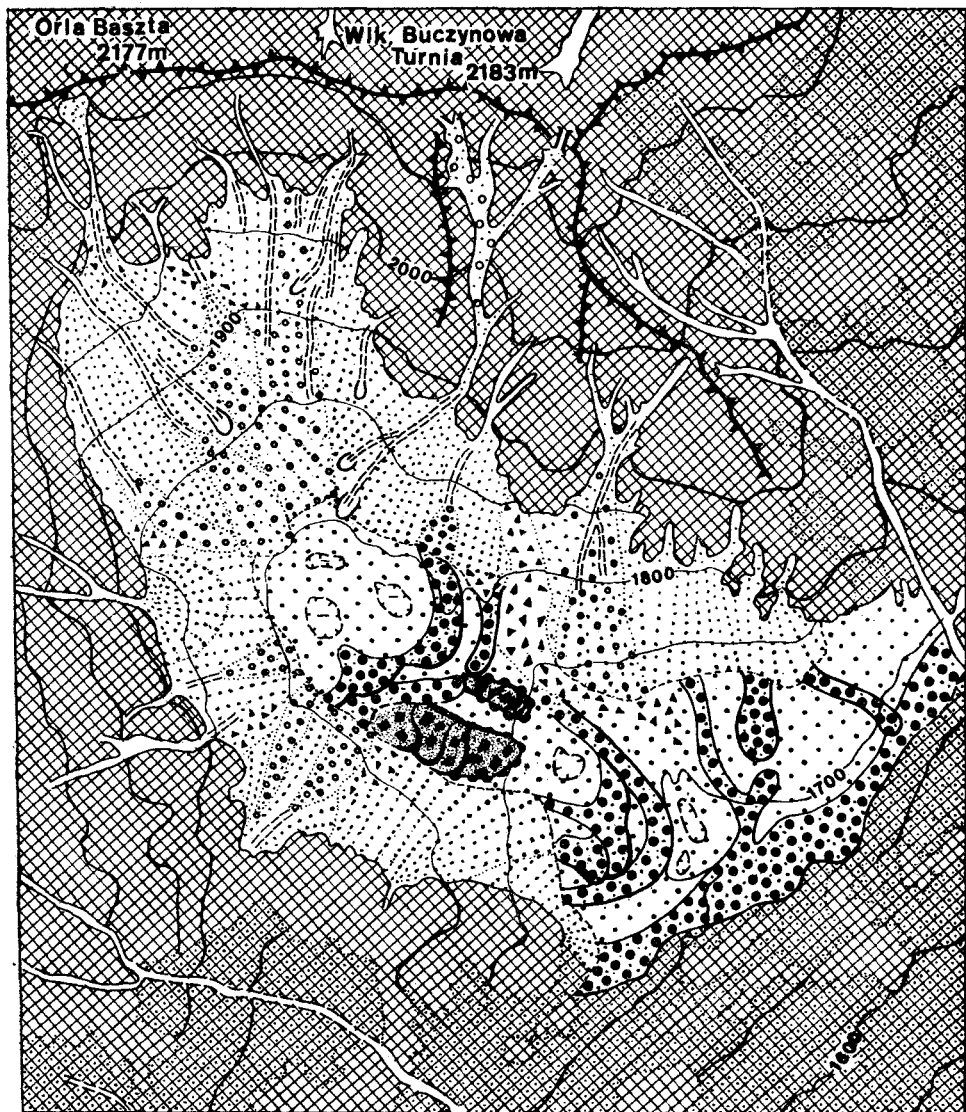
Ryc. 5. Mapa geomorfologiczna górnej części doliny Pańszczycy. W centrum reliktowy lodowiec gruzowy (C na Ryc. 1). Objaśnienia na Ryc. 4

Fig. 5. Geomorphological map of the upper part of Pańszczyca valley. Relict rock glacier in the centre (C on Fig. 1). Explanation see Fig. 4

zowych, których geneza peryglacialna nie budzi wątpliwości. Ich stosunek do typowych form deglacacyjnych pozwala określić czas ich formowania w najogólniejszym zarysie.

ROZWAŻANIA PALEOKLIMATYCZNE

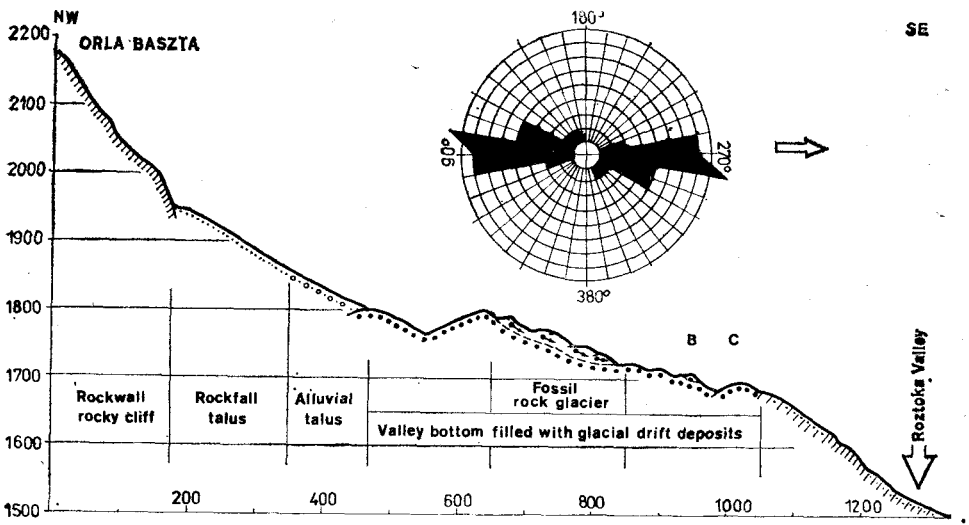
Stosunek lodowców gruzowych do form deglacacyjnych wskazuje, że są one zjawiskiem znaczącym o ustępowaniu dziedziny glacialnej z Tatr (Nemčok, Mahr 1974). Zdaniem Nemčoka (1982) formy



Ryc. 6. Mapa geomorfologiczna Buczynowej Dolinki. Reliktowe lodowce gruzowe biorą początek z moren czołowych, recesyjnych (D na Ryc. 1). Objasnienia na Ryc. 4

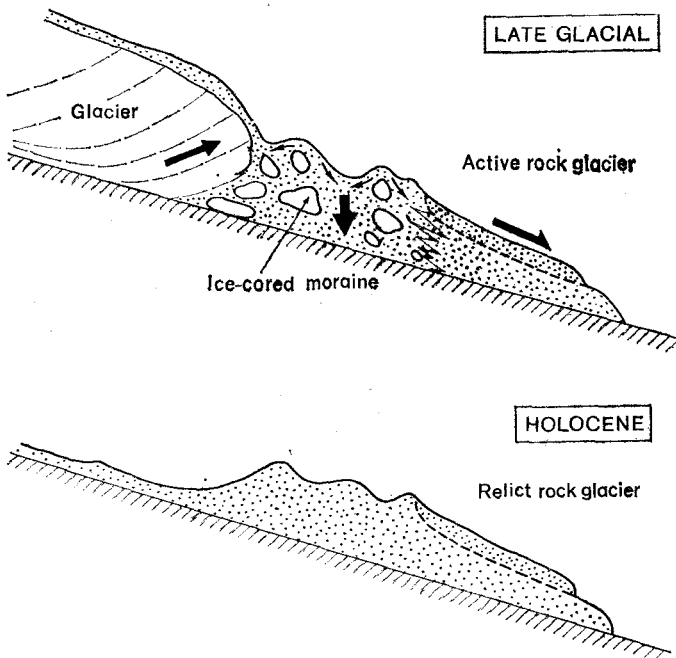
Fig. 6. Geomorphological map of Buczynowa Dolinka valley. Relict rock glaciers were generated on recessional moraine (D on Fig. 1). Explanation see Fig. 4

te są dowodem na stopniowe zmiany klimatu, przy czym okres przejściowy, zaznaczony formowaniem lodowców gruzowych, miałby trwać co najmniej 2,5—3 tys. lat od stopnienia lodowców. Tak długi czas trwa-



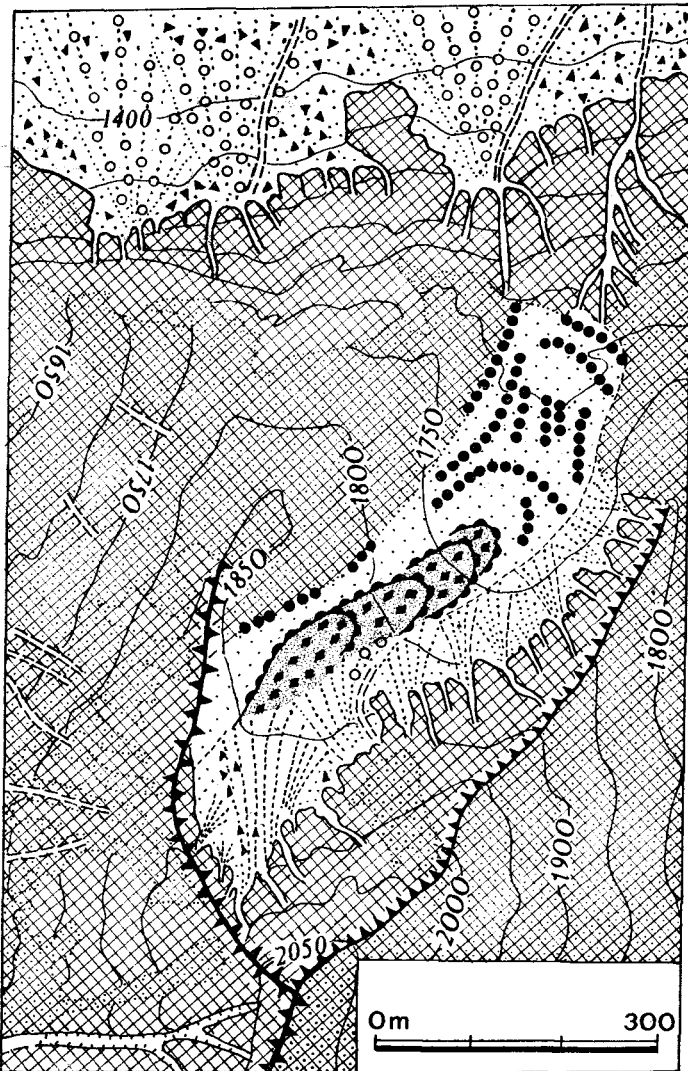
Ryc. 7. Przekrój podłużny Buczynowej Dolinki. Na reliktowym lodowcu gruzowym wyraźna reorientacja głazów wydłużonych

Fig. 7. Long profile of Buczynowa Dolinka valley. Well visible reorientation of elongated boulders on the surface of relict rock glacier



Ryc. 8. Rekonstrukcja warunków formowania lodowca gruzowego w Buczynowej Dolince

Fig. 8. Reconstruction of rock glacier formation condition in Buczynowa Dolinka valley

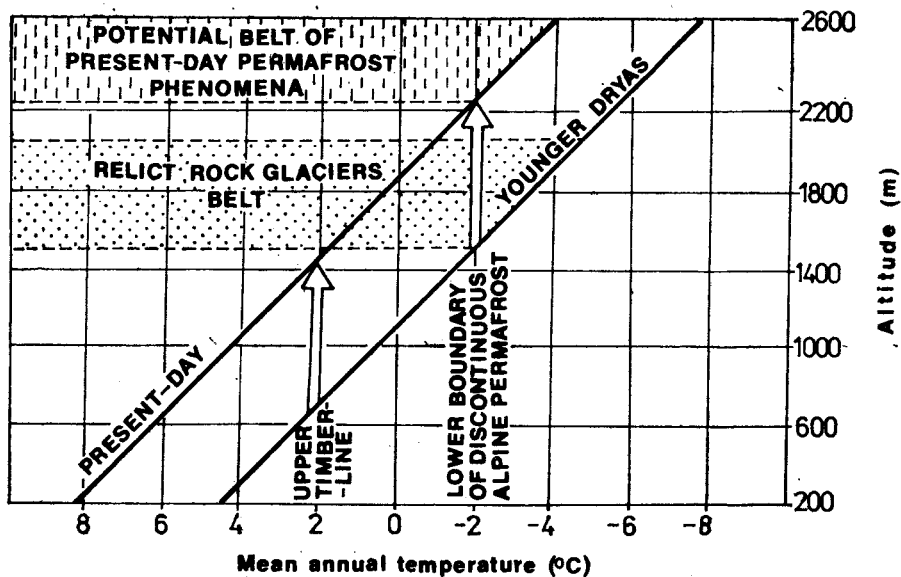


Ryc. 9. Mapa geomorfologiczna cyrku lodowcowego Świstówki Roztockiej z reliktowym lodowcem gruzowym na osi doliny. Mapa E na Ryc. 1. Objasnienia na Ryc. 4

Fig. 9. Geomorphological map of Świstówka Roztocka valley with relict rock glacier in the centre. Map E on Fig. 1. Explanation see Fig. 4

nia dziedziny peryglacjalnej obliczył na podstawie średniej długości lodowców gruzowych w zachodnich Tatrach słowackich i przyjętego arbitralnie tempa, ich przemieszczania (40—60 cm/rok). W świetle opublikowanych danych odnośnie do tempa ruchu we współczesnych, aktywnych lodowcach gruzowych (Vitek, Giardino 1987) pogląd ten budzi wiele wątpliwości. Przedstawione rozumowanie nie może być za-

akceptowane, gdyż tempo przemieszczania lodowców gruzowych bywa bardzo różne; od kilku centymetrów na rok do około 1,5 m/rok. Ponadto na aktywnych lodowcach gruzowych stwierdzano bardzo gwałtowne zmiany szybkości ruchu (Barsch 1988). Odnoszenie współczesnych szybkości do form reliktowych łatwo prowadzi do fałszywych wniosków, a określony wiek może być заниzony lub zawyżony nawet o cały rząd wielkości. Nie ulega natomiast wątpliwości fakt, że lodowce gruzowe pochodzenia nielodowcowego znaczą jedną z ostatnich lub ostatnią fazę zimna u schyłku zlodowacenia wórm, o czym świadczy ich lokalizacja w stosunku do najmłodszych stadiów recesyjnych. Forma istniejąca w Świstówce Roztockiej powstała w dziedzinie peryglacjalnej już po zaniku ostatnich mas lodowych, natomiast lodowce gruzowe w Buczynowej Dolince były formowane w obrębie moreny czołowej w ostatniej fazie dziedziny glacialnej, w czasie, gdy dno cyrku mógł zalegać lód lodowcowy. Natomiast lodowiec gruzowy w dolinie Stawów Gąsienicowych (przy Dwoistym Stawie) z uwagi na swój stosunek do moreny czołowej znaczącej ponowne nasunięcie czoła lodowego (faza A na Ryc. 2) może odpowiadać wcześniejszej fazie późnego glacjału. Lodowiec gruzowy na Dubrawiskach pod Żółtą Turnią, znajdujący się na wysokości 1450—1500 m. n.p.m., mógł powstać najwcześniej, w czasie,



Ryc. 10. Wysokościowy zasięg granicy nieciągłej zmarzliny oraz górnej granicy lasu w młodszym dryasie i współcześnie (rekonstrukcja według Koperowej 1962 i Hessa 1968)

Fig. 10. Altitudinal limits of discontinuous permafrost and upper timberline in the Younger Dryas and at present. Mean annual temperatures shifts according to Koperowa (1962) and Hess (1968)

gdy dolina była wypełniona lodem poniżej tej wysokości (Ryc. 2, faza moren B).

Studia palynologiczne Koperowej (1962), dotyczące torfowisk na przedpolu Tatr, wskazują, że w okresie böllingu górna granica lasu znajdowała się na wysokości 550—650 m n.p.m., a następnie po oziębieniu starszego dryasu (500 m) podniosła się w allerödzie do 1050 m, by ponownie obniżyć się do 600—800 m w młodszym dryasie. Przyjmując odstęp około 800 m pomiędzy górną granicą lasu a granicą wiecznego śniegu, wyznaczoną średnią roczną temperaturą -2°C , można stwierdzić, że jeszcze w młodszym dryasie (faza Egesen w Alpach) na wysokości 1500—1600 m n.p.m. i wyżej istniała dziedzina peryglacjalna sprzyjająca formowaniu lodowców gruzowych. Zagadnienie to ilustruje Rycina 10.

WNIOSKI

Reliktowe lodowce gruzowe Tatr Wysokich o genezie kriogenicznej (peryglacjalnej) powstały w obrębie stoków gruzowych oraz w dnach dolin glacialnych wysłanych materiałem morenowym pochodzącym z ostatniego etapu deglacjacji. Występują bądź jako formy nałożone na moreny czołowe recesyjne lub moreny boczne, lub też były generowane na zewnętrznym skłonie moren recesyjnych w czasie, gdy w cyrkach jeszcze mogły spoczywać języki lodowcowe (lodowe), tzn. w warunkach klimatu peryglacjalnego *sensu stricto*. Stwierdzono również obecność języków gruzowych po wewnętrznej stronie moren recesyjnych, najmłodszych, a więc utworzone w dnach dolin już po stopieniu języka lodowcowego. Te ostatnie są położone najwyżej, bo na wysokości 1850—1950 m n.p.m., a więc mogły najdłużej podlegać morfogenezie peryglacjalnej w warunkach klimatu peryglacjalnego *sensu lato*.

Wszystkie lodowce gruzowe Tatr Wysokich są położone w przedziale wysokości od 1450—1950 m n.p.m. Warunkiem uruchomienia gruzu w postaci lodowców gruzowych jest klimat peryglacjalny charakteryzujący się średnią roczną temperaturą powietrza -2°C lub -3°C . Temperatury takie występują współcześnie na wysokości co najmniej 2200 m n.p.m. (Hess 1965), a rekonstrukcje paleoklimatyczne Koperowej (1962) sugerują, że temperatury takie występowały w Tatrach na wysokości 1500 m n.p.m., ostatni raz w młodszym dryasie. Oziębienie klimatu Polski w okresie schyłkowym małej epoki lodowej, uznawane za największy nawrót zimna podczas całego holocenu, nie spowodowało tak znacznego spadku temperatur (Trepiańska, Marciniak 1986), który sprzyjałby formowaniu lodowców gruzowych. Można więc sądzić, że opisane reliktywne dzisiaj lodowce gruzowe nie mogą być młodsze niż około 10 000 lat BP.

Lodowce gruzowe pochodzenia peryglacjalnego są formami małymi, co oznacza, że ich długość osiąga zaledwie 200 m. Tylko forma wypełniająca dno Świstówki Roztockiej posiada długość około 300 m. Również i to stwierdzenie zaprzecza pogładowi, że najdłuższe lodowce gruzowe Tatr Wysokich osiągają około 1,5 km. Zdaniem Barscha (1978) długość aktywnych lodowców gruzowych w Alpach i innych górach Europy wynosi 200—400 m. Brak argumentów dla przyjęcia poglądu, że formy te osiągały u nas większe rozmiary niż w innych, większych od Tatr górach Europy.

Tatrzańskie lodowce gruzowe stanowią drugorzędny element w późnoglacjalnej fazie zaniku lodowców. Ilość zwietrzelin włączonych w system morfogenezy glacialnej była zbyt mała, by uformować lodowce gruzowe o takiej skali i charakterze jak to ma miejsce w kontynentalnych, bardziej suchych górach świata.

Zakład Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyżyn
Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN
31-018 Kraków, ul. Św. Jana 22

LITERATURA

- Barsch D., 1978. *Active rock glaciers as indicators for discontinuous alpine permafrost. An example from the Swiss Alps*. Proc. Third Intern. Conference on Permafrost, 1, Edmonton, 349—352.
- Barsch D., 1987. *Rock glaciers: An approach to their systematics* [w:] *Rockglaciers*, Allen & Unwin, Boston, 41—44.
- Barsch D., 1988. *Rockglaciers* [w:] *Advances in periglacial geomorphology*. J. Wiley & Sons. Ltd., 69—90.
- Baumgart-Kotarba M., Kotarba A., 1979. *Wpływ rzeźby dna doliny i litologii utworów czwartorzędowych na wykształcenie koryta Białej Wody w Tatrach*. Folia Geographica, Ser. geogr.-phys., XII, 49—66.
- Corte A. E., 1987. *Rock glacier taxonomy* [w:] *Rockglaciers*, Allen & Unwin, Boston, 27—39.
- Dzierżek J., Nitychoruk J., 1986. *Types of fossil rock glaciers in the Polish High Tatra Mts*. Bull. of the Polish Acad. of Sciences, Earth Sciences, 34, 4, 409—418.
- Dzierżek J., Lindner L., Nitychoruk J., 1986. *Late Quaternary deglaciation of the Eastern Polish Tatra Mts*. Bull. of the Polish Acad. of Sciences, Earth Sciences, 34, 4, 395—407.
- Evin M., Assier A., 1982. *Mesures d'orientations de blocks sur quelques glaciers rocheux des Alps du Sud. Etablissement de coefficients permettant l'étude des glaciers rocheux*. Zeitsch. f. Gletscherkunde und glazial geol., 18, 2, 107—126.
- Grochocka K., Pszczykowski A., 1966. *Opracowanie fotointerpreta-*

- cyjne pokrywy czwartorzędowej w Dolince Buczynowej i górnych partiach Doliny Waksmundzkiej w Tatrach. *Przegl. Geol.*, 5, 222—225.
- Hess M., 1965. *Piętra klimatyczne w polskich Karpatach Zachodnich*. Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr., 11.
- Hess M., 1968. *Próba rekonstrukcji klimatu w holocenie na terenie południowej Polski*. *Folia Quater.*, 29, 21—39.
- Klimaszewski M., 1988. *Rzeźba Tatr polskich*, Warszawa.
- Koperowa W., 1962. *Późnoglacialna i holocenska historia roślinności Kotliny Nowotarskiej*. *Acta Paleobotanica*, 2, 3, 1—66.
- Krupiński K. M., 1984. *Evolution of Late glacial and Holocene vegetation in the Polish Tatra Mts. based on pollen analysis of sediments of the Przedni Staw Lake*. *Bull. of the Polish Acad. of Sciences, Earth Sciences*, 31, 1—4, 37—48.
- Lužniš M., 1973. *Relief Vysokých Tatier a ich predpolia*, SAV, Bratislava.
- Nemčok A., 1982. *Zosuvy v Slovenských Karpatoch*. Bratislava.
- Nemčok A., Mahr T., 1974. *Kamenne ladovce v Tatrach*. *Geogr. časop.*, 4, 359—373.
- Trepińska J., Marciniak K., 1986. *Variability of the annual temperature range in Cracow (1826—1984)*. Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr., 69, 9—26.
- Vitek J. D., Giardino J. R., 1987. *Rock glaciers: A review of the knowledge base [w:] Rock glaciers*, Allen & Unwin, Boston, 1—26.
- Wicik B., 1984. *Osady jezior tatrzańskich i etapy ich akumulacji*. *Prace i Studia Geograficzne UW*, 5, 55—69.
- Więckowski K., 1984. *Makroskalowa charakterystyka osadów dennych jezior tatrzańskich*. *Prace i Studia Geograficzne UW*, 5, 39—54.

SUMMARY

A. Kotarba

RELICT ROCK GLACIERS AND DEGLACIATION PATTERN IN THE HIGH TATRA MOUNTAINS

According to previous findings (Dzierżek, Nitychoruk 1986) large areas of the High Tatra Mountains, glaciated in the Pleistocene, are interpreted as relict rock glaciers formed during the Oldest Dryas (valley rock glaciers) and Younger Dryas (cirque rock glaciers). So-called col glaciers are suggested to be formed during the Little Ice Age (Fig. 1). These conclusions causes many serious doubts. Therefore, detail geomorphological mapping in the High Tatra Mountains was undertaken by the author. As a result of these field studies geomorphological maps were constructed (Figs. 2, 4, 5, 6 and 9).

Most of relict rock glaciers recognized by Dzierżek and Nitychoruk (1986) have topography of a stagnant ice landscape. In some cases distinct recessional moraine systems are well visible. According to field mapping these forms were only occasionally affected by plastic deformations. Relict rock glaciers are

located on an altitudes ranging from 1450 m to 1950 m. According to paleoclimatic reconstruction by K o p e r o w a (1962) and H e s s (1968) boundary conditions for periglacial realm (discontinuous permafrost) existed in this altitudinal belt during the Younger Dryas (Fig. 10). During Holocene warming these conditions were shifted to an altitude of ca. 2200 m, i.e. in the bare rockwall and rocky summit belt. Such topography does not favour debris accumulation and rock glacier formation. It means, that the above described relict rock glaciers are not younger than ca. 10 ka BP. They are 200 m in length. Only one rock glacier, in the Świstówka Roztocka valley is 300 m in length.