

POLSKA
AKADEMIA
NAUK

PL ISSN 0012-5032

INSTYTUT GEOGRAFII
I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA

ADAM KOTARBA
MIECZYŚLAW KŁAPA
ZOFIA RĄCZKOWSKA

PROCESY MORFOGENETYCZNE
KSZTAŁTUJĄCE STOKI
TATR WYSOKICH



ROK 1983

ZESZYT 1

WROCŁAW · WARSZAWA · KRAKÓW · GDAŃSK · ŁÓDŹ

ZAKŁAD NARODOWY IMIENIA OSSOLIŃSKICH

WYDAWNICTWO POLSKIEJ AKADEMII NAUK

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

1976

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

1977

- 1 Zdjęcia i obrazy satelitarne w badaniach środowiska geograficznego, s. 147, zł 24,—
- 2 Przestrzenne modele symulacyjne, s. 153, zł 24,—
- 3 Integracja systemu planowania oraz rozwój miast w Europie Zachodniej, s. 120, zł 24,—
- 4 Badanie i zbieranie map. Przegląd historyczny, s. 78, zł 24,—

1978

- 1 Ekologia krajobrazu, s. 123, zł 24,—
- 2 Geografia zastosowań ekonomicznych, s. 95, zł 24,—
- 3-4 Teoria biegunów wzrostu, s. 254, zł 48,—

1979

- 1 Metodyka nauczania geografii, s. 165, zł 24,—
- 2 Metody sformalizowane w badaniach geokompleksów, s. 107, zł 24,—
- 3 Wybrane podstawy filozoficzne geografii współczesnej, s. 177, zł 24,—
- 4 Geografia jako nauka, s. 144, zł 24,—

1980

- 1 Wybrane problemy geografii miast, s. 135, zł 24,—
- 2 Teledetekcja środowiska geograficznego, s. 203, zł 24,—
- 3 Klęski żywiołowe a rozwój gospodarczy krajów Trzeciego Świata, s. 135, zł 24,—
- 4 Metody ilościowe w geografii transportu, s. 153, zł 24,—

1981

- 1 Współczesne kierunki metodologiczne w geografii Trzeciego Świata, s. 169, zł 24,—
- 2-3 Geografia społeczna, s. 155, zł 24,—
- 4 Problemy geografii rozwoju, s. 180, zł 24,—

1982

- 1-2 N. K. MUKITIANOW — Problemy metodologiczne teoretyzacji geografii, s. 146, zł 80,—
- 3-4 XXIV Międzynarodowy Kongres Geograficzny w Tokio — Japonia — 1980, s. 113, zł 80,—

**PROCESY MORFOGENETYCZNE
KSZTAŁTUJĄCE STOKI TATR WYSOKICH**

POLISH ACADEMY OF SCIENCES
INSTITUTE OF GEOGRAPHY AND SPATIAL ORGANIZATION

ADAM KOTARBA, MIECZYŚLAW KŁAPA,
ZOFIA RĄCZKOWSKA

PRESENT-DAY TRANSFORMATION
OF ALPINE GRANITE SLOPES
IN THE POLISH TATRA MOUNTAINS



YEAR 1983

FASC. 1

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

<http://rcin.org.pl>

POLSKA
AKADEMIA
NAUK

INSTYTUT GEOGRAFII
I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA

ADAM KOTARBA
MIECZYŚLAW KŁAPA
ZOFIA RĄCZKOWSKA

PROCESY MORFOGENETYCZNE
KSZTAŁTUJĄCE STOKI
TATR WYSOKICH



ROK 1983

ZESZYT 1

WROCŁAW • WARSZAWA • KRAKÓW • GDAŃSK • ŁÓDŹ
ZAKŁAD NARODOWY IMIENIA OSSOLIŃSKICH
WYDAWNICTWO POLSKIEJ AKADEMII NAUK

<http://rcin.org.pl>

KOMITET REDAKCYJNY

Redaktor Naczelny: Jerzy Grzeszczak
Zastępca Redaktora Naczelnego: Zuzanna Siemek
Członkowie: Maria Ciechocińska, Tadeusz Gerlach
Władysława Stola, Józef Skoczek
Sekretarz: Agnieszka Żurkowa

Adres Komitetu:
Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania
Polskiej Akademii Nauk
ul. Krakowskie Przedmieście 30, 00—927 Warszawa

Redaktor Wydawnictwa Hanna Jurek
Redaktor techniczny Maciej Szłapka

Printed in Poland

Zakład Narodowy im. Ossolińskich — Wydawnictwo. Wrocław 1983.
Nakład: 400 egz. Objętość: ark. wyd. 5,60, ark. druk. 5,25, ark. A₁-7.
Papier druk. sat. kl. IV, 70 g, 70 × 100. Oddano do składania 23 IX
1982. Podpisano do druku 31 III 1983. Druk ukończono w kwietniu
1983. Wrocławska Drukarnia Naukowa. Zam. 1277/83 U-8 Cena zł 60.—

SPIS TREŚCI

Przedmowa	7
Wprowadzenie	9
Obszar wysokogórski jako przedmiot badań współczesnych procesów morfogenetycznych	9
Pojęcie stoku wysokogórskiego	9
Metody określania dynamicznych cech stoków wysokogórskich	12
Eksperyment terenowy na stokach górskich	15
Badania współczesnych procesów morfogenetycznych w Tatrach Polskich	19
Historia badań	19
Charakterystyka obszaru badań eksperymentalnych oraz stosowane techniki	20
Typologia powierzchni stokowych w Tatrach Wysokich	31
Charakterystyka pogody w okresie badań	34
Dynamika stoków eksperymentalnych	43
Cechy utworów powierzchniowych jako wskaźnik współczesnych tenden- cji rozwojowych	43
Współczesna depozycja zwietrzelin na stokach eksperymentalnych	49
Transport zwietrzelin gruzowych na stokach doświadczalnych	60
Praca geomorfologiczna oraz stopień przekształcenia stoków	70
Wnioski końcowe	75
Literatura	77
Present-day transformation of alpine granite slopes in the Polish Tatra Mountains (Summary)	81
Рельефообразующие процессы формирующие склоны Высоких Татр (резюме)	83

PRZEDMOWA

Kolejne studium A. Kotarby, M. Kłapy i Z. Rączkowskiej nad procesami morfogenetycznymi w Wysokich Tatrach świadczy o niesłabnącym zainteresowaniu Zakładu Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyżyn Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN w Krakowie problemami ewolucji rzeźby tego niewielkiego skrawka terytorium Polski o charakterze wysokogórskim.

Badania te inicjowali zarówno prof. dr Mieczysław Klimaszewski, pierwszy kierownik naszego Zakładu, jak i prof. dr Alfred Jahn. Główną podstawą badań była Stacja Naukowa na Hali Gąsienicowej, kierowana od 1953 r. przez dr Mieczysława Kłapę.

Inspiratorem tej pracy był doc. dr Adam Kotarba, który uprzednio napisał kilka rozpraw na temat piętrowości procesów morfogenetycznych w węglanowej części Zachodnich Tatr. Od 1975 r. przeniósł swe zainteresowania na obszar granitowy Tatr Wysokich, rozszerzając zarówno wachlarz metod badawczych (zdjęcia lotnicze, fotogrametria naziemna), jak i zespół współpracowników obejmujący również naukowców z Uniwersytetu Warszawskiego i Instytutu Gospodarki Leśnej w Koszycach (Czechosłowacja). Stałe unowocześnianie warsztatu badawczego i dążenie do poznania nie tylko mechanizmu procesów, ale i do konstrukcji modelu ewolucji stoków jest cechą badań A. Kotarby.

Oddawane do druku wyniki badań realizowanych w problemie węglowym 10.2.09 w latach 1976—1980 są kolejnym etapem do poznania współczesnej ewolucji wysokogórskiej części Tatr.
Kraków, czerwiec 1981

Leszek Starkel

WPROWADZENIE

OBSZAR WYSOKOGÓRSKI JAKO PRZEDMIOT BADAŃ WSPÓŁCZESNYCH PROCESÓW MORFOLOGICZNYCH

Wśród kryteriów stosowanych w odróżnieniu obszarów wysokogórskich od średniogórskich najczęściej bierze się jako najważniejsze ich położenie ponad współczesną granicą lasu i plejstoceniową granicą wiecznego śniegu. Trzecią najważniejszą cechą jest występowanie aktywnych procesów peryniwalnych lub peryglacjalnych (Derruau 1968; Troll 1972). Te specyficzne cechy gór wysokich uświadamiają, jakie różnice geomorfologiczne, klimatyczne i ekologiczne istnieją między wysokimi a średnimi górami. Abiotyczne elementy środowiska wysokogórskiego (budowa geologiczna, a zwłaszcza właściwości pokryw oraz rzeźba terenu) decydują o tym, jakie zespoły procesów rzeźbotwórczych mogą wystąpić. Pozostałe elementy środowiska wpływają w istotny sposób na przebieg i natężenie procesów. Różnorakie uwarunkowania środowiskowe sprawiają, że procesy rzeźbotwórcze w wysokich górach występują w zespołach charakterystycznych dla poszczególnych form terenu w obrębie pięter klimatycznych i roślinnych, a ich przestrzenne rozmieszczenie ma charakter mozaikowy. Chociaż pięter klimatycznych i roślinnych nie można utożsamiać ze strefami, pionowa zmienność klimatyczna obszarów górskich czyni je użytecznymi przy sprawdzaniu koncepcji dziedzin czy systemów morfoklimatycznych wypracowanych w ramach klimatycznego kierunku w geomorfologii (Caine 1974), o ile istnieją dane na temat aktywności współczesnych procesów geomorfologicznych.

POJĘCIE STOKU WYSOKOGÓRSKIEGO

Stoki obszarów wysokogórskich były przedmiotem bardzo licznych studiów geomorfologicznych zarówno z punktu widzenia współczesnej ewolucji rzeźby, jak i ogólnych cech geomorfologicznych. Mimo to nie utworzono pojęcia „stok wysokogórski” jednoznacznie określającego jego cechy i odróżniającego go od innych stoków niewysokogórskich. Podstawowa trudność tkwi bowiem w tym, że elementy stoków występu-

jących w obszarach wysokogórskich są również często spotykane w obszarach nieznacznie wyniesionych nad poziom morza, leżących w różnych strefach klimatycznych. Jeżeli w nawiązaniu do koncepcji Trolla (1972) przyjmiemy, że za obszar wysokogórski uznamy taki, który przeszedł morfogenezę glacialną (górski cykl glacialny w sensie Davisa), a preglacialna rzeźba erozyjno-denudacyjna została przekształcona w glacialną, to można dla niego określić typowe cechy rzeźby. Występują w nim bowiem ostre skaliste grzbiety, opadające ścianami skalnymi lub stokami skalnymi, a dna dolin są wysłane materiałem zwietrzelinowym pochodzącym zarówno z wietrzenia, jak i niszczącej działalności lodowców przemieszczonych przez ruchy masowe. Odcinek stoku pomiędzy ścianą skalną a dnem doliny jest najczęściej wykształcony w formie stoku usypiskowego. Wykształcenie stoków jest więc wynikiem plejstoceńskich lub holocenijskich procesów glacialnych oraz funkcją czasu, jaki upłynął od momentu zaniku lodowców. Czas determinuje bowiem stopień adaptacji form polodowcowych do peryglacialnego cyklu morfogenetycznego. W rezultacie nałożenia cyklu glacialnego na tzw. cykl normalny (w sensie Davisa) i retuszu peryglacialnego lub peryniwalnego u schyłku glacjałów i w holocenie powstała rzeźba współczesnych wysokich gór. Elementy tej rzeźby najlepiej wyraża kształt i budowa stoków. Współczesne procesy morfogenetyczne, działające na stokach gór wysokich, ściśle zależą od wykształcenia powierzchni stokowych, a więc ich budowy, właściwości strukturalno-teksturalnych, nachylenia, sposobu utrwalania przez pokrywę roślinną i czynników hydrologiczno-meteorologicznych.

Nawiązując do inicjalnych form stoków wysokogórskich w obszarze alpejskim o różnym stopniu przeobrażenia glacialnego, Karrasch (1974) wyróżnił dwa typy stoków — wyrównany (Glatthänge) oraz schodowy (Treppenhänge). Przypisał im pewne właściwości dynamiczne. Przyjął więc, opierając się na badaniach własnych w Alpach i Górach Skalistych USA, że typ pierwszy — wyróżniony wcześniej przez Spreitzera (1960) — jest kształtowany przez wietrzenie fizyczne połączone z działalnością procesów grawitacyjnych i gelisoliflukcji, przy czym procesy degradacyjne pozostają w równowadze z produkcją zwietrzelin stokowych. Typ drugi jest natomiast produktem pedyplanacji, a ściślej mówiąc — krioplanacji. Głównymi czynnikami wyzwalającymi procesy są śnieg i woda roztopowa. Znaczną rolę przypisano procesom grawitacyjnym na powierzchni śniegu. Wnioski te nie wyczerpują wszystkich możliwości odnośnie do wykształcenia stoków wysokogórskich. Można bowiem wyróżnić zespoły odcinków stokowych oraz ich sekwencję, charakteryzując je pod kątem kształtu i wiodących procesów morfogenetycznych, podobnie jak to uczynili Dalrymple et al. (1968). Model taki opracował Caine (1974), wyróżniając hipotetyczny profil stoku alpejskiego składający się z pięciu podstawowych odcinków:

1) przywierzchniowy odcinek wododzielny (*interfluve*) modelowany przez ruchy masowe;

2) ściana skalna lub stok skalny (*free-face*) współcześnie kształtowany przez odpadanie, obrywy, erozję lawinową, korazję;

3) stok usypiskowy (*talus*) transformowany przez toczenie, lawiny, spływy gruzowe i depozycję materiału z odcinka wyższego;

4) podnóże stoku usypiskowego (*talus foot*), gdzie występują lodowce gruzowe i depozycja materiału z odcinka wyższego;

5) dno dolinne (*valley floor*) modelowane przez spływ i spłukiwanie powierzchniowe, a czasem przez ruchy masowe.

Wszystkie odcinki mogą wystąpić na jednym stoku, często jednak brakuje odcinka pierwszego. Nie zawsze wykształca się też odcinek ostatni, rozumiany jako nachylona powierzchnia przystokowa. Często bowiem, zwłaszcza w krasowych obszarach wysokogórskich, stok usypiskowy przechodzi bezpośrednio w płaskie dno nie będące elementem rzeźby stoków.

Podobną analizę odcinków stokowych w wysokogórskiej części Południowych Alp Nowozelandzkich przeprowadził Mc Arthur (1975). Od wierzchołków do den dolinnych wyróżnił następującą sekwencję odcinków (stref):

1) krótki wypukły wierzchołek charakteryzujący się działalnością aktywnych procesów kriogenicznych;

2) niewyrównany (schodowy) okryty gruzem fragment powierzchni skalnej, czasami ze skalnymi turniczkami wystającymi ponad płaszcz gruzu;

3) ściana skalna albo bardzo często strefa stromych skalnych żeber, często zakończonych przeważnie małymi ściankami, oddzielonych żlebami skalnymi wypełnionymi gruzem;

4) strefa okrytych gruzem niewyrównanych skał często ze szczątkowymi turniczkami wznoszącymi się ponad cienki płaszcz gruzu;

5) strefa piargów często wykształconych w formie przenikających się stożków usypiskowych utworzonych poniżej ujęć żlebów lub pojedynczych hałd gruzowych;

6) płaszcz koluwalny obrzeżający hałdę;

7) strefa stożków napływowych utworzona na starszych, glacialnie zerodowanych dnach dolinnych.

Wymienione strefy układają się na ogół w przedstawionej kolejności, lecz nie zawsze występują wszystkie. Czwarta strefa, stoku skalnego okrytego cienką pokrywą zwietrzelinową w wielu obszarach górskich, uzyskuje rozległe rozprzestrzenienie. W tej sytuacji, gdy żleby rozczłonkujące stok osiągają nachylenie dna około 30°, cały materiał dostarczany przez wietrzenie i odpadanie ze szczątkowych turniczek jest odprowadzany do strefy niższej. Wskutek bocznego cofania żlebów i redukcowania grzęd międzyżlebowych (zeber skalnych) powstają stoki naj-

pierw niewyrównane bez turniczek, określane jako skalno-zwietrzelinowe (Kotarba 1976), a następnie łagodniejsze, gładkie stoki proste o nachyleniach około 30°. Powstaje gładki stok dojrzały, richterowski (Klimaszewski 1978; Young 1972). Stoki takie, opisane po raz pierwszy przez Richtera (1901), na obszarze Alp są często spotykane w innych wysokich górach, nie wyłączając Tatr, i mogą być uważane za charakterystyczne formy dla tych krajobrazów.

METODY OKREŚLANIA DYNAMICZNYCH CECH STOKÓW WYSOKOGÓRSKICH

Dużych trudności następuje określenie aktywności procesów w wysokich górach. Ich intensywność jest znacznie większa w porównaniu z obserwacjami w górach średnich i niskich. Dotyczy to zwłaszcza procesów katastrofalnych przemieszczających duże ilości mas skalnych i zwietrzelinowych na znaczne odległości. Również intensywność procesów sekularnych jest znacznie większa w wysokich górach w porównaniu z odpowiednimi procesami w górach średnich i niskich. Najskuteczniejsze techniki pomiarowe uwzględniają użycie znacznego materiału (lakier, sproszkowana farba, miął węglowy i in.) stałych i ruchomych punktów pomiarowych oraz różnego typu łapaczy. Techniki te znalazły zastosowanie w pracach dotyczących wysokich gór, w tym również Tatr Polskich (np. Dobija 1973; Kotarba 1970; 1976). Natomiast przestrzenny zasięg działania określonych procesów jest wyznaczany za pomocą pomiarów terrofotogrametrycznych (np. Błagowolin, Cwietkow 1972; Midriak 1972) lub systematycznej rejestracji zdarzeń zachodzących na stokach górskich za pomocą zamontowanych na stałe kamer filmowych (Cernusca 1972; Okuda 1978) i telewizyjnych (Okuda 1978; Okuda, Suwa 1979). Stosowane są również powtarzane pomiary zmian wybranych mikro- i mezoform stokowych przy użyciu podstawowych pomiarów geodezyjnych (Kotarba 1976).

Punktowe lub wycinkowe pomiary procesów lub zespołów procesowych winny być umiejscowione w obrębie głównych elementów rzeźby oraz zespołów procesowych.

Kienholz (1978), przedstawiając mapę stopnia zagrożenia egzystencji ludzkiej na obszarze Grindelwald w Szwajcarii, na mapie w skali 1:10 000 pokazał obszary o różnym stopniu zagrożenia, które wyznaczył na podstawie szczegółowych kartowań geomorfologicznych stoków i obserwacji procesów morfogenetycznych. Wykorzystano również zapiski ze starszych kronik dotyczących katastrof. Każdemu wydzielonemu obszarowi przypisano jeden dominujący proces morfogenetyczny. Podobne podejścia reprezentowali Ives i Bovis (1978). Jednak jednym z pierwszych zastosowanych rozwiązań było podejście metodyczne reprezentowane przez Ottmann (1961). Po wykonaniu kartowania geomor-

fologicznego na arkuszu Barcelonnette (Alpy Kotyjskie) w skali 1 : 50 000 splanimetrowano wszystkie formy w obrębie stoków. Poszczególnym typom form przypisano treść dynamiczną (wiodący proces działający współcześnie w ich obrębie), a następnie określono procentowy udział tych procesów na stokach o różnej ekspozycji i położonych w różnych przedziałach wysokościowych od 1000 do 3000 m npm. Dla czterech podstawowych procesów (odpadanie, działalność lawin, splukiwanie rozproszone i rozcinanie stoków) określono pionowe zasięgi ich występowania.

Spośród innych opracowań należy wspomnieć o próbie Panizy (1973; 1978), który przedstawił wiele przykładów map geomorfologicznych z obszaru Włoch, a więc m.in. Alp, Prealp Weneckich oraz Apeninów. Mapy geomorfologiczne w skali 1 : 15 000, 1 : 20 000 i 1 : 25 000 użył jako podstawy do skonstruowania map stabilności geomorfologicznej. Na mapach tych wyróżniono powierzchnie noszące ślady działania aktywnych procesów rzeźbotwórczych działających współcześnie. Obszary niestabilne sklasyfikowano biorąc za kryterium rodzaj procesu morfogenetycznego wywołującego ową niestabilność oraz cechy litologiczne podłoża sprzyjające degradacji. Wyróżniono procesy brzegowe, fluwialne, eoliczne, stokowe, antropogeniczne oraz różne. Ta ostatnia grupa uwzględnia procesy związane z powodziami i lawinami. Wśród procesów stokowych dokonano rozróżnienia na powierzchniowe, liniowe i wgłębne. Mapa zawiera tylko względne wyróżnienia niestabilności, pomijając zupełnie obszary stabilne. Dlatego mapy te nie mogą być używane osobno bez map geomorfologicznych.

Analiza profilów stoków wysokogórskich jest innym sposobem określania dynamicznych cech rzeźby wysokogórskiej. Polega ona na wydzielaniu odcinków morfodynamicznych występujących na stokach. Podczas wydzielania odcinków należy uwzględnić rodzaj podłoża skalnego, charakter pokryw, nachylenia, rodzaj roślinności, położenie w obrębie piętra klimatycznego oraz wiodące i towarzyszące procesy morfogenetyczne. Analizuje się następstwo odcinków morfodynamicznych od wierzchołki grzbietowej do dna doliny i określa powiązania procesów występujących w kolejnych odcinkach. Potraktowanie odcinków stokowych jako kateny pozwala na wytłumaczenie źródeł i mechanizmu degradacji, transportu oraz agradacji utworów powierzchniowych w ramach jednego stoku, często położonego w dwu lub więcej piętrach klimatycznych i roślinnych. Próbę analizy procesów na podstawie profili stokowych wykonał Kotarba (1976). Teoretyczne podstawy analizy procesów, opierając się na odcinkach morfodynamicznych stworzyli Dalrymple et al. (1968), a dla stoków wysokogórskich zaadoptował Caine (1974). Ten ostatni autor opracował ponadto ogólny model transportu utworów powierzchniowych w środowiskach alpejskich, opierając się na wynikach badań w łańcuchu górskim Colorado Front Range. Dane uzys-

kane z badań na wybranych profilach stoków są podstawą do analizy dynamiki rzeźby w obrębie zlewni alpejskiej. Zlewnię traktuje się jako system przyrodniczy składający się z dwóch subsystemów: stokowego lub stokowo-wierzchowinowego i korytowego, które są dynamicznie zintegrowane.

Podjmując badania nad przebiegiem i natężeniem współczesnych procesów morfogenetycznych w obszarach wysokogórskich, niewątpliwie najbardziej korzystne jest zastosowanie równocześnie obydwu podejść metodycznych. Studia takie winny być uzupełnione pracami morfometrycznymi na mapach topograficznych. Wytlumaczenie wielu zjawisk jest możliwe tylko przy uwzględnieniu takich cech, jak ekspozycja i nachylenia stoków, długość stoków oraz gęstość i głębokość rozczłonkowania. Okazuje się bowiem, że w bardzo podobnych pod względem klimatycznym i florystycznym wysokogórskich środowiskach przyrodniczych intensywność procesów krótkotrwałych, lecz katastrofalnych w skutkach i decydujących o współczesnym reliefie stoków i jego przekształcaniu, zależy od cech morfometrycznych (Hewitt 1972).

EKSPERYMENT TERENOWY NA STOKACH GÓRSKICH

Badania współczesnych procesów morfogenetycznych najczęściej prowadzą się do przeprowadzania eksperymentów w terenie. Według zaleceń Komisji Eksperymentów Terenowych w Geomorfologii MUG (IGU Commission on Field Experiments in Geomorphology), utworzonej podczas Kongresu MUG w Moskwie w 1976 r., za eksperyment można uznać takie postępowanie, które spełnia następujące warunki: (Slaymaker, Rapp, Dunne 1978):

- 1) sprawdzanie wcześniej postawionej hipotezy,
- 2) szczególna uwaga jest zwrócona na zróżnicowanie zjawisk w przestrzeni i czasie oraz określona reprezentacyjność punktów, w których przeprowadza się eksperymenty,
- 3) są wprowadzane innowacje w zakresie metod badań terenowych,
- 4) dokonuje się pomiarów, które są następnie podstawą do przeprowadzania analizy i formułowania wniosków w odniesieniu do postawionej na początku hipotezy.

Praktyka badań wskazuje, że istnieje zasadnicza trudność w ustaleniu właściwych hipotez geomorfologicznych w określonych warunkach naturalnych, na które składa się kompleks czynników bardzo zróżnicowanych przestrzennie w środowisku wysokogórskim. Dla postępu badań w zakresie współczesnej dynamiki rzeźby górskiej ważniejsze jest postawienie podstawowych pytań i określenie generalnych założeń badań terenowych, tak by były one źródłem danych porównywalnych i reprezentatywnych dla obszarów, nawet jeśli różnią się budową geologiczną, rzeźbą i innymi elementami środowiska.

Wiele hipotez naukowych jest wprawdzie sformułowanych w terminach ilościowych, a ich testowanie polega na zmienianiu wartości zmiennych niezależnych i sprawdzaniu czy zmienna zależna przyjmuje wartości zgodnie z hipotezą (Hempel 1968). Mamy wtedy do czynienia z testowaniem hipotezy za pomocą eksperymentu. W geomorfologii mamy jednak często sytuacje takie, że żadna określona hipoteza nie została sformułowana. Wtedy inspiracją do badań eksperymentalnych jest ogólnikowy domysł, przypuszczenie, że pewne czynniki mają wpływ na przebieg zjawiska. Eksperyment służy wtedy jako metoda tes-

towania. Pozwala określić, czy i w jakim stopniu obserwowane czynniki decydują o występowaniu badanych zjawisk oraz jaki jest ich wzajemny stosunek do siebie. Przy rozwiązywaniu podstawowych pytań na podstawie wyników badań eksperymentalnych nieodzowne staje się zastosowanie statystyki matematycznej pozwalającej na sformułowanie zależności funkcyjnych.

Geomorfologiczny eksperyment terenowy w zasadzie znajduje zastosowanie w geomorfologii dynamicznej, której zadaniem jest poznanie genezy i rozwoju form na podstawie badania przebiegu i natężenia procesów morfogenetycznych. Działanie procesów może być długotrwałe, powolne i obejmować rozległe fragmenty powierzchni Ziemi. Zachodzące wtedy zmiany nie są dostrzegalne i mierzalne w krótkim okresie. Procesy te nazwano sekularnymi lub umiarkowanymi (Kotarba 1976) i przeciwstawiono je procesom katastrofalnym zwanym również ekstremalnymi. Za katastrofalne uważamy nie tylko te procesy, które pociągają za sobą znaczne straty materialne w obszarach zamieszkałych przez ludzi (Scheidegger 1975). Takie podejście wymaga bowiem uznania, że procesami katastrofalnymi nazywamy procesy bardzo powolne, sekularne, prowadzące do zniszczenia wytworów ludzkiej działalności (np. osiadanie Wenecji). W naszych rozważaniach rozumiemy pod tym pojęciem procesy, które działają tylko okresowo, ale z wyjątkowym natężeniem powodującym wystąpienie przerwy w ciągłym rozwoju rzeźby (Rapp 1963), spowodowanym zaburzeniem równowagi dynamicznej utworzonej w warunkach klimatycznych charakterystycznych dla danego regionu morfoklimatycznego (Starkel 1976).

Zjawiska katastrofalne na stokach są zlokalizowane przestrzennie (linijnie, punktowo, płatowo), rzadko występują w tym samym miejscu (Kotarba 1976) i przejawiają się w postaci gwałtownych ruchów masowych. W przeciwieństwie do nich denudacja ciągła obejmuje powierzchniowo rozprzestrzenione spływanie, spłukiwanie i denudację chemiczną (Selby 1974). Często zachodzi trudność przy ustalaniu, czy dane zjawisko można zaliczyć do katastrofalnych. Tak na przykład lawiny śnieżne w wysokich górach są zjawiskiem wprawdzie nieciągłym, ale pospolitym. Występują na pewnych stokach wielokrotnie w ciągu roku i mogą przemieszczać luźny materiał gruzowy przygotowany w procesie wietrzeńia. Można by więc sądzić, że skoro corocznie transportują gruz ze stoków i ścian skalnych na stoki piargowe i tam go składają, to są procesami semisekularnymi w środowisku wysokich gór. Pomiaru tereno- we nad efektywnością morfogenetyczną lawin wskazują jednak, że rola poszczególnych lawin jest różna, gdyż różne ilości gruzu są przez nie uruchamiane. Należy więc ustalić warunki graniczne — progowe, pozwalające na jednoznaczne kwalifikowanie poszczególnych zjawisk do odpowiednich kategorii.

Dla bardziej precyzyjnego rozdzielenia tych dwóch kategorii procesów proponujemy rozpatrzenie kwestii na podstawie pojęcia stanu równowagi. Wśród ośmiu różnych stanów wyróżnionych przez Chorley i Kennedy (1971) wprowadzono pojęcie równowagi metastabilnej (metastable equilibrium), dynamicznej (dynamic equilibrium) oraz dynamicznej metastabilnej (dynamic metastable equilibrium).

W warunkach równowagi metastabilnej stan równowagi utrzymywany na jakimś określonym poziomie jest zmieniany w inny stan systemu, wskutek wystąpienia warunków progowych (threshold), po czym ustalają się nowe warunki równowagi.

Stan równowagi dynamicznej ma taki system, w którym fluktuacje spowodowane występowaniem określonych czynników są zróżnicowane, a cały system ulega powolnej, spokojnej ewolucji w czasie. Fluktuacje te są tak małe, że system obserwowany w krótkim odcinku czasu nie wykazuje istotnych zmian w swej ewolucji, jak gdyby pozostawał w warunkach równowagi stanu stałego (steady state equilibrium). W przypadku wystąpienia impulsów wytrącających z równowagi system o równowadze dynamicznej, dochodzi do zapoczątkowania nowego reżimu równowagi dynamicznej, lecz na innym poziomie. Przejście do nowej równowagi jest spowodowane przez fluktuację będącą wielokrotnością tych, jakie występowały w warunkach równowagi dynamicznej. Ten nowy stan równowagi złożonej jest określany jako równowaga metastabilna dynamiczna.

Fluktuacje progowe większe od przeciętnych, a powodujące przejście systemu do nowych warunków równowagi, odpowiadają w przyrodzie zjawiskom katastrofalnym, a procesy morfogenetyczne im towarzyszące można uznać za katastrofalne z morfodynamicznego punktu widzenia. Przekładając przedstawione powyżej warunki równowagi na język geomorfologiczny, można określić stany równowagi stoków górskich. Stok piargowy, którego ewolucja odbywa się wskutek nadbudowywania materiałem dostarczonym ze ścian skalnych i rozmywania przez wody opadowe i roztopowe, znajduje się w warunkach równowagi stanu stałego (steady state equilibrium), gdy w dłuższym okresie dostawa materiału na stok jest równoważona przez odprowadzanie poza jego obręb lub w równowadze dynamicznej (dynamic equilibrium). W drugim przypadku stok nie zachowuje swych cech morfometrycznych w dłuższym odstępie czasu, ale ulega powolnej zmianie. Poszczególne jego części są nadbudowywane lub obniżane, a ich wysokość ponad bazę denudacyjną rośnie lub maleje.

Stan metastabilnej równowagi dynamicznej jest charakterystyczny dla stoków okresowo modelowanych przez zjawiska katastrofalne, takie jak gwałtowne opady, rzędu 100 i więcej milimetrów na dobę, powodujące upłynnianie mas ziemno-gruzowych, osuwania lub wzmożoną erozję wąwozową. Stoki modelowane przez takie procesy zmieniają wy-

rażnie swe cechy morfometryczno-morfograficzne, a poszczególne części stoku są obniżone lub podniesione. Wystąpienie procesów katastrofalnych jako skutek nadzwyczajnych zjawisk hydrometeorologicznych oznacza, że zostały przekroczone warunki progowe. Do danego stoku jako systemu została przyłożona siła zewnętrzna (gwałtowny opad), przekraczająca siły działające w warunkach równowagi dynamicznej charakterystycznej dla danego regionu morfoklimatycznego. Dla takich sytuacji Schumm (1973) wprowadza pojęcie progę zewnętrznego (extrinsic threshold). Mogą również powstać zjawiska katastrofalne w wyniku działania procesów sekularnych. Długotrwałe działanie wietrzenia lub powolnych ruchów masowych prowadzi do osłabienia struktury materiału budującego stoki i może wyzwolić gwałtowne ruchy masowe, nie związane z wystąpieniem czynników zewnętrznych. Takie katastrofalne zjawiska są skutkiem powstania progowych warunków wewnętrznych (intrinsic threshold).

Między zjawiskami progowymi ewolucja rzeźby postępuje nadal w sposób podobny jak przed wystąpieniem zjawiska (przy zachowaniu poprzedniego trendu klimatycznego), lecz na innym poziomie. Formy powierzchni ziemi rozwijają się wskutek działania procesów katastrofalnych wywołujących zmiany stanu ich równowagi oraz procesów sekularnych powodujących zacieranie cech morfologicznych wytworzonych podczas tych zdarzeń (Kotarba 1976; Selby 1974). W różnych środowiskach naturalnych rozwój rzeźby stoków odbywa się w niejednakowym tempie. Zależy ono bowiem od częstotliwości i natężenia zjawisk katastrofalnych (Wolman, Miller 1960; Selby 1974), uwarunkowanych klimatem środowisk górskich oraz występowaniem innych czynników endogenicznych takich, jak trzęsienie ziemi. W obszarach wysokogórskich w istotny sposób nakłada się na wyżej wspomniane czynniki element energii istniejącej już rzeźby wyrażonej za pomocą zróżnicowania długości stoków, wysokości względnych, spadków i stopnia fragmentacji rzeźby. Przy tych samych zjawiskach hydrometeorologicznych mogą bowiem wystąpić różne pod względem natężenia procesy katastrofalne. W rozważaniach tych pominięto wpływ budowy geologicznej gór na charakter i tempo ich modelowania.

W świetle powyższych rozważań rysuje się ostatni bardzo ważny warunek określający, czy postępowanie badawcze kwalifikuje się do miana eksperymentu geomorfologicznego. Przy wyjaśnianiu hipotezy naukowej lub badaniu nieznanych zjawisk, mających szersze znaczenie paleogeomorfologiczne, a więc przy wyjaśnianiu genezy zasadniczych form rzeźby, prace eksperymentalne muszą mieć odpowiednio długi ciąg czasowy, conajmniej 5-letni, pozwalający na określenie rytmiki zdarzeń zarówno sekularnych, jak i katastrofalnych.

BADANIA WSPÓŁCZESNYCH PROCESÓW MORFOGENETYCZNYCH W TATRACH POLSKICH

HISTORIA BADAŃ

Badania współczesnych procesów morfogenetycznych rozpoczęto w połowie lat pięćdziesiątych w Stacji Naukowej Instytutu Geografii PAN na Hali Gąsienicowej. Najczęściej pod pojęciem procesu morfogenetycznego lub rzeźbotwórczego rozumiemy takie działanie czynnika, które prowadzi do przekształcenia subsystemu stokowego lub dolinnego (rozumianych jako subsystemów otwartych). Jest ono wynikiem łańcucha następujących po sobie lub sprężonych wzajemnych oddziaływań i prowadzi do degradacji, transportu i depozycji. Przekształcenia zachodzą pod wpływem czynników fizycznych. Tak rozumiane procesy można zdefiniować w nawiązaniu do poglądów Armanda (1980) i Klimaszewskiego (1978).

Stosując proste przyrządy pomiarowe określono na Hali Gąsienicowej intensywność niektórych procesów, a więc mrozowych ruchów gruntu, przemieszczanie zwietrzliny przez lód włóknisty i spełzywanie (Gerlach 1959, 1972; Kłapa 1963, 1966, 1968, 1970, 1980). W dalszych studiach rozszerzono zainteresowania na zespół procesów, związanych z denudacją chemiczną, mechaniczną, ruchy masowe, procesy eoliczne i fluwialne (Dobija 1973; Gieysztor 1961; Kaszowski 1969, 1973; Kotarba 1970, 1971, 1972; Dudziak 1969, 1974). Szczegółowe opracowania dostarczyły pojedynczych danych o przebiegu i natężeniu badanych procesów w różnych punktach Tatr, rozmieszczonych na zróżnicowanym litologicznie podłożu. Dopiero następne prace — zlokalizowane w jednej lub dwóch dolinach, ale na wielu punktach — doprowadziły do obliczenia wskaźników intensywności podstawowych procesów geomorfologicznych na podłożu węglanowym w czterech piętrach klimatyczno-roślinnych (Kotarba 1976) lub krystalicznym (Koszyk 1977; Rączkowski 1977).

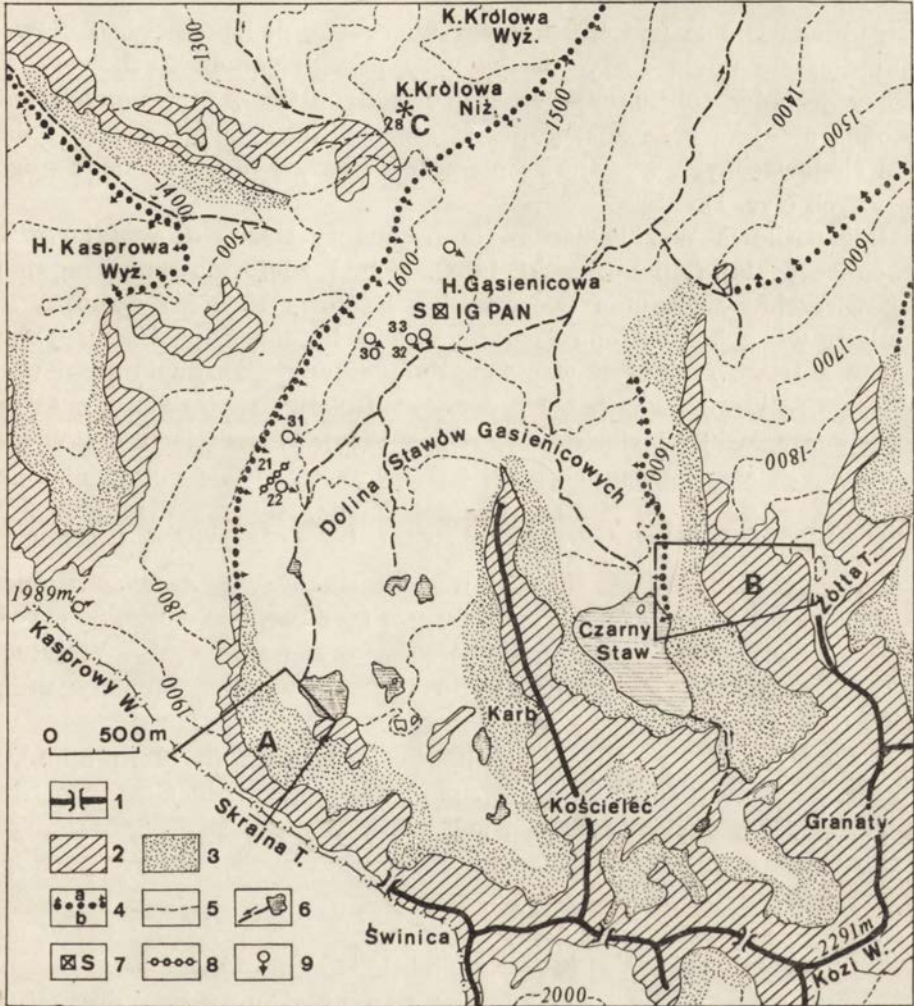
Mimo stosunkowo bogatej literatury geomorfologicznej, odczuwa się brak szczegółowych informacji na temat regionalnego zróżnicowania przebiegu i natężenia procesów w poszczególnych dolinach.

Istniejące dane, chociaż informują ogólnie o rzędzie wielkości procesów, nie upoważniają do wykonania map współczesnej dynamiki rzeźby w ujęciu ilościowym. Dotychczasowa wiedza o współczesnym tempie transformacji istniejącej rzeźby pozostaje w rażącej dysproporcji w stosunku do aktualnej znajomości genezy form. Pozwala ona jedynie na charakterystykę jakościową. Dlatego pierwszym etapem prac było skonstruowanie kartograficznego obrazu zróżnicowania procesów rzeźbotwórczych. Obraz ten może być podstawą do oceny stopnia przeobrażania naturalnej rzeźby Tatr Polskich oraz do określania aktualnych tendencji w przebiegu współczesnych procesów morfogenetycznych (Kaszowski, Kotarba 1976). W pracach badawczych prowadzonych w latach 1975—1979 w otoczeniu Hali Gąsienicowej postawiono sobie za cel określenie przestrzennego zróżnicowania intensywności procesów w obrębie stoków wysokogórskich. Z uwagi na szczupłość kadry realizującej temat ograniczono się do kilku elementarnych stoków Tatr Wysokich. Badania o charakterze półstacjonarnym realizował zespół w składzie: dr Mieczysław Kłapa, doc. dr hab. Adam Kotarba, mgr inż. Jan Sroka (do 1977 r.) i mgr Zofia Sowińska-Rączkowska (od 1977 r.). Praca została wykonana w ramach problemu 10.2., temacie 4: *Typologia geosystemów górskich i wyżynnych z punktu widzenia doboru optymalnych form użytkowania*¹.

CHARAKTERYSTYKA OBSZARU BADAŃ EKSPERYMENTALNYCH ORAZ STOSOWANE TECHNIKI

Górna część doliny Suchej Wody leży na pograniczu Tatr Wysokich i Zachodnich. W jej obrębie występują elementy klasycznej rzeźby wysokogórskiej alpejskiej, uformowanej dzięki przeobrażeniom spowodowanym przez plejstocenijskie zlodowacenia. Na typowy relief alpejski składają się ostre, skaliste grzbiety typu grani oraz strome lub pionowe, a nawet przewieszzone, stoki i ściany skalne, będące częściami cyrków lodowcowych (cała grań od Skrajnej Turni do Świnicy, przez Kozie Wierchy po Granaty i Fajki). Dobrze rozwinięte stoki usypiskowe i usypiskowo-napływowe są zlokalizowane u podnóży stoków skalnych i ścian. W peryferycznych częściach trzonu krystalicznego (Żółta Turnia) oraz strefie zbudowanej z granitoidów typu Goryczkowej (Beskid, Uhrocie Kasprowe) wykształcił się relief stoków dojrzałych, lokalnie gładkich, okrytych cienką warstwą zwietrzelin. W ich obrębie wykształcone są formy niwalne w postaci zawieszonych źródłowych odcinków dolin bocz-

¹ Prace fotogrametryczne na Skrajnej Turni oraz plany w skali 1 : 1000 zostały wykonane przez zespół z Katedry Fotogrametrii Uniwersytetu Technicznego w Bratysławie (dr inż. J. Petraš; współpraca dr inż. R. Midriak). Podobne prace dla Żółtej Turni wykonał zespół Pracowni Fotointerpretacji Geograficznej Uniwersytetu Warszawskiego pod kierunkiem dr J. Ołędzkiego.



Ryc. 1. Szkic geomorfologiczny górnej części doliny Suchoj Wody

1 — główne granie i przełęcze, 2 — ściany i stoki skalne, 3 — stoki usypiskowe, 4a — zasięg den dolin i stoków wysypanych osadami glacialnymi, 4b — stoki skalno-pokrywowe, 5 — poziomicze, 6 — jeziora i potoki, 7 — stanowiska do pomiaru spłukiwania powierzchniowego i śródpokrywowego, 8 — stanowiska do pomiaru spełzwywania pokryw glebowo-zwietrzelnowych, 9 — stanowiska do pomiaru orających głazów; A — stok eksperymentalny Skrajnej Turni, B — stok eksperymentalny Złotej Turni, C — stanowisko eksperymentalne do pomiaru deflacji

Geomorphological features of study area in the upper part of the Sucha Woda Valley

1 — main ridges and passes, 2 — rockwalls or rocky slopes, 3 — slopes covered by glacial drift deposits, 4a — limit of rocky floors and slopes covered by glacial drift deposits, 4b — debris covered rock slopes, 5 — contours, 6 — lakes and streams, 7 — sites for the study of surface wash and troughflow, 8 — sites for the study of soil creep, 9 — ploughing blocks; A — the "Skrajna Turnia" experimental slope, B — the "Złota Turnia" experimental slope, C — site for the study of deflation (wind action on ridge crest)

nych (Sucha Dolina pod Kasprowym Wierchem, pod przełęczą Liliowe). Stoki dojrzałe noszą ślady morfogenezy peryglacialnej. Zachowały się zespoły jeziorów soliflukcyjnych gruzowo-ziemistych, utrwalonych roślinnością alpejską oraz mikrorelief teraset soliflukcyjnych. Rozległe dna dolin zlodowaconych wysłane są płaszczem pokryw morenowych na ogół blokowych (ryc. 1).

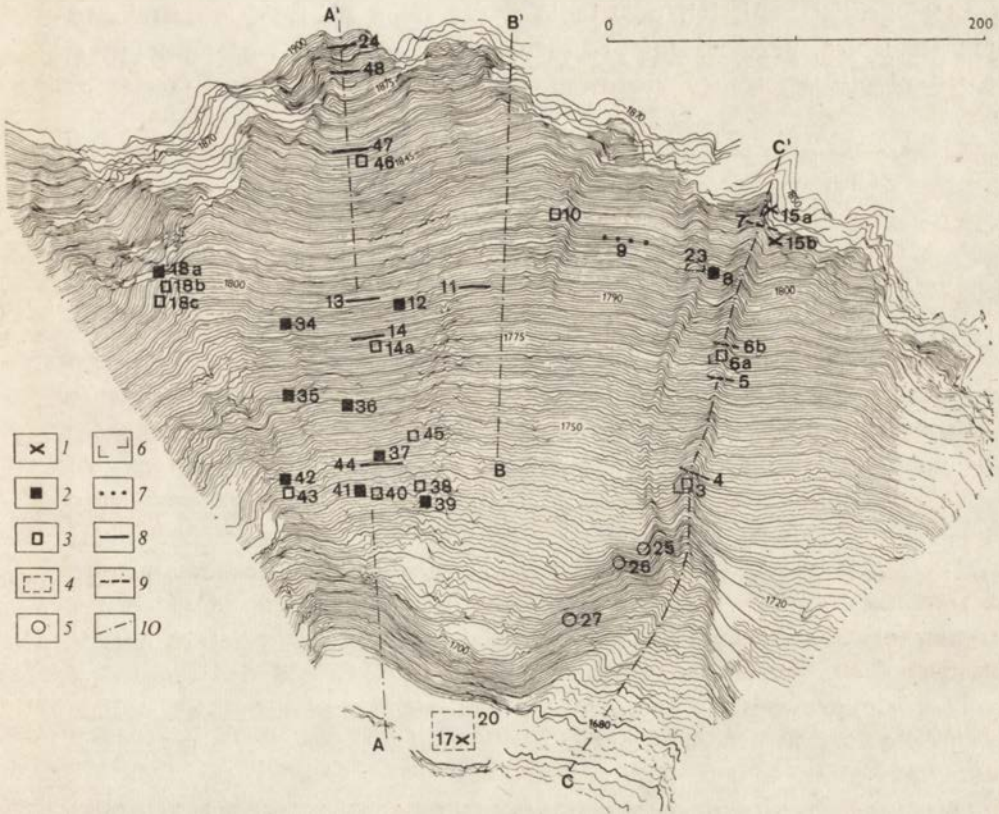
Hala Królowa Wyżnia zachowała fragmenty starej, dojrzałej rzeźby dolnopliocenińskiej (Klimaszewski 1962). Ponad zdeformowane fragmenty powierzchni zrównania (Karczmisko, Królowa Rówień) wznoszą się kopulaste wierzchołki (Kopa Królowa Wielka i Mała, Kopa Magury) zbudowane z triasowych serii wapienno-dolomitowych. Dojrzałe stoki tych wzniesień są wygładzone przez procesy soliflukcji i spełzywania oraz segregacji mrozowej (Gerlach 1959; Kłapa 1966). W częściach przywierzchowych eksponowanych ku S i SW wykształcił się mikrorelief deflacyjny (np. na Kopie Królowej Małej, Kopie Magury, Przełęczy Meczy i fragmentach Uhrocia Kasprowego).

Ogromna różnorodność form i osadów stokowych, a także stopień ich współczesnej stabilizacji przez pokrywę roślinną, powoduje, że przedmiotem badań mogły stać się tylko ich wybrane fragmenty. W latach 1975—1976 zainstalowano punkty do badania współczesnej dynamiki rzeźby na następujących stokach:

- a) opadającym ku północy stoku Skrajnej Turni (2079 m npm.),
- b) stoku Żółtej Turni (2087 m npm.) opadającym do Czarnego Stawu Gąsienicowego (ekspozycja zachodnia),
- c) stoku Uhrocia Kasprowego na odcinku do Suchej Doliny po Kope Magury (ekspozycja SE),
- d) przywierzchowej części stoków eksponowanych ku SE w obrębie Kopy Królowej Małej (wysokość ok. 1580 m npm.).

Doświadczalny stok Skrajnej Turni reprezentuje typ stoku młodego podciętego glacialnie. Ściana skalna jest rozczłonkowana wskutek nierównomiernego cofania nawiązującego do systemów spękań ciosowych. Dlatego w jej obrębie powstały upłyzy i półki strukturalne (orograficznie prawa część ściany) oraz system żlebów skalnych przedzielonych grzędami skalnymi wykształconymi w formie ostróg i iglic (orograficznie lewa część ściany od strony przełęczy Liliowe). Z rozwojem ściany skalnej był genetycznie związany rozwój stoku usypiskowego. W strefie wierzchołka Skrajnej Turni powstały dwa rozległe stożki usypiskowe, natomiast u podnóża centralnej części ściany skalnej powstała hałda gruzowa. Lewej, poźlebionej części ściany towarzyszy hałda gruzowa rozczłonkowana rynnami korazyjnymi.

W obrębie stoku doświadczalnego Skrajnej Turni występują więc trzy rodzaje stoków usypiskowych różniące się cechami morfometrycz-



Ryc. 2. Rozmieszczenie punktów pomiarowych na stoku eksperymentalnym Skrajnej Turni

1 — wietrzenie fizyczne i denudacja chemiczna okruchów skalnych, 2 — akumulacja gruzu na powierzchni stoku (oczyszczone powierzchnie skalne i bloki), 3 — akumulacja gruzu na powierzchni stoku (siatki plastikowe), 4 — akumulacja materiału przytransportowanego przez lawiny (poletko o powierzchni 400 m²), 5 — orające głazy, 6 — przemieszczenie pokryw wskutek spęływania, soliflukcji itd. (system łapaczy), 7 — spęływanie pokryw (system kołków, gwoździ umieszczonych w gruncie wzdłuż linii poprzecznej do spadku), 8 — spęływanie piargów (linie poprzeczne wyznaczone za pomocą malowanych okruchów), 9 — spęływanie, splukiwanie i spływy gruzowe (linie poprzeczne ze znacznym materiałem), 10 — linie profilów stoków

The „Skrajna Turnia” experimental slope. Location of sites for study of present-day processes

1 — physical weathering and chemical denudation of rock particles (weighted fragments of granite, limestone, dolomite and other rocks), 2 — debris accumulation of the slope surface (debris clea red rock surfaces and blocks), — 3 debris accumulation on the slope surface (plastic nets instead of debris-cleared surface), 4 — accumulation of avalanche materials (debris cleared measurement plot of 400 sq. m), 5 — ploughing blocks (surface pegs fixed into stable ground behind the block and painted marks on block; distance determined by survey after known period), 6 — sheet displacement by soil creep solifluction or frost creep collecting pits/, 7 — soil creep (surface pegs=nails, fixed in the ground at different depths across the slope), 8 — true talus creep (painted stone lines across the slope), 9 — debris and mud displacement by talus creep, debris/mud flows and washing painted stones and finer particles located across the slope, 10 — lines of cross-profiles

no-morfograficznymi. Ich powstanie wiąże się z różnym, ukierunkowanym strukturą, przebiegiem procesów wietrzeniowych i grawitacyjnych po ustąpieniu ostatniego zlodowacenia w dolinie Stawów Gąsienicowych.

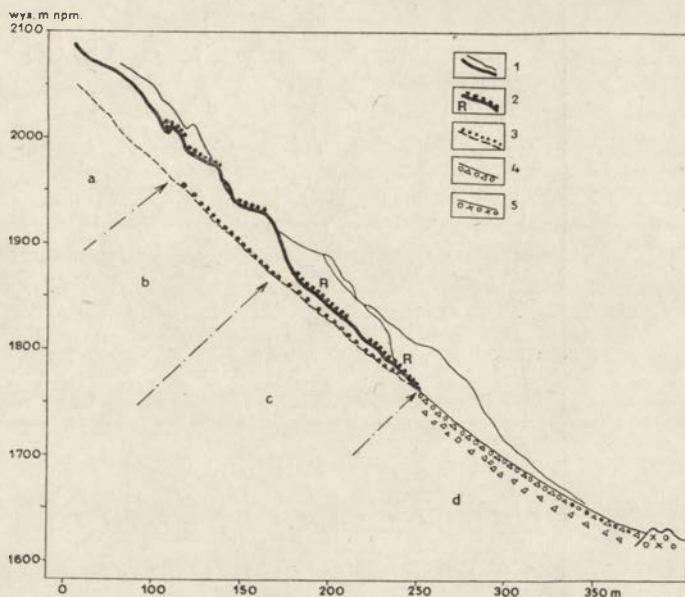
Wietrzenie ściany skalnej, nawiązujące do spękań ciosowych w linii spadku wierzchołka, spowodowało nierównomierne i skoncentrowane odpadanie zwietrzałego materiału oraz usypywanie wspomnianych stożków. Mało rozczłonkowana środkowa część ściany ulegała niszczeniu i cofaniu bardziej równomiernemu na całej powierzchni. Produkty odpadania z tej części stoku uformowały hałdę prostą. Natomiast hałda rozczłonkowana rynnami korazyjnymi nawiązuje do głębokich żlebów skalnych biorących początek w niszach skalnych, zlokalizowanych w przywierzcholinowej części grzbietów. Powstanie nisz skalnych jest uwarunkowane litologicznie. Grzbiet Skrajnej Turni nad przełęczą Liliowe budują piaskowce kwarcytoczne oraz łupki seisu, wapienie rafowe i brekcje rafowe (Urgon-barrem-apt) oraz szare i różowe wapienie oraz margle z wkładkami piaskowców należące do albu i cenomanu (*Mapa Geologiczna Tatr Polskich 1:30 000*, 1979). Formy te mają charakter nisz niwalnych uchodzących do żlebów skalnych wyciętych w granitoidach Tatr Wysokich. Przedmiotem badań były podnóża ścian skalnych, gdzie prowadzono pomiary wielkości degradacji i akumulacji wskutek działania procesów grawitacyjnych i morfogenetycznej działalności wody płynącej (ryc. 2).

Obszar doświadczalny Żółtej Turni przedstawia typ stoku skalnego założonego na granitoidach Tatr Wysokich, rozczłonkowanego wyraźnymi żlebami biorącymi początek w części podszczytowej. Środkowa część stoku nosi ślady podcięcia glacialnego. Dlatego w tej części utworzyły się ścianki skalne. W okresie postglacialnym wietrzenie wzdłuż systemów spękań ciosowych doprowadziło do zluźnienia struktury ścianek, a procesy grawitacyjne uprzętnęły materiał zwietrzelinowy wypełniając podnóżę hałdą blokową. Ścianki skalne zostały przekształcone w system izolowanych turni skalnych (Żółta Igła). W profilu podłużnym od wierzchołka do dna można wyróżnić (ryc. 3) kilka odcinków (stref):

a — krótki, wypukły wierzchołek opada niewyrównanym stokiem skalnym (schodowym) okrytym pokrywą blokową. Wyraźny załom oddziela tę strefę od;

b — strefy ścianek rozczłonkowanych żlebkami skalnymi wypełnionymi gruzem

c — stok skalny okryty pokrywami gruzowymi, ponad który wznoszą się pojedyncze szczytkowe turniczki (Żółta Igła) lub elementy gładkiego, dojrzałego stoku skalnego wynurzające się spod gruzu,



Ryc. 3. Sekwencja odcinków geomorfologicznych na zachodnim stoku Żółtej Turni
 1 — powierzchnia stoku skalnego, 2 — powierzchnia stoku denudacyjnego, richterowskiego,
 3 — dno żlebu wystlane gruzem, 4 — powierzchnia stoku usypiskowego, 5 — moreny boczne
 i denne blokowe

Geomorphological units on W-facing slope of the Żółta Turnia Mt.

1 — rocky slope, 2 — Richter denudation slope, 3 — debris filled bottom of the chute,
 4 — talus slope, 5 — lateral moraine ridge

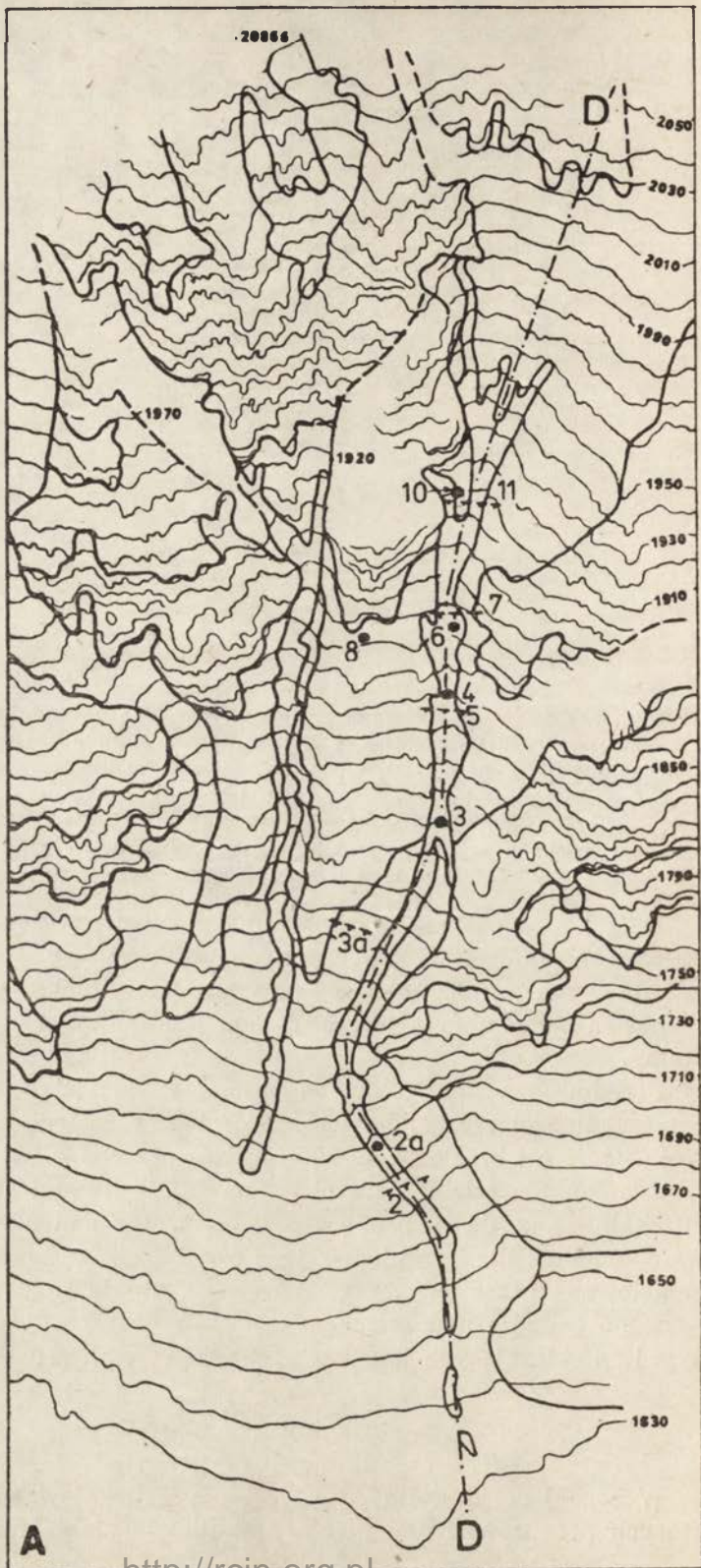
d — podnóże stoku wykształcone w formie rozległych stożków usypiskowych, silnie przemodelowanych przez sływy gruzowe. U podnóża szczątkowych ścianek skalnych powstały hałdy blokowe.

Podstawa stoku okryta jest utworami morenowymi wypełniającymi dno doliny.

Przedmiotem szczegółowych obserwacji jest żleb skalny rozcinający poszczególne strefy. Żleb bierze początek w rozległej niszy podszczytowej (Strefa a i b). Po około 200 m nisza przechodzi w żleb skalny, który rozczłonkuje odcinek trzeci (c) na całej długości aż do podnóża stoku skalnego, gdzie łączy się z rozległym stożkiem usypiskowo-napływowym (odcinek d), formując w jego obrębie rynną korazyjną silnie przemodelowaną przez sływy gruzowe (ryc. 4). Na stoku Żółtej Turni prowadzono badania nad zespołem procesów grawitacyjnych w żlebie skalnym i na otaczających ściankach oraz pokrywach gruzowych.

Techniki pomiarowe

W górnej części doliny Suchej Wody zainstalowano 60 stanowisk, na których przeprowadzono pomiary skutków działania zarówno procesów

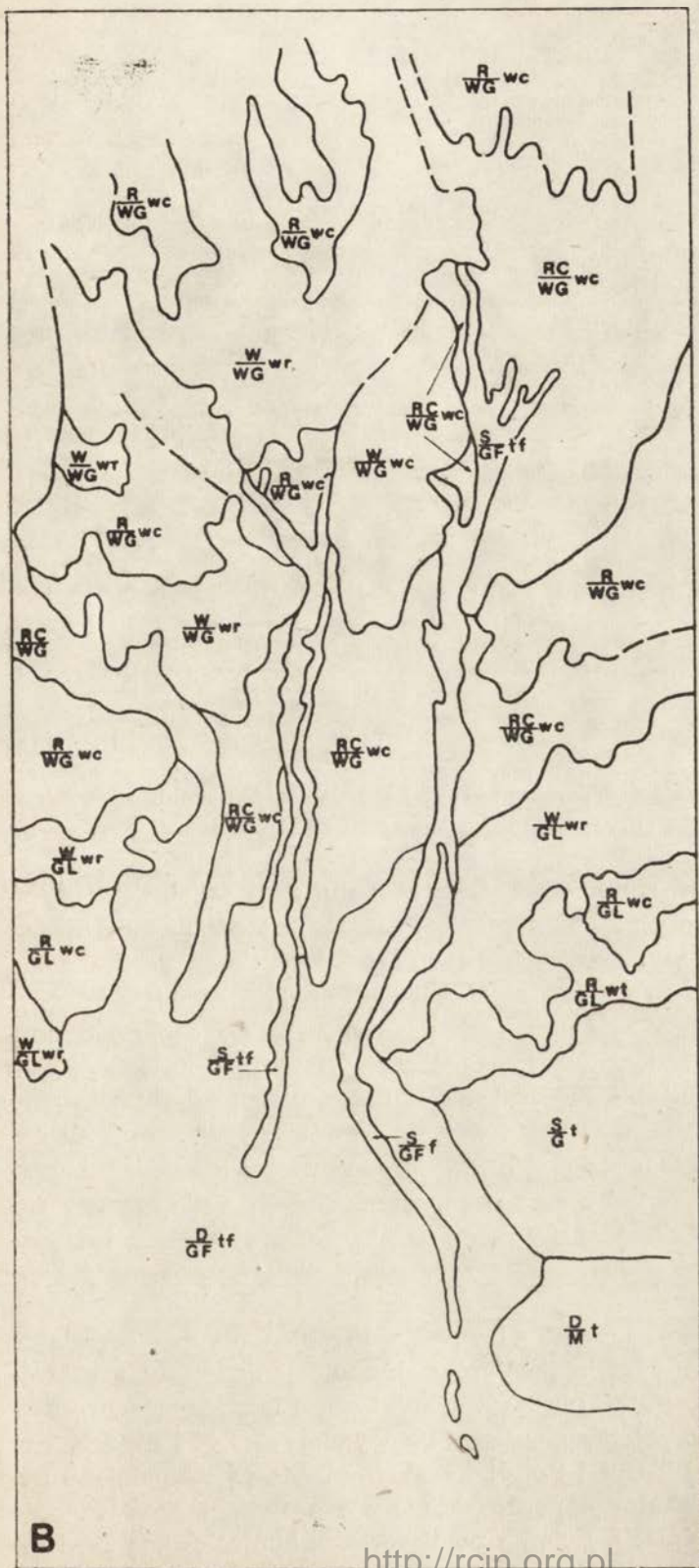


Ryc. 4. Stok eksperymentalny Żółtej Turni

A — rozmieszczenie punktów pomiarowych (2a, 3, 4, 6, 8, 10 — akumulacja gruzu na powierzchni stoku, 2, 5, 7, 11 — przemieszczenie gruzu), B — rozmieszczenie powierzchni stokowych charakteryzowanych pod względem geomorfologicznym, genetycznym i dynamicznym (objaśnienia w tabeli)

The „Żółta Turnia” experimental slope

A — sites for the study of debris accumulation (no 2a, 3, 4, 6, 8, 10) and debris displacement (no 2, 5, 7, 11), B — distribution of slope surface explained in the text



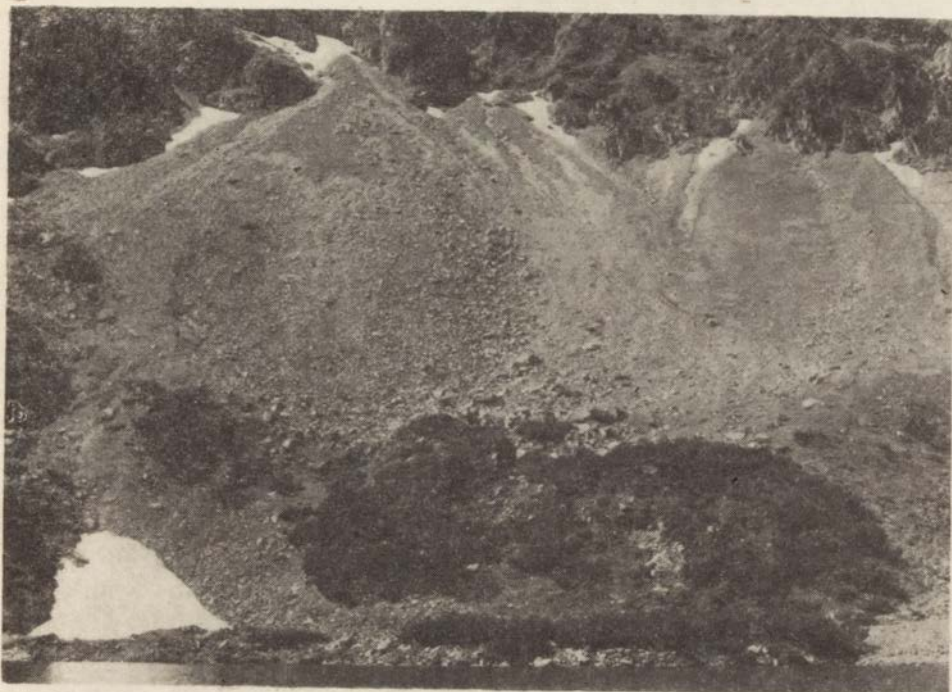


Fot. 1. Stok doświadczalny Skrajnej Turni — widok ogólny
The „Skrajna Turnia” experimental slope

przygotowujących (wietrzenie fizyczne i chemiczne), jak i właściwych procesów morfogenetycznych. Wszystkie stanowiska pomiarowe mieszczą się w przedziale wysokości 1520—1910 m.

Wietrzenie fizyczne i chemiczne skał. W celu określenia względnego natężenia tych procesów rozłożono okruchy kilku rodzajów skał występujących w otoczeniu Hali Gąsienicowej (granity, wapień, dolomity, kwarcyty) na siatkach plastikowych. Okruchy zostały ponumerowane, wysuszone w temperaturze $+105^{\circ}\text{C}$ przez 48 godzin i ważone z dokładnością ± 0.05 g. Tempo wietrzenia będzie określone na podstawie ubytków na wadze, wynikających z powtórnego suszenia i ważenia. Łącznie założono na stokach Skrajnej Turni 4 stanowiska zawierające 33 okruchy (okres pomiarowy jeszcze nie zakończony).

Odpadanie ścian skalnych. Przebieg procesu odpadania określony jest na podstawie pomiarów akumulacji materiału gruzowego, spadającego na siatki plastikowe założone u podnóży ścian skalnych. Zainstalowano poletka pomiarowe o wymiarach 1×1 m, 2×2 m na stokach Skrajnej Turni i Żółtej Turni. Studia te są uzupełniane pomiarami materiału skalnego pochodzącego z odpadania i gromadzącego się na powierzchni śniegu. Poletka pomiarowe są kontrolowane 2—3 ra-



Fot. 2. Stożek piargowy pod Skrajną Turnią
Talus cone within the „Skrajna Turnia” experimental slope

zy w roku. Określa się ilość okruchów skalnych, ich wagę (za pomocą dynamometru ręcznego) oraz rozmiary (pomiar długości trzech podstawowych osi a, b, c).

Spełzywanie pokryw glebowo-zwietrzelinowych. Stanowiska pomiarowe do badań ruchów poziomych i zgodnych z nachyleniem stoków składają się z linii prętów stalowych o długości 12, 15, 30 cm wmontowanych w podłoże (drobnoziarniste) wzdłuż linii prostej co 1 m, prostopadłej do spadku i wyznaczonej między dwoma skrajnymi reperami nieruchomymi (wychodnie litej skały lub głęboko wbite pręty). Zmiany położenia punktów ruchomych w stosunku do stałych punktów odniesienia są określane z dokładnością $\pm 1,0$ mm.

Spełzywanie gruzu na stokach piargowych. Pomiary ruchu gruzu na stokach piargowych polegają na sprawdzaniu położenia okruchów znaczonego lakierem i rozmieszczonych wzdłuż linii prostej prostopadłej do spadku, zakończonej nieruchomymi punktami odniesienia. Podczas pomiaru kontrolnego określa się dla każdego przemieszczonego okruchu odległość od punktów skrajnych oraz odległość od pierwotnej linii wyjściowej (długość drogi transportu), zrekonstruowanej za pomocą rozpiętej linki. Dla każdego przemieszczonego okruchu określono jego wielkość (długość osi, a, b, c). Pomiary przemieszczeń dokonuje się z dokładnością ± 5 cm, a przy niewielkich ruchach

(0,0—0,5 m) z dokładnością ± 2 cm. W celu uchwycenia zmienności ruchu na całych stokach założono systemy różnokolorowych pasów poprzecznych położonych jeden nad drugim, wszystkie są prostopadłe do spadku, a równoległe do siebie. Niezależnie od ruchu gruzu na piargach prowadzi się pomiary ruchu pojedynczych orających głazów. Sezonowy ruch głazów określa się za pomocą pomiarów odległości pomiędzy malowanymi na blokach punktami odniesienia a prętami stalowymi wbitymi w podłoże. Pomiar wykonuje się z dokładnością ± 1 mm. W lecie 1977 r. na pasy ze znacznym materiałem położono okruchy ponumerowane o znanej masie i objętości. W późniejszych okresach pomiarowych kontrolowano ich położenie w stosunku do linii inicjalnej oraz zmianę wielkości (rozkruszanie).

Erozja torencjalna. Obserwacje nad rozwojem form dolinnych na stokach usypiskowych i usypiskowo-napływowych, tworzących się i transformowanych podczas gwałtownych deszczy, prowadzone są na stokach objętych zdjęciem fotogrametrycznym (Skrajna i Żółta Turnia). Zainstalowano stanowiska pomiarowe, używając kilku technik pomiarowych (siatki plastikowe, łapacze metalowe, rynny, znaczony materiał). Pomiary prowadzi się 2—3 razy w roku, porównując skutki geomorfologiczne w rynnach z przebiegiem warunków hydrometeorologicznych na stacji IMGW na Hali Gąsienicowej i na Kasprowym Wierchu. Zmiany wielkości rynnien są określane przez nakładanie powtarzanych profili poprzecznych.

Procesy eoliczne. Problem deflacji obszaru wierzchowinowego w otoczeniu Hali Gąsienicowej jest analizowany na przykładzie niszy deflacyjnej na Kopie Królowej Małej. Wykonano plan geomorfologiczny oraz zainstalowano stałe punkty odniesienia w lokalnym układzie współrzędnych prostokątnych. Rozwój poszczególnych elementów mikroreliefu deflacyjnego bada się poprzez pomiary odległości od stałych punktów odniesienia i powtarzane fotografowanie powierzchni niszy. Obserwuje się w ten sposób transformację wierzchowiny grzbietowej pod wpływem działalności wiatru, a więc sposób powiększania lub zaniku mikroreliefu. Są to obszary, w których usunięto pasterstwo. Stąd obecne badania zmierzają do określenia tempa zablźniania obszarów zdewastowanych przez owce (prace jeszcze nie zakończone).

TYOLOGIA POWIERZCHNI STOKOWYCH W TATRACH WYSOKICH

Geosystemem stokowym nazywamy ograniczony przestrzennie zbiór komponentów przyrodniczych pozostających we współzależności od siebie. Zgodnie z koncepcjami Gwozdeckiego, Rietiejurna i Armanda przypisujemy im znaczenie funkcjonalne, ograniczając ich rozpatrywanie do grupy procesów zachodzących w ich obrębie.

W Tatrach Wysokich w dolinie Stawów Gąsienicowych wykonano typologię eksperymentalnych powierzchni stokowych nawiązującą do tak pojętej definicji geosystemów. Każdej powierzchni przypisywano cechy morfologiczne, genetyczne i dynamiczne oraz wykonano ich kartowanie na planach fotogrametrycznych w skali 1 : 1000. Cechy morfologiczne i genetyczne, decydujące o jakości zwietrzelin (rodzaj materii) i sposobie ich przemieszczania (wymiana energii i materii), użyto za podstawę do wydzielenia granic powierzchni stokowych. Poprowadzono granice rozumiane jako strefy stosunkowo szybkiego przenikania i zastępowania cech sąsiadujących ze sobą powierzchni. Każdej powierzchni przypisano cechy dynamiczne, a więc określono rodzaj współczesnej transformacji przez procesy morfogenetyczne. Cechy dynamiczne sygnalizują rodzaj dominujących procesów, które działają w obrębie powierzchni stale (procesy sekularne) lub okresowo (procesy ekstremalne działające podczas występowania zjawisk progowych). Za kryteria do wyróżnienia powierzchni wzięto pod uwagę charakter pokryw powierzchniowych (skład mechaniczny materiału budującego stoki, segregację, ułożenie), rodzaj mikro i mezoform występujących na stokach oraz stopień utrwalenia powierzchni przez roślinność.

Każdej powierzchni przypisano indeks:

$$\frac{\text{typ morfologiczny}}{\text{typ genetyczny}} \text{ typ dynamiczny}$$

Indeksy literowe wprowadzono na plany doświadczalnych stoków Skrajnej i Żółtej Turni, a typologię przedstawia załączona tabela 1.

Przykładowo, jeśli na mapie istnieje wyróżnienie $\frac{D}{GF}$ ss, oznacza to, że mamy do czynienia z fragmentem stoku gruzowo-ziemistego o genezie grawitacyjno-spływowej (torencjalnej, współcześnie modelowanym przez

		TYP GENETYCZNY					
		glacjalno-wietrzeniowa GL	wietrzeniowo-grawitacyjna WG	grawitacyjna G	grawitacyjno-torencjalna GF	glacjalno-morenowa M	fluwioglacjana FG lub fluwioniwalna FN
TYP MORFOLOGICZNY	ściana skalna W	wietrzeniowa wr z odpadaniem	wietrzeniowa wr z odpadaniem				
	stok skalny R	wietrzeniowo-wc korazyjna	wietrzeniowo-wc -korazyjna				
	stok skalno-zwietrzelinowy RC	wietrzeniowo-wt usypiskowa	wietrzeniowo-wt -usypiskowa				
	stok piargowy S			usypiskowa t	usypiskowo-torencjalna torencjalna	tf f	
	stok gruzowo-ziemisty D				usypiskowo-torencjalna torencjalna soliflukcyjno-złaziskowa usypiskowo-złaziskowa	tf f ss ts	usypiskowa t złaziskowa s soliflukcyjno-złaziskowa ss usypiskowo-złaziskowa ts
							usypiskowo-torencjalna złaziskowa s soliflukcyjno-złaziskowa ss usypiskowo-złaziskowa ts

soliflukcję i spełzywanie (złaziska). Uzyskany w ten sposób obraz przestrzennej zmienności elementów rzeźby stoku pokazuje pewien etap rozwojowy danego stoku i jest rozwinięciem koncepcji jednostek stokowych analizowanych na profilu.

Obraz uzyskany dla stoku doświadczalnego Skrajnej Turni pokazuje, że proste elementy rzeźby, takie jak stok piargowy (S) i stok gruzowo-ziemisty (D), mają największe rozprzestrzenienie. Pod względem genetycznym są to powierzchnie utworzone wskutek działania procesów grawitacyjnych i grawitacyjno-torencjalnych powstałych u podnóża podciętych glacialnie ścian skalnych. Tylko najniższe części stoków są uformowane wskutek akumulacyjnej działalności lodowców plejstoceńskich (nachylone powierzchnie moren bocznych) oraz wód proglacialnych i proniwalnych (Kotarba et al. 1979).

Współczesne zmiany morfologiczne na stoku są związane z spełzywaniem powierzchniowym luźnych zwietrzelin oraz z transportową działalnością wód torencjalnych formujących spływy gruzowe. Działalność spływów gruzowych koncentruje się w rynnach korazyjnych i w żlebach skalnych oraz na pobocznicach stożka piargowego. W obrębie stoku doświadczalnego brakuje morfologicznych dowodów na ożywioną działalność lawin śnieżnych. Powierzchnie stokowe rozpatrywane w profilu od podnóża ścian do misy Zielonego Stawu nie powtarzają się kilkakrotnie. Brak bowiem skalnych powierzchni stokowych (R, RC), przedzielających odcinki zbudowane z luźnych zwietrzelin, co wskazuje na znaczną miąższość pokryw stokowych.

Stok doświadczalny Żółtej Turni analizowany od wierzchowiny grzbietowej do dna doliny (ryc. 4) przedstawia znacznie bardziej zróżnicowany obraz wykształcenia powierzchni stokowych. W profilu podłużnym wykształciły się na przemian powierzchnie ścian skalnych, stoków skalnych, przedzielone powierzchniami klasyfikowanymi jako gruzowo-ziemiste i piargowe. Ponadto znaczne rozprzestrzenienie mają fragmenty stoku skalno-zwietrzelinowego (RC), reprezentujące typ richterowskiego stoku gładkiego. Podobnie jak powierzchnie piargowe i gruzowo-ziemiste, wnikają one od podnóża w znajdujące się w wyższych położeniach ściany i stoki skalne. Stok doświadczalny Żółtej Turni jako całość reprezentuje stok górski charakteryzujący się zaawansowanym rozwojem z elementami rzeźby dojrzałej, wnikającymi od podnóża powierzchni skalnych w wyższe partie skaliste pozostające w młodszych fazach rozwojowych.

CHARAKTERYSTYKA POGODY W OKRESIE BADAŃ

Charakterystykę pogody w okresie pięciolecia 1975—1979 przeprowadzono na podstawie analizy danych ze stacji na Hali Gąsienicowej i na Kasprowym Wierchu. Stacja na Hali Gąsienicowej położona jest na wysokości 1520 m n.p.m. i znajduje się w piętrze klimatycznym chłodnym (Hess 1965). Stacja na Kasprowym Wierchu leży na wysokości 1991 m n.p.m. w piętrze umiarkowanym zimnym.

W analizie uwzględniono następujące elementy: usłonecznienie, zachmurzenie, temperaturę powietrza, wiatr i opady.

Przebieg usłonecznienia. Roczne sumy usłonecznienia są na Hali Gąsienicowej niższe o około 200 godz. niż na Kasprowym Wierchu. (tab. 2). Średnio w ciągu roku słońce świeci na Hali Gąsienicowej przez 1270 godzin (Kłapa, Szczesna 1961). W omawianym okresie wartość roczna była zawsze niższa od średniej. Liczba dni z zachmurzeniem ponad 8 w skali 10-stopniowej w poszczególnych latach (tab. 3) była wyższa od średniej z maksimum 17,8 w okresie od kwietnia do maja i minimum jesienią od września do października. Prawie w każdym miesiącu połowa dni miała zachmurzenie ponad 8.

Istotnym dla przebiegu i natężenia procesów elementem pogody jest temperatura. Ogólnym wskaźnikiem klimatu jest średnia roczna temperatura powietrza, która dla Hali Gąsienicowej wynosi 2,4°C. Z zestawionych dla omawianego pięciolecia danych wynika, że średnia rocz-

Tabela 2

Roczne sumy usłonecznienia (A) i średnia temperatura roku (B) w latach 1975—1979 w stacjach klimatycznych na Hali Gąsienicowej i na Kasprowym Wierchu, (obliczone wg danych IMGW)

Yearly insolation totals (A) and mean air temperature (B) for the period 1975—1979 at Hala Gąsienicowa and Kasprowy Wierch

Stacja -- Station	Rok -- Year					
		1975	1976	1977	1978	1979
Hala Gąsienicowa 1520 m n.p.m. (a.s.l.)	A	1013,8	1138,0	1072,3	1000,8	1227,3*
	B	3,0	1,6	3,0	1,7	2,1
Kasprowy Wierch 1991 m n.p.m. (a.s.l.)	A	1313,8	1406,4	1365,0	1304,6	1464,0
	B	-0,1	-1,5	-0,7	-0,5	-0,4

* suma obliczona bez stycznia, ze względu na brak danych

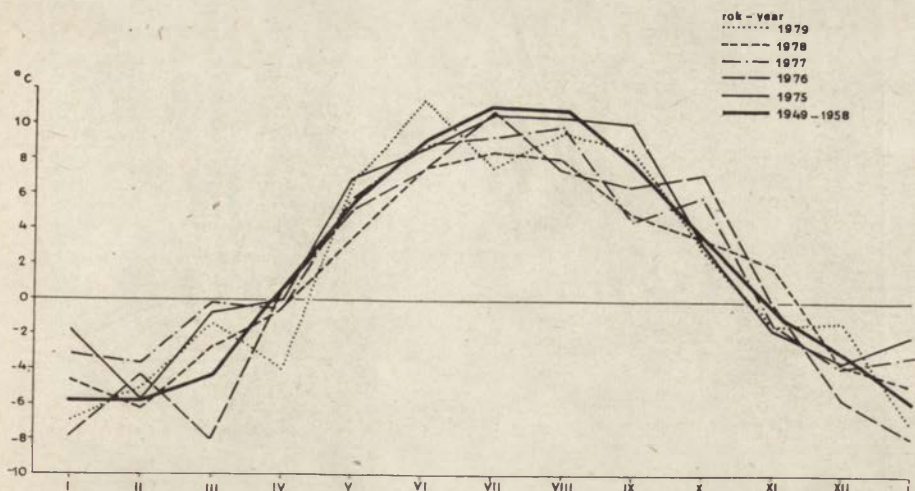
Tabela 3

Liczba dni z zachmurzeniem mniejszym od 2 (A) i większym od 8 (B) w latach 1975–1979 w stacjach klimatycznych na Hali Gąsienicowej i na Kasprowym Wierchu, (obliczone wg danych IMGW)

Days with cloudiness < 2 (A) and $8 >$ (B) for the period 1975–1979 at Hala Gąsienicowa and Kasprowy Wierch

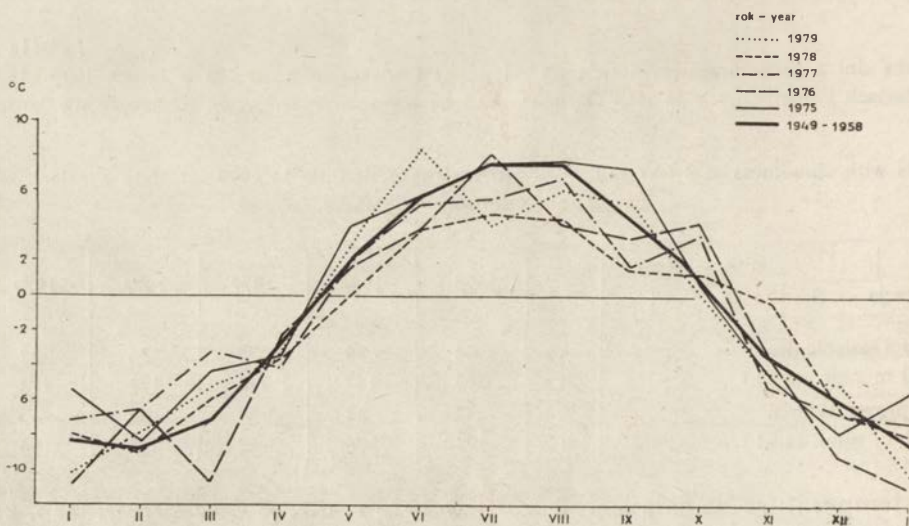
Rok — Year		1975	1976	1977	1978	1979
Stacja — Station						
Hala Gąsienicowa 1520 m npm. (a.s.l.)	A	42	39	38	36	32
	B	163	157	175	171	175
Kasprowy Wierch 1991 m npm. (a.s.l.)	A	32	34	25	32	30
	B	171	176	202	215	184

na temperatura wahała się od $3,0^{\circ}\text{C}$ w 1975 r. do $1,6^{\circ}\text{C}$ w 1976 r. (tab. 2), a odchylenie standardowe wynosi $0,5$. Natomiast średnie temperatury miesięczne różniły się $\pm 4^{\circ}\text{C}$ od średniej wieloletniej dla poszczególnych miesięcy, z największymi odchyleniami w marcu. Średnie temperatury miesięcy letnich były w badanym pięcioleciu niższe od średnich wieloletnich. Podobnie kształtowała się średnia dobowa temperatura na Kasprowym Wierchu. Średnia roczna temperatura powietrza wahała się od $-0,1^{\circ}\text{C}$ do $-1,5^{\circ}\text{C}$ przy średniej $-0,7^{\circ}\text{C}$. Odchylenie standardowe wynosi $0,5$. Największe odchylenia od średniej temperatury miesięcznych wystąpiły w marcu i wrześniu (ryc. 5 a, b).



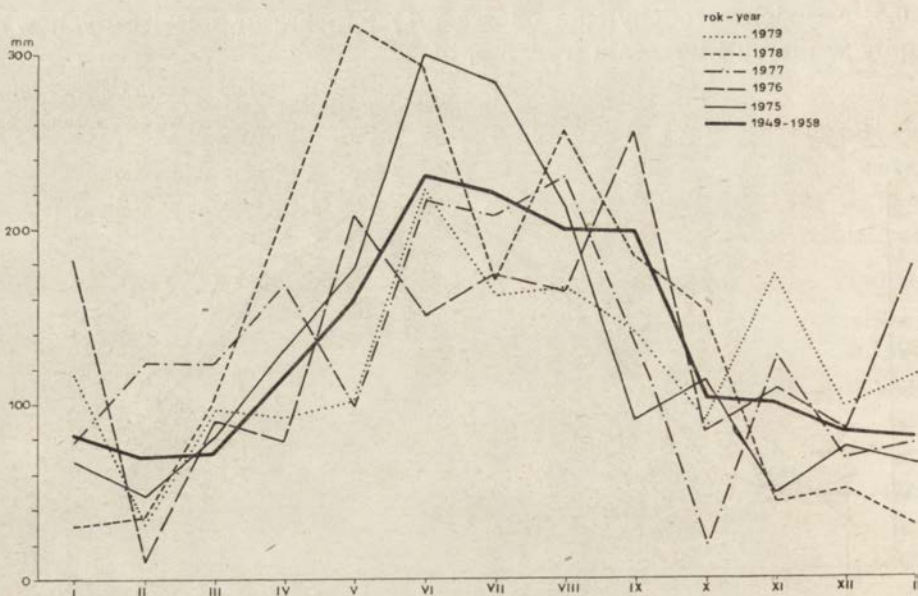
Ryc. 5a. Średnie miesięczne temperatury w stacji na Hali Gąsienicowej w latach 1949–1958 i 1975–1979

Mean monthly temperature over period 1949–1958 and 1975–1979 at Hala Gąsienicowa Station



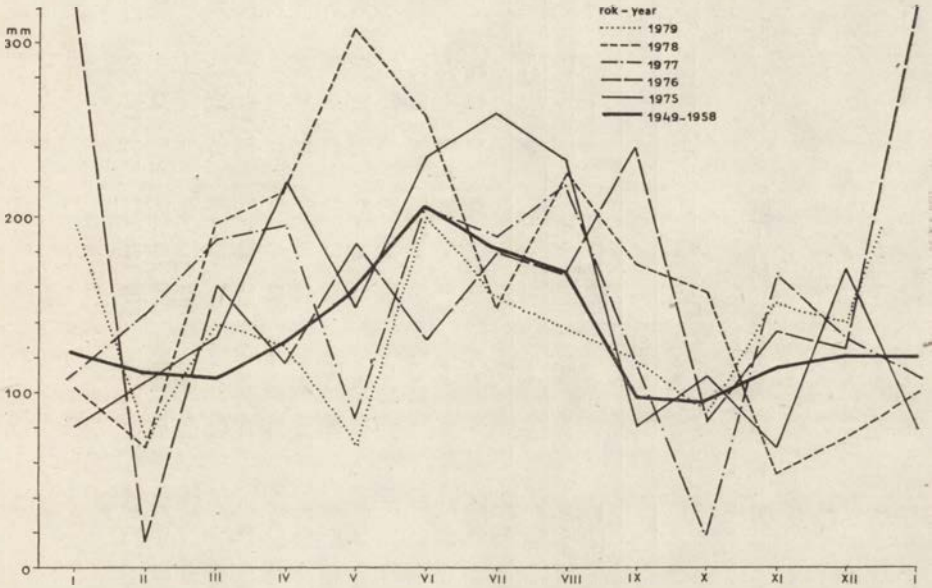
Ryc. 5b. Średnie miesięczne temperatury w stacji na Kasprovym Wierchu w latach 1949—1958 i 1975—1979

Mean monthly temperature over the period 1949—1958 and 1975—1979 at Kasprov Wierch Station



Ryc. 5c. Miesięczne sumy opadów w stacji na Hali Gąsienicowej w latach 1949—1958 i 1975—1979

Monthly totals of precipitation over the period 1949—1958 and 1975—1979 at Hala Gąsienicowa Station



Ryc. 5d. Miesięczne sumy opadów w stacji na Kasprowym Wierchu w latach 1949—1958 i 1975—1979

Monthly totals of precipitation over the period 1949—1958 and 1975—1979 at Kasprowy Wierch Station

Z morfogenetycznego punktu widzenia istotna jest liczba dni z przejściem przez zero, dni mroźnych z temperaturą maksymalną poniżej zera oraz dni ciepłych z temperaturą minimalną większą od zera (tab. 4). Na Hali Gąsienicowej liczba dni z przejściem przez zero wahała się od 81 do 121, przy średniej 95,1, od której odchylenie wynosi 12,3. Maksimum przypadło w kwietniu (15 dni), a średnio ponad 10 dni w miesiącach od listopada do kwietnia. Szczególnie ważne dla wietrzenia fizycznego i ruchów gruntu są przejścia przez zero temperatury minimalnej przy powierzchni gruntu (tab. 5). Najczęściej obserwuje się to w okresie od maja do października, z maksimum w sierpniu. Wynosiło ono średnio 7,6. Natomiast na Kasprowym Wierchu najwięcej dni z przejściem przez zero temperatury powietrza występuje w kwietniu i maju i od września do listopada. Ogólnie liczba dni z przejściem przez zero jest niższa o około 25.

Obliczono liczbę dni z wiatrem o prędkości większej od 10 m/s, przyjmując te prędkości wiatru za istotne z morfogenetycznego punktu widzenia (Pasák 1967). Była ona zdecydowanie wyższa na Kasprowym Wierchu, gdzie wahała się od 72 do 226, niż na Hali Gąsienicowej, gdzie notowano od 16 do 29 dni (tab. 6). Maksymalne prędkości dochodziły do 50 m/s. Najczęściej występowały wiatry po-

Tabela 4

Liczba dni z temperaturą powietrza powyżej zera stopni (A), z przejściem przez zero (B) i mroźnych (C) w latach 1975–1979 w stacjach klimatycznych na Hali Gąsienicowej i na Kasprowym Wierchu (obliczone wg danych IMGW)

Days with air temperature above zero (A), freeze-thaw (B) and with air frost (C) for the period 1975–1979 at Hala Gąsienicowa and Kasprowy Wierch

Rok — Year	1975			1976			1977			1978			1979																	
Stacja — Station	Hala Gąsienicowa			Kasprowy Wierch			Hala Gąsienicowa			Kasprowy Wierch			Hala Gąsienicowa			Kasprowy Wierch														
Miesiąc — Month	A	B	C	A	B	C	A	B	C	A	B	C	A	B	C	A	B	C	A	B	C									
Styczeń — January	2	16	13	0	6	25	0	3	28	0	3	28	0	18	13	0	3	28	0	7	24	0	2	29	0	11	20	0	0	31
Luty — February	0	8	20	0	1	27	0	13	16	0	4	25	3	11	14	0	1	27	4	6	18	0	4	24	0	9	19	0	0	28
Marzec — March	8	15	8	1	10	20	1	6	24	0	3	28	1	18	6	2	12	17	4	12	15	0	8	23	4	17	10	0	6	25
Kwiecień — April	7	15	8	1	9	20	12	12	6	4	13	13	5	16	9	2	10	18	8	15	7	0	14	16	6	17	7	0	11	19
Maj — May	28	3	0	26	3	2	23	8	0	15	14	2	19	12	0	15	11	5	23	6	2	12	14	5	19	12	0	16	9	6
Czerwiec — June	25	5	0	23	4	3	23	7	0	16	10	4	26	3	1	24	3	3	29	1	0	18	12	0	30	0	0	30	0	0
Lipiec — July	31	0	0	30	1	0	31	0	0	28	3	0	31	0	0	28	3	0	31	0	0	22	9	0	31	0	0	24	7	0
Sierpień — August	30	1	0	31	0	0	31	0	0	25	6	0	31	0	0	29	2	0	28	3	0	23	8	0	31	0	0	26	5	0
Wrzesień — Septem.	29	1	0	23	7	0	25	5	0	21	7	2	13	16	1	11	9	10	25	5	0	10	13	7	26	3	1	25	4	1
Paźdz. — October	19	7	5	12	12	7	25	6	0	24	4	3	25	6	0	23	6	2	17	11	3	13	9	9	12	16	2	10	13	8
Listop. — November	6	16	8	4	7	19	10	10	10	3	9	18	7	8	15	2	8	20	13	14	3	9	12	9	5	13	12	2	8	20
Grudz. — December	5	10	16	1	4	26	2	11	18	0	0	31	0	13	18	0	7	24	1	12	18	0	1	30	7	15	9	0	7	24
Rok — Year	190	97	78	152	64	149	182	81	96	136	76	154	167	121	77	136	175	155	183	92	91	107	106	152	181	113	80	133	70	162

Tabela 5

Liczba dni z przejściem przez zero temperatury minimalnej przy powierzchni gruntu w stacji na Hali Gąsienicowej (obliczone wg danych IMGW)

Days with freeze-thaw at Hala Gąsienicowa

Miesiąc – Month	Rok – Year				
	1975	1976	1977	1978	1979
Styczeń – January	0	0	0	0	2
Luty – February	0	0	0	2	0
Marzec – March	0	0	2	0	0
Kwiecień – April	6	2	1	3	0
Maj – May	5	8	9	6	3
Czerwiec – June	4	10	3	12	0
Lipiec – July	0	7	6	6	6
Sierpień – August	6	10	4	12	6
Wrzesień – September	6	6	4	10	7
Październik – October	6	5	11	7	2
Listopad – November	9	7	2	0	2
Grudzień – December	2	2	0	0	2
Rok – Year	44	57	42	58	30

Tabela 6

Liczba dni z wiatrem o szybkości 10 m/s w latach 1975–1979 w stacjach klimatycznych na Hali Gąsienicowej i na Kasprowym Wierchu (obliczone wg danych MGW)

Days with wind speed 10 m·sec⁻¹ for period 1975–1979 at Hala Gąsienicowa and Kasprowy Wierch

Stacja	Hala Gąsienicowa 1520 m npm. (a.s.l.)					Kasprowy Wierch 1991 m npm. (a.s.l.)				
	Rok – Year					Rok – Year				
Miesiąc – Month	1975	1976	1977	1978	1979	1975	1976	1977	1978	1979
Styczeń – January	3	5	8	7	2	28	20	13	12	9
Luty – February	0	2	4	5	2	20	4	10	7	8
Marzec – March	3	0	4	8	3	20	6	11	8	11
Kwiecień – April	3	2	2	3	3	22	6	10	6	5
Maj – May	0	0	1	1	8	13	1	5	5	3
Czerwiec – June	0	0	0	0	4	16	2	3	2	0
Lipiec – July	0	0	1	0	1	17	1	5	4	4
Sierpień – August	0	0	0	2	3	12	9	4	5	5
Wrzesień – Septem.	1	1	0	0	3	14	6	6	6	4
Paźdz. – October	1	5	1	0	0	18	9	6	7	11
Listop. – November	2	4	2	0	0	20	12	17	1	18
Grudz. – December	3	5	1	1	0	26	13	12	9	16
Rok – Year	16	24	24	26	29	226	89	102	72	94

łudniowo-zachodnie i południowe, szczególnie w okresie zimowo-wiosennym i jesiennym. Największe prędkości notowano w okresie od listopada do kwietnia.

Tabela 7

Miesięczne sumy opadów (mm) w latach 1975—1979 w stacjach klimatycznych na Hali Gąsienicowej i na Kasprowym Wierchu (wg danych IMGW)

Monthly precipitation totals (mm) for the period 1975—1979 at Hala Gąsienicowa and Kasprowy Wierch

Nazwa stacji, piętro klimatyczne station, zone of climate	Hala Gąsienicowa 1520 m n.p.m. (a.s.l.) piętro bardzo chłodne- very cool zone					Kasprowy Wierch 1991 m n.p.m. (a.s.l.) piętro umiarkowanie zimne- temperate cold zone				
	Rok — Year	1975	1976	1977	1978	1979	1975	1976	1977	1978
Miesiąc — Month	1975	1976	1977	1978	1979	1975	1976	1977	1978	1979
Styczeń — January	66,3	182,5	76,1	30,3	116,5	80,7	440,8	110,7	101,6	195,2
Luty — February	46,3	8,0	123,0	33,9	30,6	106,1	13,9	143,8	67,8	74,9
Marzec — March	81,1	91,4	122,4	102,2	96,9	130,2	110,2	187,1	196,9	139,0
Kwiecień — April	131,9	77,5	167,7	207,5	92,5	221,1	117,0	196,2	214,9	126,9
Maj — May	178,4	208,6	99,7	318,9	102,1	158,7	185,4	85,6	309,9	69,5
Czerwiec — June	300,8	150,3	216,3	294,4	223,4	235,9	130,6	206,4	260,2	200,6
Lipiec — July	284,7	173,4	207,6	170,1	161,6	260,0	181,1	189,5	148,9	156,8
Sierpień — August	214,3	163,5	230,2	255,7	165,9	233,5	169,3	219,5	226,4	137,2
Wrzesień — Septem.	90,7	256,9	134,2	184,3	140,1	81,5	214,6	118,3	173,8	119,9
Październik — October	113,7	83,5	19,3	150,0	89,4	110,7	83,5	18,7	158,1	89,5
Listopad — Novem.	47,8	107,9	126,9	43,1	173,2	68,5	136,2	167,5	54,5	152,1
Grudzień — Decem.	74,6	84,1	68,1	50,8	97,8	171,3	126,2	132,4	75,2	141,3
Suma roczna — Year	1549,6	1587,6	1591,6	1844,2	1490,0	1858,2	1985,8	1775,7	1988,2	1602,9

Średnia roczna suma opadów (Kłapa, Szczesna 1961) dla Hali Gąsienicowej wynosi 1547,9, a dla Kasprowego Wierchu 1609,8 mm. Sumy roczne i miesięczne w pięcioleciu 1975—1979 zebrane w tabeli 7 wskazują, że był to okres stosunkowo wilgotny. Odchylenie standardowe dla Hali Gąsienicowej wynosi 137,6, a dla Kasprowego Wierchu 273,4. Sumy roczne opadów były od 100—400 mm wyższe dla Kasprowego Wierchu, przy czym ta różnica nie jest stała. Latem występuje inwersja opadów. Najwięcej opadów spada w okresie wiosenno-letnim, z maksimum w czerwcu lub maju, a najmniej w lutym. Minimalna suma miesięczna opadów wynosi 8 mm dla Hali Gąsienicowej i 13,7 mm dla Kasprowego Wierchu (tab. 7).

Oprócz sum opadowych istotna jest także ich intensywność. Można o niej wnioskować na podstawie dobowych sum opadowych. Absolutne maksimum dobowe, wynoszące 105,6 mm, wystąpiło 28 VI 1978 na Hali Gąsienicowej. W tym dniu na Kasprowym Wierchu zarejestrowano opad o wysokości 89,5 mm. Ogólnie opady dobowe wyższe od 50 mm wystąpiły w omawianym okresie 1—3 razy w roku. Na Hali Gąsienicowej skupiły się w okresie letnim (VI—IX). Były to

opady burzowe lub frontalne w postaci deszczu. Natomiast na Kasprowym Wierchu występowały w okresie od marca do listopada i najczęściej przyjmowały postać śniegu bądź krupy.

Pokrywa śnieżna utrzymywała się na Hali Gąsienicowej od listopada do maja, lecz pojedyncze dni z pokrywą śnieżną występowały także w czerwcu i we wrześniu — średnio przez 191,4 dni w ciągu roku (Kłapa, Szczęsna 1961). Lata 1975—1979 były przeciętne (tab. 8). Na

Tabela 8

Charakterystyka pokrywy śnieżnej w latach 1975—1979 w stacjach klimatycznych na Hali Gąsienicowej i na Kasprowym Wierchu

Days with snow cover for the period 1975—1979 at Hala Gąsienicowa and Kasprowy Wierch

Rok — Year		1975	1976	1977	1978	1979
Stacja — Station						
Hala Gąsienicowa 1520 m npm. (a.s.l.)	A	184	194	184	194	204
	B	152	229	166	133	128
Kasprowy Wierch 1991 m npm. (a.s.l.)	A	211	218	209	241	218
	B	170	214	203	120	165

A — liczba dni z pokrywą śnieżną — number of days with cover

B — maksymalna grubość pokrywy śnieżnej (cm) — max. thickness of snow cover (cm)

Kasprowym Wierchu śnieg utrzymuje się przez okres od października do maja, a pojedyncze dni z pokrywą śnieżną występują przez cały rok. Omawiane lata miały mniej dni z pokrywą śnieżną od przeciętnej wynoszącej 225,7 dni, z wyjątkiem 1978 r. Analizując warunki pogodowe w poszczególnych latach, stwierdzamy, że różnią się one między sobą.

Rok 1975 miał średnią temperaturę powietrza wyższą od przeciętnej. Zanotowano szczególnie dużo dni z silnym wiatrem o szybkości ponad 10 m/s głównie w okresie od stycznia do kwietnia i od listopada do grudnia. Takich dni było w ciągu roku 226. Miesiące marzec, maj i wrzesień miały temperatury średnią o około 2° wyższą. Stosunkowo dużo opadów spadło w lipcu i czerwcu, łącznie 585 na Hali Gąsienicowej.

Rok 1976 miał najniższą średnią temperaturę w pięcioleciu 1,6°C na Hali Gąsienicowej i -1,5°C na Kasprowym Wierchu. Prawie dwukrotnie niższa od przeciętnej była średnia marca równa -8°C na Hali Gąsienicowej. Cechowały ten rok duże opady śnieżne w styczniu, wynoszące na Hali Gąsienicowej 182,5 mm, a na Kasprowym Wierchu 440,8 mm. Tak duża wartość sumy opadów na głównym grzbiecie tatrzańskim była prawdopodobnie zawyżona wskutek nawiania śniegu do przyrządów pomiarowych. W miesiącach letnich od czerwca do sierpnia było po około 10 dni z przejściem przez zero temperatury minimalnej przy powierzchni gruntu. Opady w okresie letnim były poniżej przeciętnej. Natomiast we wrześniu opady w ilości 256,9 mm i 241,6 mm okazały się dwukrotnie wyższe od przeciętnych.

W 1977 r. pokrywa śnieżna utrzymywała się z przerwami do czerwca, a ponownie pojawiła się na Kasprowym Wierchu już we wrześniu. Wrzesień cechowały szczególnie niskie temperatury, a ponad połowa dni w miesiącu miała wahania temperatury wokół zera. W październiku notowano ponad 6-krotnie niższe opady i stosunkowo wysokie temperatury.

1978 r. był bardzo wilgotny. Suma roczna przekroczyła średnią o około 300 mm. W maju notowano opady 318,8 mm na Hali Gąsienicowej i 309,9 na Kasprowym Wierchu. Łącznie w maju i w czerwcu spadło około 600 mm opadu. Równocześnie temperatury były niższe od przeciętnej. W czerwcu i sierpniu notowano 12 dni z wahaniami wokół zera temperatury minimalnej przy powierzchni gruntu. Listopad miał ponad dwukrotnie niższą średnią temperaturę miesiąca i usłonecznienie. W tym roku zanotowano niewiele dni z wiatrem o dużych prędkościach.

1979 r. jest jedynym w pięcioleciu z opadami niższymi od przeciętnych. W styczniu opady śniegu były prawie dwukrotnie wyższe od przeciętnych, przy stosunkowo niskich temperaturach. We wrześniu notowano stosunkowo dużo dni z silnym wiatrem.

Analiza warunków pogodowych w pięcioleciu 1975—1979 na tle wartości elementów klimatu Hali Gąsienicowej, określonych dla dziesięciolecia 1949—1958 w pracy M. Kłapy i T. Szczęsnej pt. *Klimat Hali Gąsienicowej*, wskazuje na to, że był to okres w zasadzie przeciętny, jedynie nieco wilgotniejszy. Nie zanotowano żadnych zjawisk ekstremalnych, warunkujących występowanie procesów katastrofalnych. Stwierdzenie to pozostaje w zgodzie z kryteriami stosowanymi w opracowaniach Światowej Organizacji Meteorologicznej (WMO), przyjmującymi, że za rzadkie i wyjątkowe zjawiska meteorologiczne uważa się te, które występują nie częściej niż jeden raz w ciągu 25 lat, a ich wartości liczbowe są co najmniej dwukrotnie wyższe od odchyłeń standardowych od średniej (Uchida, Asakura 1975).

DYNAMIKA STOKÓW EKSPERYMENTALNYCH

CECHY UTWORÓW POWIERZCHNIOWYCH JAKO WSKAŹNIK WSPÓLCZESNYCH TENDENCJI ROZWOJOWYCH

Studia nad wykształceniem stoków gruzowych obszarów alpejskich i arktycznych, zintensyfikowane w latach sześćdziesiątych, doprowadziły wielu autorów do wniosku, że zwietrzelina budująca te stoki ma pewien stopień wysortowania. Polega on na tym, że drobniejsze okruchy budują górną część, a większe (grubsze) tworzą podstawę stoku (Rapp 1960; Andrews 1961; Dutkiewicz 1967; Gardner 1971; Thornes 1971; Luczman 1971; Bones 1973; Statham 1973). Potwierdzono w ten sposób dawniejsze obserwacje z lat trzydziestych (Behre 1933; Bryan 1934; Hay 1937). Ci sami autorzy stwierdzili jednak, że nie jest to powszechnie obowiązująca prawidłowość, gdyż wiele stoków piargowych wykazywało brak związku między wielkością materiału a odległością od ścian skalnych. Zdaniem Rappa (1960), wielkość okruchów gruzowych spoczywających na powierzchni stoku usypiskowego może być funkcją wysokości ścian dostarczających zwietrzelinę. Z wysokich ścian skalnych gruz spada z dużym impetem, a na powierzchni usypiska odbywa daleką drogę do podstawy. Największe bloki gromadzą się u podstawy, a hałda jest bardzo stabilna i charakteryzuje się profilem lekko-wklęsłym. Natomiast w przypadku niskich ścian skalnych bloki o dużych wymiarach są składane tuż u podstawy ścian (a więc u szczytu hałdy), a stok usypiskowy jest stromy i niestabilny. Uwagi te dotyczą tylko ścian skalnych bardzo stromych lub pionowych i nierozczłonkowanych, na których nie powstają lawiny. Grawitacyjne przemieszczanie zwietrzeliny odbywa się tylko wskutek swobodnego spadania i toczenia.

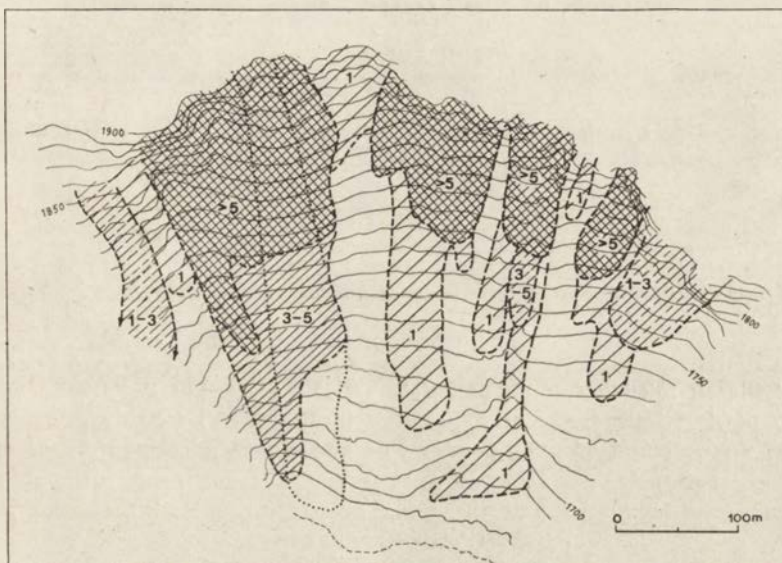
Bezpośrednie, terenowe obserwacje i pomiary składu mechanicznego przemieszczanego materiału pokazały, że zależność wprost proporcjonalna między wielkością okruchów a odległością od ściany ma charakter semilogarytmiczny (Gardner 1971), a według Stathama (1973) jest wyrażona równaniem linii prostej. Prawidłowość taka obowiązuje jednak tylko na najprostszym rodzaju stoku — hałdzie gruzowej modelowanej wyłącznie przez odpadanie ze ścian skalnych. Natura tej relacji jest ściśle kontrolowana przez wielkość i rozkład materiału (*input distribution*) dostarczanego na powierzchnię stoku (Statham 1976).

Brak sortowania materiału gruzowego jest zdaniem Gardnera (1971) i Luckmana (1971) dowodem na aktywne modelowanie stoku przez lawiny śnieżne transportujące materiał gruzowy oraz spływy gruzowe. Dalsze rozróżnienie pomiędzy działalnością lawinową i spływów gruzowych wprowadził Bones (1973). Wykazał za pomocą bardzo szczegółowych studiów w terenie i analizy statystycznej bogatych danych odnośnie od składu mechanicznego, że można mówić o sortowaniu podłużnym (strefowym) i poprzecznym (wzdłuż trawersów). Stoki intensywnie modelowane przez spływy gruzowe mają poprzeczne, lateralne sortowanie, gdyż zjawiska te występują najczęściej na pobocznicach stożków gruzowych. Brak jakiegokolwiek śladu sortowania jest natomiast dowodem dominacji lawin jako czynnika kształtującego stoki. Bones (1973) obliczył, że stożki na wyspie Devon w Kanadzie — modelowane wskutek nadbudowywania materiałem odpadającym ze ścian i przemieszczanym po powierzchni ruchem ślizgowym, toczącym lub skaczącym — mają wysortowanie podłużne określone współczynnikami korelacji nawet +0,71, a lateralne sortowanie jest zaledwie rzędu 0,00 do 0,095 (statystyczny brak związku). Przy aktualnym modelowaniu stoków przez wodę płynącą, sortowanie określone współczynnikiem korelacji osiąga maksymalnie 0,39.

Powyżej przedstawione opinie są całkowicie zakwestionowane przez Brückla et al. (1974). Uważają oni, że stoki gruzowe składają się z różnych niezależnych strumieni piargu. Wielkość materiału nie zmienia się w linii spadku, bo gruz jest rozmieszczony w postaci strumieni, smug lub języków nasuwających się jeden na drugi w formie osuwisk gruzowych (*überlappender Miniaturrutsche*).

Istniejące kontrowersje skłoniły zespół tatrzański do podjęcia próby sprawdzania, który pogląd jest właściwy, a więc, co bardzo istotne dla przyszłych prac nad dynamiką rzeźby Tatr, czy można z cech osadów wnioskować o genezie form stokowych. W tym celu wyznaczono 3 profile podłużne na stoku doświadczalnym Skrajnej Turni. Profil A—A' poprowadzono w osi stożka usypiskowego (ryc. 2) od jego nasady aż do podstawy zawieszanej na wysokości około 35 metrów nad Zielonym Stawem. Profil B—B' wyznacza kształt hałdy prostej u podnóża ściany skalnej słabo rozczłonkowanej, a profil C—C' wyznacza oś najgłębszej rynny korazyjnej rozczłonkowanej hałdy gruzowej. Na każdym profilu wykonano pomiar składu mechanicznego gruzu leżącego na powierzchni mierząc długość trzech osi ($a \times b \times c$) co 50 m, począwszy od ścian skalnych, kończąc na podstawie stoku. Z próby 50 okruchów oznaczonych dla każdego stanowiska obliczono średnią oś b (x) oraz odchylenie standardowe (δ). Ponadto na stożku piargowym założono sieć dodatkowych punktów pomiaru składu mechanicznego po obydwu stronach profilu A—A' (transekty) oraz wykonano podobne pomiary i obliczenia.

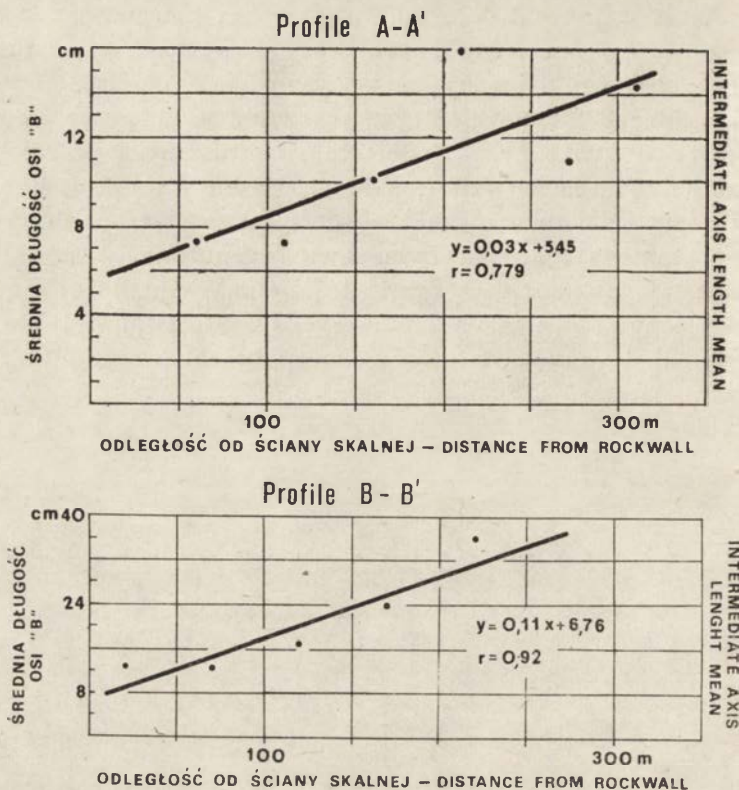
Profil A—A' reprezentuje środowisko stożka piargowego modelowanego przez procesy związane z grawitacyjnym przemieszczaniem mas zwietrzliny blokowej odpadającej ze ścian skalnych oraz przez transport i akumulację lawinową. Stożek piargowy jest, jak opisano wcześniej, genetycznie związany z systemem strukturalnych półek, upłazów i nisz rozczłonkowujących ścianę skalną. Są one miejscem, gdzie powstają lawiny śnieżne okresowo transportujące znaczne ilości gruzu. Przykładem takiego zjawiska była lawina gruntowa w dniu 7 maja 1976 r. powstała dokładnie w czasie trzęsienia ziemi, które nawiedziło Północne Włochy (patrz mapa lawin, ryc. 6). Stożek jest tylko marginalnie przemodelowany (zwłaszcza prawe pobocze) przez spływy gruzowe podczas wyjątkowo silnych ulew letnich.



Ryc. 6. Częstotliwość występowania lawin śnieżnych na stoku doświadczalnym Skrajnej Turni w okresie 1975—1980. Cyfry oznaczają liczbę zaobserwowanych lawin. Obszar zakropkowany znaczy zasięg lawiny gruntowej

Number of snow avalanches which occurred on the „Skrajna Turnia” experimental slope over the period 1975—1980. Dotted line show extent of a big dirty avalanche

Analiza statystyczna wykazała, że na linii profilu A—A', występuje dobre sortowanie materiału gruzowego wyrażone równaniem linii regresji $y = 0,03x + 5,45$, gdzie x — odległość od ściany, a y — średnia oś b okruchów. Związek ten określa współczynnik korelacji $r = 0,779$ (ryc. 7), a dla jednego z sąsiadujących profili w linii spadku stożka, lecz przesuniętego o 25 m osiąga nawet 0,96. Podobne obliczenia wykazały, że związek określony dla pobocznic stożka wyniósł odpowiednio 0,33 (prawe pobocze) i 0,22 (lewe pobocze).



Ryc. 7. Związek między średnią długością osi „B” materiału zwietrzelinowego budującego powierzchnię stożka usypiskowego (profil A—A') i hały gruzowej (profil B—B') z odległością od ściany skalnej na stoku doświadczalnym Skrajnej Turni Relationship between mean size of axis B and distance from rockwall for the talus cone (profile A—A') and the talus heap (profile B—B') on the „Skrajna Turnia” experimental slope

Lateralne sortowanie materiału na stokach, a więc wzdłuż transektów poprowadzonych co 50 m równoległych do siebie, jest charakteryzowane niskimi współczynnikami korelacji od $-0,27$ do $0,34$.

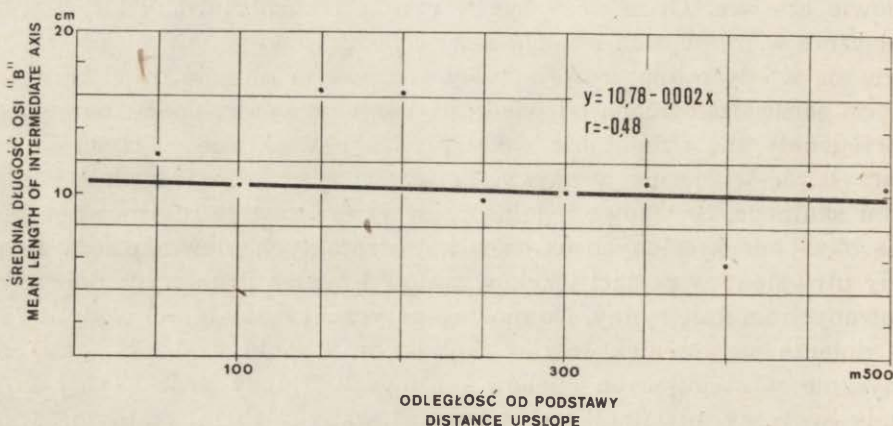
Na profilu B—B' sortowanie materiału gruzowego jest znacznie lepsze, bo współczynnik korelacji wynosi ($r = +0,92$). Na tej części stoku zasilenie świeżym gruzem zachodzi prawie wyłącznie wskutek odpadania. Lawiny śnieżne rejestrowane w okresie obserwacji od 1975 do 1980 r. występowały wprawdzie licznie w przyścianowej części stoku gruzowego (ryc. 6), lecz miały charakter lawin pyłowych i płytkich zsuwów czystego śniegu nie oddziałujących na podłoże stoku.

Najniższy współczynnik korelacji stwierdzono na linii profilu C—C' w rynnach korazyjnej ($r = 0,22$). Tutaj związek jest statystycznie nieistotny. Rynna jest całkowicie wypełniona śniegiem w okresach zimowych, a płyty śniegu firnowego zanikają tam najpóźniej, tj. często w drugiej

połowie czerwca. Gruz może być w rynnie transportowany i sortowany wyłącznie w miesiącach letnich, a więc podczas wyjątkowych ulew. Formują się wtedy miniaturowe spływy gruzowe, a długość drogi transportu jest ściśle uzależniona od wielkości i intensywności opadu burzowego. Morfogenetyczna działalność wody płynącej w okresie pięcioletnim zaznaczyła się wyłącznie w najwyższej części rynny, bezpośrednio poniżej żlebu skalnego. Środkowa i dolna część rynny została uformowana podczas bliżej nieokreślonych okresów katastrofalnych ulew. Epizody te zostały utrwalone w postaci języków wałów i rynien gruzowych dobrze zachowanych na dnie rynny. Do morfogenetycznej działalności wody w rynnie dołącza się również, lecz w mniejszym stopniu, oddziaływanie sporadycznie występujących ruchów masowych. Luźny gruz skalny zwiertrzały w niszy niwalnej jest transportowany żlebem skalnym, a następnie pojedyncze okruchy są składane na całej długości rynny korażynnej. Proces ten obserwuje się głównie późną jesienią. Ten złożony mechanizm współczesnego kształtowania dna rynny tłumaczy dlaczego współczynnik korelacji jest taki niski i nieistotny.

Stwierdzenia powyższe wskazują, że jakość wysortowania materiału luźnego gruzowego jest dobrym wskaźnikiem, określającym genetycznie zespoły współczesnych procesów morfogenetycznych modelujących stoki tatrzańskie. Potwierdzają tym samym prawidłowości określone dla Gór Skalistych i Arktyki Kanadyjskiej oraz Islandii. Sortowanie materiału może być więc podstawą do dynamicznej typologii stoków w innych dolinach tatrzańskich mających podobne cechy.

Osobnego rozpatrzenia wymagają inne rodzaje stoków i dolin nie uwzględnione w dotychczasowych rozważaniach. Chodzi o te powierzchnie, które są bardzo intensywnie i często nawiedzane przez lawiny śnieżne bogate w materiał gruzowy. Przykład takiego stoku rozpatrzmy na podstawie stoku opadającego z Żółtej Turni do Czarnego Stawu Gąsienicowego (ryc. 4). Wyraźny żleb skalny rozczłonkujący stok na całej swej długości jest wysłany materiałem gruzowym. Gruz ulega przemieszczaniu przez lawiny śnieżne, a w okresach letnich jest transportowany przez spływy gruzowe. Skład mechaniczny gruzu określony dla każdego 50-metrowego odcinka, licząc od wierzchołka do podstawy stożka, jest podobny. Średnia wartość osi b na wszystkich stanowiskach pomiarowych mieści się w stosunkowo wąskim przedziale 5,82—16,55 cm, przy czym obserwuje się słabą segregację w profilu podłużnym ($r = 0,48$), a największa frakcja średnia występuje w odległości 150—200 m, licząc od podstawy (ryc. 8). Współczynnik korelacji jest jednak względnie wysoki, jeśli porównać go ze współczynnikami określonymi dla form intensywnie przemodelowanych przez lawiny gruntowe. Można więc wnosić, że dominującym czynnikiem oddziałującym na żleb Żółtej Turni jest woda płynąca, formująca okresowo spływy gruzowe, a działalność lawin należy uznać za drugorzędą. Istotnie, świeżość form typowych



Ryc. 8. Związek między średnią długością osi „B” a odległością od podstawy zlebu skalnego na stoku doświadczalnym Żółtej Turni

Relationship between mean size of axis B and distance upslope in the chute on the „Zółta Turnia” experimental slope

dla spływów gruzowych, a więc rynien, wałów podłużnych i języków gruzowych, wskazuje, że segregacja pokryw gruzowych została ukształtowana przez morfogenetyczną działalność wody płynącej, nie obserwowanej na większą skalę w okresie 1975—1979. Obserwowana corocznie działalność lawin zmierza do zacierania jej skutków (ryc. 9).

Sortowanie materiału gruzowego może być również określone za pomocą współczynnika kulistości (*coefficient of sphericity*) wprowadzonego przez Krumbeina (1942). Współczynnik ten oblicza się ze wzoru:

$$\sqrt[3]{\frac{bc}{a^2}}$$

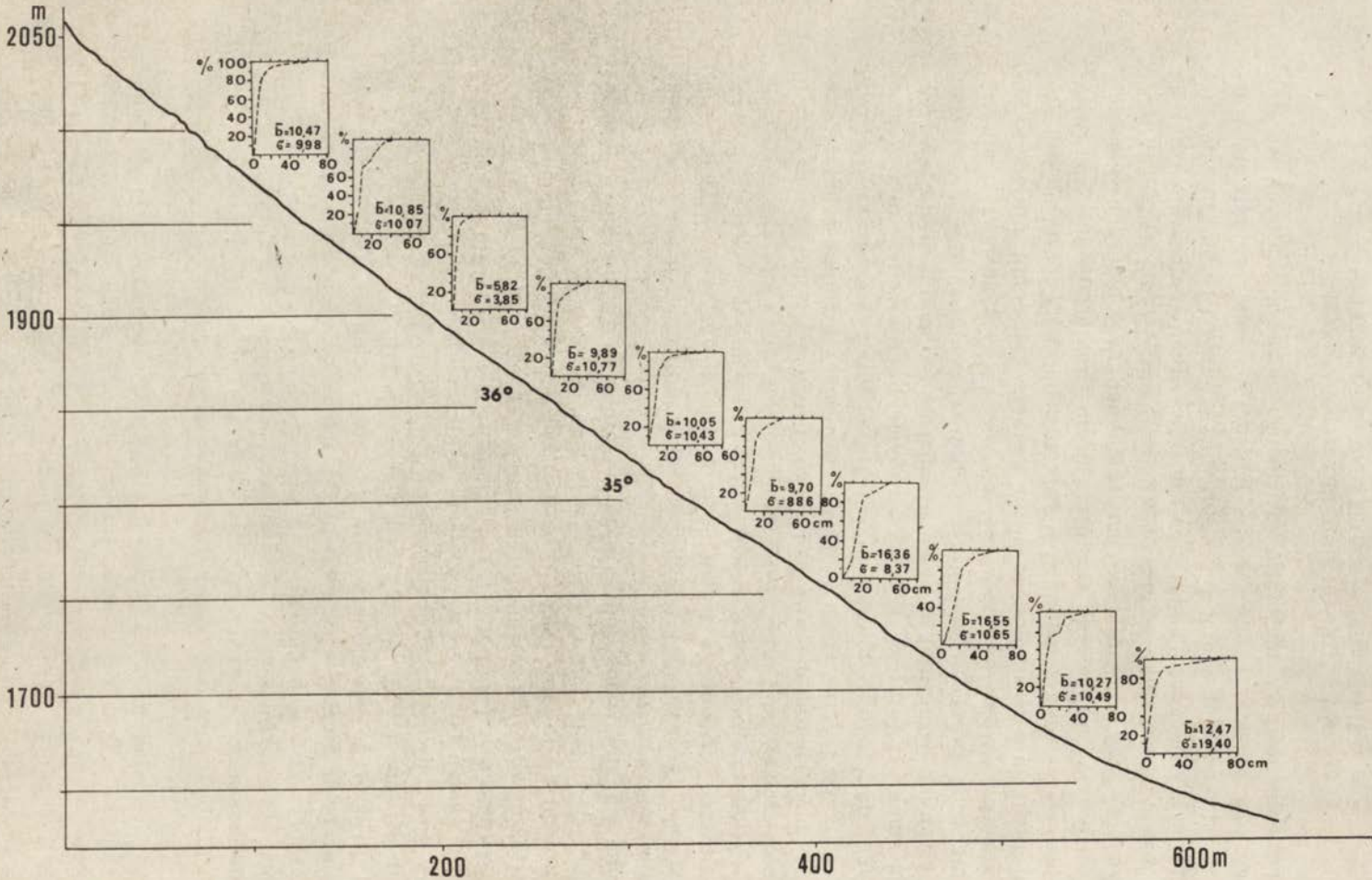
w którym a, b i c oznaczają osie okruchów. Zdaniem Stathama (1976) cząstki o lepszej kulistości są w stanie toczyć się znacznie dalej po powierzchni stoku niż spłaszczone. Swoje przypuszczenia potwierdził na stokach zachodniej Szkocji (Isle of Skye) zbudowanych z granitu i gabra. Związek ten nie był jednak silny. Znacznie wyraźniejszą relację wykazywał współczynnik kulistości w nachyleniu stoku. W porównaniu z osadami stokowymi Szkocji, osady tatrzańskie, również granitowe mają nieco wyższe współczynniki 0,62—0,66 (szkockie najczęściej 0,59—0,63). Związek między wielkością współczynnika kulistości a odległością od ściany skalnej, nawet dla hałdy prostej, okazał się statystycznie nieistotny i wyniósł zaledwie 0,18. Kulistość jako cecha osadu stokowego nie może być brana pod uwagę przy ocenie dynamiki stoków tatrzańskich, nawet jako kryterium pomocnicze.

WSPÓŁCZESNA DEPOZYCJA ZWIETRZELIN
NA STOKACH EKSPERYMENTALNYCH

Określenie dostawy materiału gruzowego ze ścian skalnych na stok gruzowy jest bardzo trudne. Można bowiem określić przybliżoną wartość — rząd wielkości, zdając sobie sprawę z trudności technicznych, jakie niesie teren wysokogórski i złożoności dostawy. Pomiar dostawy świeżego gruzu jest możliwy tylko w przypadku form mniejszych: klifów w strefie wybrzeży czy na niewysokich ściankach w obszarach górskich, gdzie jedynym procesem dostarczającym materiał jest grawitacyjne obrywanie oraz odpadanie, a cały uruchamiany materiał jest złożony u podnóża stoku młodego i nie podlega dalszemu przemieszczaniu przez splukiwanie, spelzowanie, osuwanie czy transport lawinowy. Działanie tych procesów powoduje ponowne uruchamianie zwietrzelin zdeponowanych wcześniej, a więc urządzenia do pomiaru dostawy rejestrują sumaryczny efekt dostawy i redystrybucji zwietrzelin wcześniej złożonych na stoku. Obliczane na tej podstawie wskaźniki dostawy, a więc i tempo cofania ścian są zawyżone. Badania Rappa (1960) wykazały, że największa dostawa świeżego gruzu zachodzi bezpośrednio u podnóża ściany, a Caine (1969) wykazał, że zależność ma charakter liniowy. Podobne wnioski przedstawił Towler (1969), określając tzw. strefę deszczu gruzowego i dzieląc stok piargowy na dwa podukłady (subsystemy): górny, silnie nadbudowany i dolny — pozostający poza zasięgiem deszczu gruzowego.

Studia na stoku doświadczalnym Skrajnej Turni nie pozwalają na pełne potwierdzenie powyższych stwierdzeń, nie ma bowiem pewności, czy materiał nadbudowujący stoki pochodził wyłącznie ze ścian, czy został częściowo wzbogacony przez ruchy masowe. Dlatego w niniejszych rozważaniach odróżniamy depozycję materiału stwierdzaną w okresie badań od dostawy. Generalnie należy przyjąć, że wielkość dostawy jest odwrotnie proporcjonalna do odległości od ściany, jak to udowodnił Caine (1969), a potwierdził Kotarba (1972), mierząc ilość materiału gruzowego spadającego na podnóża ścian w całości pokryte śniegiem. Dane liczbowe ze Skrajnej Turni znajdują odniesienie tylko do transportu gruzu i jego depozycji.

Teorie geomorfologiczne, omawiające rozwój ścian skalnych, z reguły zakładają, że stoki usypiskowe tworzące się u ich podnóżu w całości są nadbudowywane spadającym materiałem gruzowym. Powstający stok usypiskowy, nieodłączny element stoku młodego, jest zdaniem W. Pencka (1925) i O. Lehmana (1933) nadbudowywany równoległe. Dopiero wskutek przemieszczania materiału zwietrzelinowego stok usypiskowy ulega równoległemu cofaniu z wyjątkiem segmentu najniższego położonego bezpośrednio u podstawy (Lehmann 1933). Podobny



Ryc. 9. Krzywe uziarnienia materiału zwietrzelinowego wypełniającego dno żlebu skalnego rozcinającego stok doświadczalny Żółtej Turni (profil D—D')

b — wartość średnia osi „ b ”, δ — odchylenie standardowe

Particle-size distributions for avalanche chute bottom on the „Żółta Turnia” experimental slope (profile D—D')

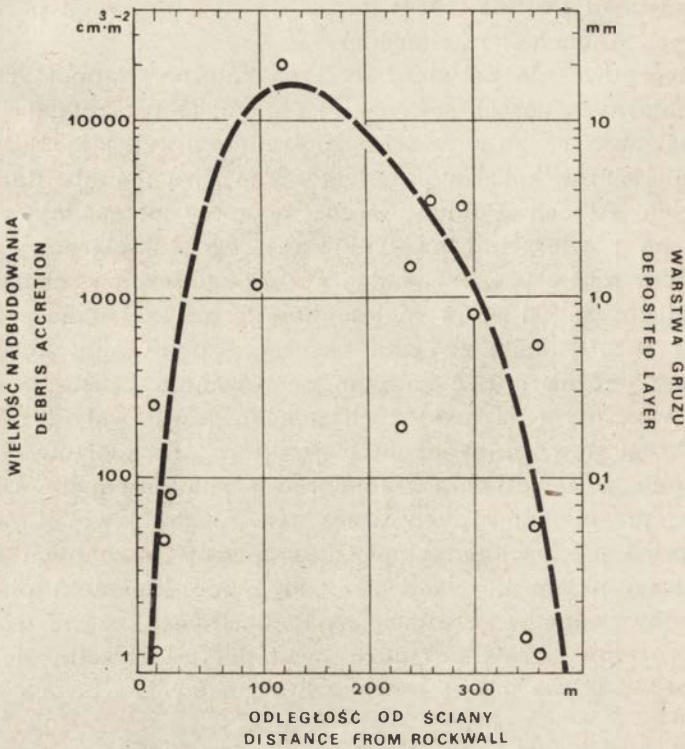
b — mean size of axis „ b ”, δ — standart deviation

pogląd przedstawił Dollfus (1964) na podstawie obserwacji poczynionych w Centralnych Andach Peruwiańskich.

Studia terenowe nie potwierdziły tych założeń. Rapp (1960) stwierdził w subpolarnych górach szwedzkiej Laponii (Kärkevagge) największy przyrost miąższości gruzu w części bezpośrednio przylegającej do podnóży ścian. Caine (1969) wykazał w pasmie górskim Two Thumbs Range, w nowozelandzkich Alpach Południowych, że materiał spadający ze ścian i składany na powierzchni śniegu okrywającego stok piargowy pozostaje w związku odwrotnie proporcjonalnym z odległością od ściany. Oznacza to, że z odległością od ścian maleje ilość gruzu składana w zimie na powierzchni 1 m^2 , a siłę związku określa współczynnik korelacji $r = 0,96$. Związek można opisać za pomocą równania prostej $y = b - ax$. W okresie wiosennym na niektórych stokach powstawały lawiny śniegu bardzo mokrego tzw. *slush avalanches*, które transportowały gruz do podstawy stoku, a nawet poza jego obręb — na przedpole. Dla stoków intensywnie przemodelowanych przez ten rodzaj lawin Caine ustalił związek wprost proporcjonalny, również opisany równaniem linii prostej i współczynnikiem korelacji $r = 0,99$. Alpejskie stoki piargowe są więc nadbudowywane w rezultacie działania dwóch, często uzupełniających się procesów: grawitacyjnego opadania zwietrzelin do podnóży ścian i rozprowadzania ich po powierzchni stoków gruzowych ku dolinie i na boki.

Podobne studia wykonane w Tatrach Zachodnich na podłożu wapiennym pokazały, że związek odwrotnej proporcjonalności między wielkością akumulacji gruzu na hałdach i odległością od ściany Wielkiej Turni nad Doliną Małej Łąki jest również opisany za pomocą równania linii regresji typu $y = b - ax$ (Kotarba 1972). Nie obserwowano natomiast lawin mokrego śniegu typu *slush avalanches*, zdolnych do redystrybucji zimowego opadu gruzu po powierzchni hałd aż na ich przedpole.

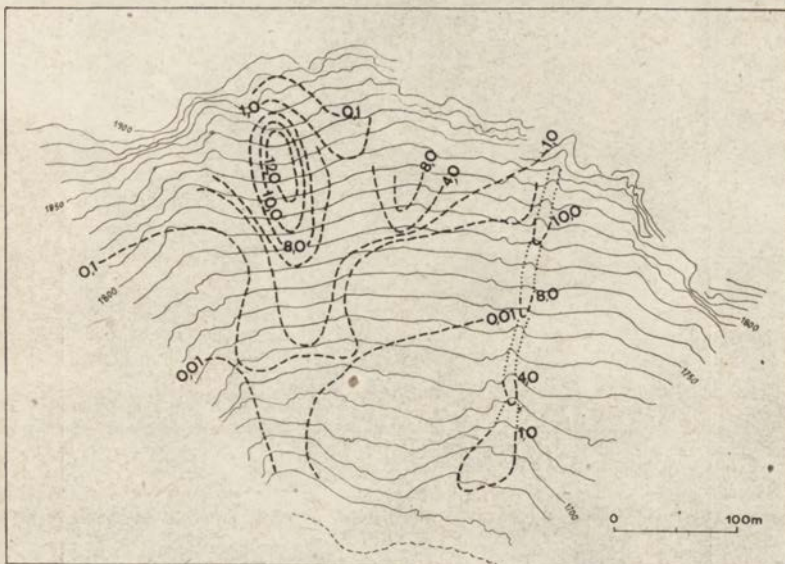
Pomiary akumulacji świeżego gruzu na stoku doświadczalnym Skrajnej Turni uświadomiły istnienie jeszcze innego typu związku między wielkością nadbudowywania stoków usypiskowych a odległością od ściany skalnej. W stożku usypiskowym (profil A—A') stwierdzono w poszczególnych okresach rocznych oraz sumarycznie dla lat 1975—1980 związek, który można wyrazić za pomocą funkcji wielomianu stopnia drugiego $y = a + bx + cx^2$, gdzie y — wielkość nadbudowywania, a x — odległość od ściany (ryc. 10). Fizyczny sens tego opisu jest następujący. Bezpośrednio u nasady stożka składana jest niewielka ilość świeżego gruzu. Dopiero w odległości około 100—120 m rozmiary akumulacji są największe, a następnie ulegają stopniowemu zmniejszaniu aż do zera u podstawy stożka. Obraz ten uzyskano na podstawie pomiarów ilości złożonego materiału (cm^3) na siatkach polietylenowych i oczyszczonych bloków skalnych rozmieszczonych na całej powierzchni



Ryc. 10. Nadbudowywanie powierzchni stożka usypiskowego (profil A—A') na stoku doświadczalnym Skrajnej Turni w okresie od sierpnia 1975 do sierpnia 1979
 Volume of scree accumulation against distance downslope on the talus cone (profile A—A') for the period Aug. 1975 — Aug. 1979

stożka (Kotarba et al. 1979). Przestrzenne zróżnicowanie wielkości nadbudowania stożka przedstawia rycina 11.

Ten całkowicie odmienny od dotychczas opisanych związek ma uzasadnienie w fakcie, że zasadnicza faza dostawy materiału na stok przypada na okres miesięcy wiosennych (maj—czerwiec). W tym okresie obserwuje się zanikanie zwartej pokrywy śnieżnej. Najwcześniej wytopieniu ulegają środkowe części stoków (ryc. 12), a następnie proces ten obejmuje górne i dolne ich części. Deszcz gruzowy związany z wiosennym rozmarzaniem ścian spada wprawdzie przede wszystkim na stok piargowy, przylegający bezpośrednio do ściany, lecz pojedyncze pakiety zwierzeliny ślizgają się po powierzchni śniegu firnowego ku części środkowej, gdzie są wyhamowane przy zetknięciu z szorstką powierzchnią stołu gruzowego pozbawionego pokrywy śnieżnej. Gros materiału jest składane w tej strefie, a tylko niewielka ilość przetacza się dalej i jest składana



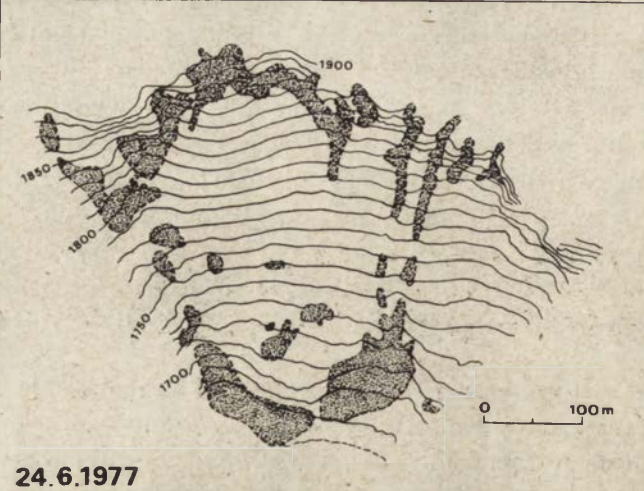
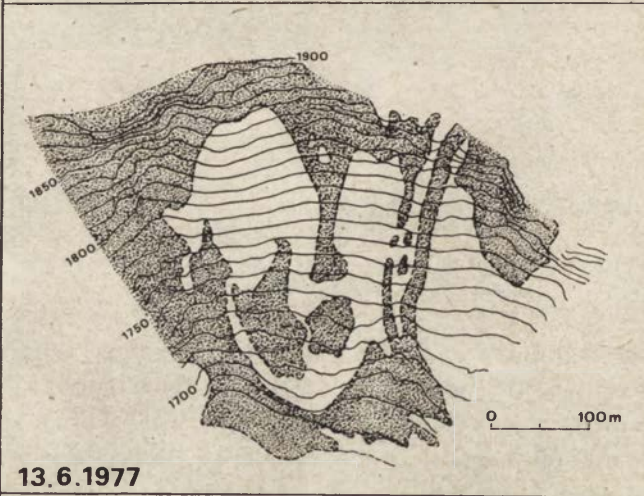
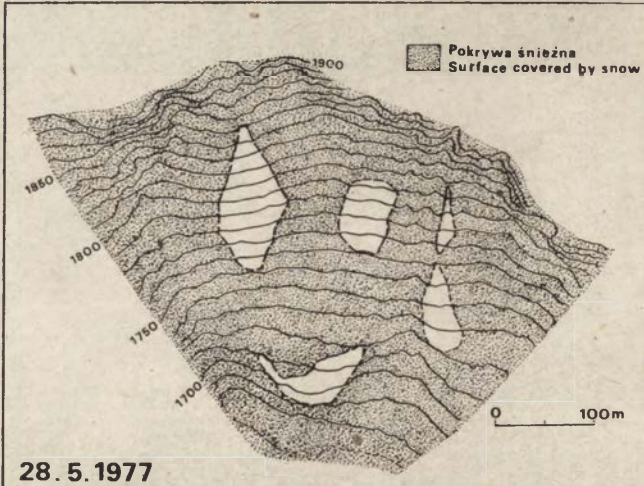
Ryc. 11. Wielkość nadbudowywania powierzchni stoku doświadczalnego Skrajnej Turni (akumulacja gruzu wyrażona w mm za okres 1975—1980) materiałem odpadającym ze ścian i działalnością lawinową

Pattern of debris accumulation on the „Skrajna Turnia” experimental slope measured in mm for the period 1975—1980

w dolnej części stoku. Występowanie fazy intensywnego wietrzenia fizycznego (makrogeliwacji) i odpadania zostało w ten sposób pośrednio przypisane okresowi drugiej połowy maja i czerwca. To stwierdzenie jest zgodne z wynikami bezpośrednich pomiarów ilości deponowanego materiału na hałdach wapiennych Tatr Zachodnich położonych w tym samym, czyli bardzo chłodnym piętrze klimatycznym (Kotarba 1976).

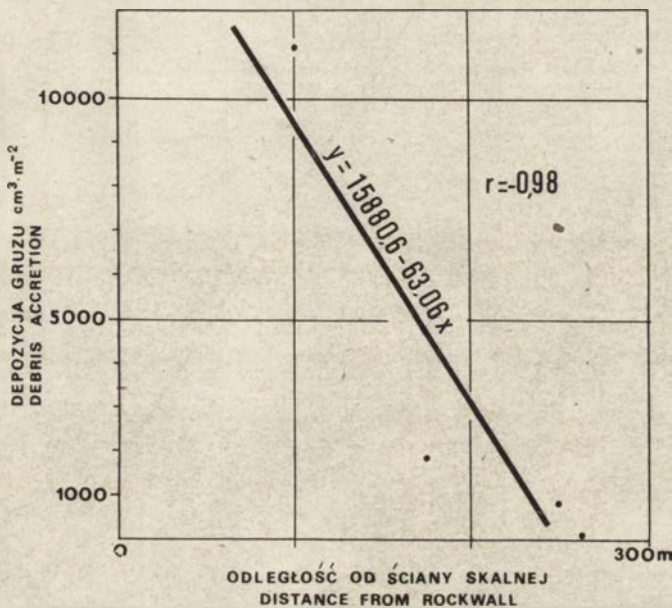
Czynnikami dostarczającym zwietrzały gruz na stożek są również lawiny śnieżne. Dlatego przestrzenna zmienność wielkości nadbudowania powierzchni w okresie 1975—1979 jest efektem nałożenia się akumulacji typu grawitacyjnego oraz depozycji lawinowej (lawin zawierających gruz w masie śniegu). Wartości nadbudowania hałdy interpolowane na rycinie 11 pokazują, że na stokach, w których obrębie śnieg wytapia się równomiernie wzdłuż całego profilu podłużnego, największe rozmiary depozycji są stwierdzane bezpośrednio u podnóża ścian skalnych.

Rynny korazyjne rozczłonkujące hałdy na przedłużeniu zlebów skalnych w okresie zimowym są całkowicie wypełnione śniegiem (maskują idealnie wklęsłą formę rynny), a na wiosnę zachowują w swym wnętrzu pokrywę śnieżną najdłużej (ryc. 12). Niejednokrotnie obserwowano, że ostatnie płyty śniegu zanikają w nich dopiero na początku lipca. Górne



Ryc. 12. Fazy zanikania pokrywy śnieżnej na stoku doświadczalnym Skrajnej Turni
Stages of snow cover disappearing on the „Skrajna Turnia” experimental slope

części rynien stanowiące bezpośrednie przejście żlebu na stok gruzowy są miejscem depozycji śniegu lawinowego zawierającego gruz transportowany z nisz podwierzchowinowych (ryc. 7). Dlatego tam właśnie stwierdzono największe ilości zdeponowanego gruzu (ryc. 13 i 14). Związek



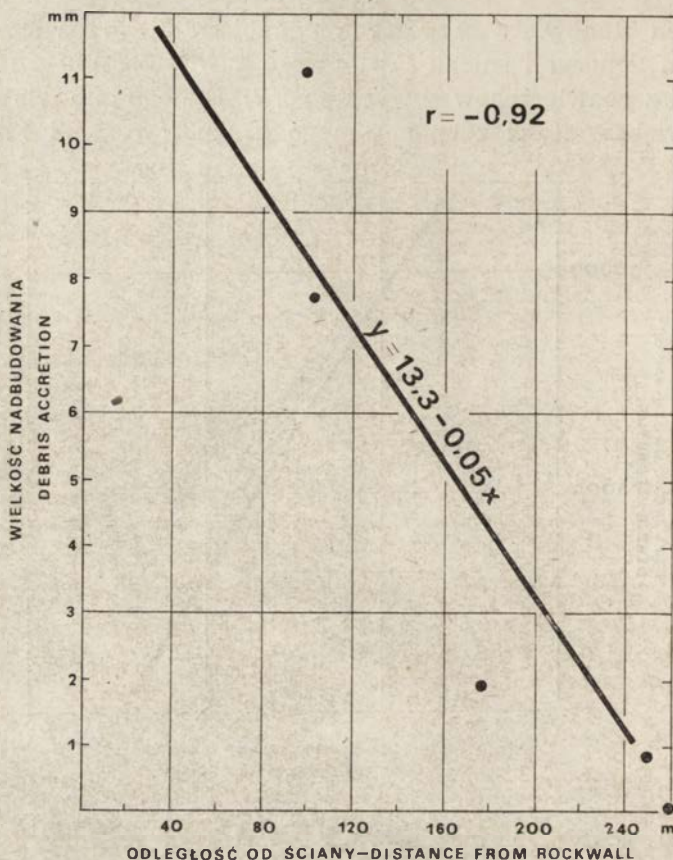
Ryc. 13. Związek między wielkością nadbudowywania świeżym gruzem dna rynny korazyjnej na stoku doświadczalnym Skrajnej Turni (profil C—C') w okresie VIII 75—VIII 78

Rate of debris accretion against distance downslope on the talus heap channelled by debris flow (profile C—C') on the „Skrajna Turnia” experimental slope. Period Aug. 1975 — Aug. 1980

jest odwrotnie proporcjonalny i określony równaniem typu $y = b - ax$ przy współczynniku korelacji $r = 0,92$. Drugim czynnikiem aktywnie sprzyjającym nadbudowywaniu początkowej części rynny korazyjnej jest woda płynąca w żlebie podczas ulew letnich (lipiec—sierpień). Materiał wyprzątany ze żlebu jest składany bezpośrednio po opuszczeniu stoków skalnych.

Żleb skalny rozcinający stok Żółtej Turni jest na całej długości wysłany materiałem gruzowym. Podłoże skalne odsłania się w jego dnie tylko fragmentarycznie w dolnej części rynny w wysokości około 1800 m n.p.m. (w pobliżu stanowiska 3). Degradacja i agradacja dna odbywa się więc w obrębie pokryw gruzowych.

Wielkość depozycji świeżego materiału w dnie żlebu jest niejednakowa. Nisza biorąca początek w najwyższej, przygrzbietowej części stoku stanowi strefę intensywnej degradacji. Rozkruszone okruchy skalne są odtransportowywane do rynny i tam składane. Największe nadbudowy-



Ryc. 14. Związek między wielkością nadbudowywania rynny korazyjnej a odległością od ściany skalnej na stoku doświadczalnym Skrajnej Turni w okresie 1975—1979

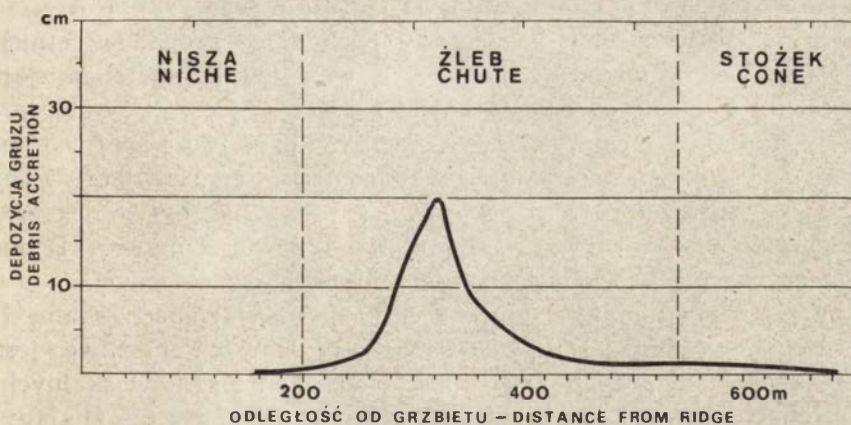
Rate of debris accretion against distance downslope in the debris flow gully on the „Skrajna Turnia” experimental slope. Period 1975—1979

wanie dna następowało w jej środkowej części na wysokości około 1870 m n.p.m. i wynosiło 20 054 cm w okresie 3 X 75 — 16 VIII 78 (ryc. 15). Odcinek znacznego nadbudowywania dna rynny (> 10 cm) jest stosunkowo krótki, gdyż wynosi zaledwie 80 m. Poniżej i powyżej tego odcinka warstwa zdeponowanego gruzu jest zaledwie rzędu 2—3 cm w okresie obserwacji. Przedstawiony obraz przestrzennego zróżnicowania depozycji gruzu obowiązuje zarówno dla całego okresu obserwacji, jak i dla krótszych okresów, a więc dla rocznego i dla sezonu letniego. Zarejestrowano duże rozmiary nadbudowywania dna w okresach letnich (np. na stanowisku 6 w okresie 25 VI—23 VIII 1977 pomierzono warstwę świeżego gruzu 5,15 cm), osiągające wskaźniki charakterystyczne dla całego roku. W niektórych latach wielkość depozycji tylko letniej (lata 1977) przekraczała wielkości określone dla okresów rocznych



Fot. 3. Stok skalny Żółtej Turni. Badania prowadzono w głównym żlebie rozczłunkującym stok

Avalanche chute channelling the rocky slope of the Żółta Turnia



Ryc. 15. Zróżnicowanie depozycji gruzu na profilu podłużnym żlebu skalnego rozcinającego stok doświadczalny Żółtej Turni, w okresie 1976—1979

Rate of debris accretion against distance downslope in the avalanche chute on the „Żółta Turnia” experimental slope for the period 1976—1979

(1975/76). Wartości te wskazują pośrednio na dominującą rolę wody płynącej latem w żlebie podczas gwałtownych i krótkotrwałych ulew. Luźny materiał dociera na stożek w znacznie mniejszej ilości. W dolnej części żlebu (stanowisko 3) warstwa zdeponowanego luźnego materiału osiągnęła w całym okresie pomiarowym zaledwie 2,3 — 2,4 cm. W okresie letnim 1977 wielkość nadbudowywania wyniosła 0,181 cm, co stanowi około 1/5 części rocznej wartości. Stosunek wskaźnika określonego dla lata do wskaźnika określonego dla okresu rocznego sugeruje, że w dolnej części rynny i na stożku głównym czynnikiem transportowym i depozycyjnym jest działalność lawin śnieżnych lub grawitacyjnego przemieszczenia. Istotnie, materiał zdeponowany na stożku znajdowano tylko w jego centralnej części, a więc na bezpośrednim przedpolu żlebu skalnego (na osi stożka), pomimo że rynny spływów gruzowych o głębokości 1,5—2,0 m mają swoją kontynuację na lewej poboczniczy stożka. Transport materiału, a następnie jego depozycja, przebiegały niezależnie od mezoform w obrębie stożka gruzowego.

Wielkość okruchów zdeponowanego materiału luźnego wykazywała pewne zróżnicowanie podłużne. W obrębie niszy u połączenia z rynną nie tylko obserwowano niewielką depozycję lub jej brak, lecz również stwierdzano obecność wyłącznie drobnego materiału. Średnia frakcja „oś b” wynosiła zaledwie 5,17 cm, a maksymalna 22 cm (stanowisko 10). W okresach letnich średnia frakcja była najmniejsza (2,5 cm). W środkowej części rynny, w odcinku największej depozycji średnia frakcja wynosiła 8,41 cm, maksymalna 37 cm, a dla okresu letniego 1977 osiągnęła nawet 58 cm (stanowisko 6). W dolnej części rynny frakcja średnia (6,54 cm) i maksymalna (16,57 cm) są znów nieco mniejsze. Największe zdeponowane okruchy miały średnio 20 cm (stanowisko 3). Powyższe dane sugerują, że w obrębie niszy wody pochodzące z opadów letnich nie są jeszcze skoncentrowane linijnie, a więc ich kompetencja jest jeszcze niewielka. Dopiero w początkowej i środkowej części rynny woda jest w stanie uruchomić głazy o średnicy przekraczającej 0,5 m. Z biegiem rynny nie następuje dalsza koncentracja energii, lecz raczej jej powolne rozpraszanie. Stok gruzowy (stożek) nie był w okresie obserwacji modelowany przez wody płynące powierzchniowo. Depozycja w jego obrębie wiązała się z działalnością lawin śnieżnych.

Depozycja luźnego materiału zwietrzelinowego w żlebach skalnych jest procesem złożonym. O ile dla stoków piargowych możliwe jest określenie związku depozycji z odległością od ścian i stoków skalnych, to w żlebach obraz jest skomplikowany, a proste schematy nie znajdują zastosowania. Składany w żlebach gruz jest w przeważającej masie zdeponowany. Prowadzone równocześnie pomiary depozycji gruzu odpadającego ze ścianek skalnych otaczających żleb wykazały niewielką dostawę materiału do żlebu, rzędu 0,059 cm/rok (0,178 cm w okresie obserwacji). Materiał wprowadzany do żlebu charakteryzował się niewielką

Tabela 9

Rozmiary depozycji gruzu granitowego u podnóża ścianek skalnych na zachodnich stokach Żółtej Turni w okresie 3 X 1975–16 VIII 1978 (stanowisko nr 8)

Rate of debris accretion at the base of rock wall on W-facing slope of the Żółta Turnia Mt. for the period 3 Oct. 1975–16 Aug. 1978 (the site 8)

Okres Period	Wielkość akumulacji $\text{cm}^3 \text{m}^{-2}$ Rate of accumulation $\text{cm}^3 \text{m}^{-2}$	Kumulatywna wielkość akumulacji $\text{cm}^3 \text{m}^{-2}$ Cumulative rate of accumu- lation $\text{cm}^3 \text{m}^{-2}$	Średnia frakcja (oś b w cm) Mean parti- cle size; b-intermediate axis (in cm)	Odchylenie standardowe Standart deviation of mean particle size	Frakcja maksy- malna (cm) Maximum particle size (cm)	Liczba okruchów Number of particles	Warstwa zdepo- nowanego gruzu (cm) Deposited scree layer (cm)
3 X 1975– –17 VII 1976	294,73	294,73	—	—	7	2	0,029
17 VII 1976– –1 X 1976	120,00	414,73	5	—	5	3	0,012
1 X 1976– –25 VI 1977	279,85	694,58	—	—	2	kasza grani- towa, gruz 8	0,027
25 VI 1977– –16 VIII 1977	405,12	1099,70	3,56	1,29	5,5		0,040
16 VIII 1977– –27 X 1977	93,28	1192,98	—	—	1	kasza granitowa	0,009
27 X 1977– –16 VIII 1978	595,05	1788,03	2,88	1,88	8	17	0,059
3 X 1975– –16 VIII 1978			3,81		4,75	30	0,178

frakcją (średnia 3,8 cm, maksymalna 8 cm) i był produktem głównie mikrogeliwacji. Zasadnicza faza wietrzenia i odpadania na ściankach, a następnie depozycji przypada na okres zimy oraz wiosny kalendarzowej (tab. 9).

TRANSPORT ZWIETRZELIN GRUZOWYCH NA STOKACH DOŚWIADCZALNYCH

Procesy działające na stokach piargowych bywają charakteryzowane w trzech podstawowych grupach:

- a) procesy akumulacji (lub depozycji) materiału luźnego na powierzchni,
- b) transport materiału spoczywającego na stoku,
- c) usuwanie materiału (degradacja) ze stoku.

Pierwsza grupa procesów omówiona w rozdziale poprzednim pozostaje w ścisłym związku z drugą, a więc poznanie rodzajów depozycji może być osiągnięte tylko przy równoczesnym badaniu rodzajów transportu luźnych zwietrzelin.

Wśród rodzajów transportu obserwowanych na stokach piargowych obszarów położonych w strefie klimatów zimnych (wysokogórskich subpolarnych i polarnych) wymienia się transport grawitacyjny materiału odpadającego ze ścian (spadanie, toczenie, zsuwanie), transport w lawinach śnieżnych i transport wskutek spływów gruzowych. Ponadto uważa się, że bardzo ważnym rodzajem transportu jest tzw. slush avalanching (Caine 1969), a Rapp (1960) twierdzi nawet, że jego rola w transporcie zwietrzelin jest większa niż lawin śnieżnych. Wśród innych rodzajów transportu zwraca się uwagę na rolę splukiwania powierzchniowego (Behre 1933; Gardner 1979) oraz powolnych, sekularnych ruchów masowych, czyli splezywania i osiadania. Występują więc rodzaje transportu zwietrzelin różniące się częstotliwością oraz intensywnością, a wielkości przemieszczeń w obrębie różnych genetycznie powierzchni stokowych są bardzo zmienne, od niewielkich, kilku- lub kilkunastocentymetrowych do kilkudziesięciu lub kilkusetmetrowych (Caine 1969; Gardner 1973, 1979; Rapp 1960; Luckman 1971; Kotarba 1976 i in.).

Wielkość transportu zwietrzelin gruzowych w otoczeniu Hali Gąsienicowej rozpatrzono na stokach doświadczalnych Skrajnej i Żółtej Turni. Określono skład mechaniczny przemieszczonych okruchów skalnych oraz pomierzono długość transportu. Generalnie stwierdza się, że maksymalne długości drogi transportu na stożku piargowym (profil A—A') maleją z odległością od ściany skalnej. Największe przemieszczenia stwierdzono w odległości około 60 m od ścian, wynosiły 5—7,5 m dla gruzu o frakcji do 25 cm, podczas gdy w odległości około 200 m wartości te były rzędu 1,5—2,2 m, a w odległości około 300 m nie przekraczały 0,1—0,2 m. Obliczono, że ten związek odwrotnej proporcjonal-

ności jest statystycznie istotny. Dla poszczególnych klas wielkości gruzu analizowanych w przedziałach co 5 cm (tab. 10) wykazano, że współczynniki korelacji, zwłaszcza dla okruchów drobnych o średnicy 0—10 cm, są wysokie, rzędu $-0,70$, a dla frakcji grubszych $-0,40$. Brak związku korelacyjnego następuje tylko we frakcjach blokowych o średnicy powyżej 20 cm.

Tabela 10

Maksymalne długości drogi transportu gruzu na stożku piargowym Skrajnej Turni w okresie 14 VIII 1975—13 VIII 1979 oraz współczynniki korelacji określające zależność między długością transportu a odległością od ściany skalnej

Maximum length of debris transportation on talus cone within the Skrajna Turnia Mt. for the period 14 Aug. 1975—13 Aug. 1979 and correlation coefficients showing relationship between length of transportation and distance from the rockwall

Stanowisko Site no	Odległość od ściany (m) Distance from rockwall (m)	Maksymalna długość drogi (w m) transportu gruzu o frakcji (cm) Maximum length of transportation (in m) (size classes in cm)					
		0—5	6—10	11—15	16—20	21—25	26—30
		24	62	6,8	6,7	7,5	5,8
48	80	1,7	2,4	1,6	1,7	0,0	0,0
47	100	1,5	2,2	31,0	19,0	0,0	0,0
13	203	1,5	1,5	1,8	2,2	9,5	0,4
14	265	0,6	0,9	0,4	1,9	0,0	0,0
44	314	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,1
r =		-0,69	-0,71	-0,40	-0,38		

Przedstawione maksymalne długości drogi transportu są podobnego rzędu jak wartości przemieszczeń notowane w obszarach alpejskich. Gardner (1979), po przeprowadzeniu pomiarów w Kanadyjskich Górach Skalistych w okresie 1965—1976, stwierdził maksymalne przemieszczenia rzędu 3,5—8,0 m, lecz pewne pojedyncze okruchy wykonały drogę 71 m. Te ostatnie przemieszczenia były związane z wielkimi lawinami gruntowymi mokrego śniegu. Wielkość przemieszczeń na stożku Skrajnej Turni wskazują na brak w badanym okresie zjawisk i procesów tego typu. Wprawdzie częstotliwość lawin śnieżnych na stożku była duża (powyżej 5 lawin w okresie 1975—1980), a wielka lawina gruntowa z dnia 7 maja 1976 r. spowodowała przemieszczenie i depozycję wielkich ilości gruzu o frakcji blokowej, to jeszcze nie oznacza, że została wykonana wielka praca erozyjna na powierzchni stożka. Materiał zwietrzelinowy budujący powierzchnię stożka był wyruszony ze swego położenia i przemieszczony na odległość większą niż 7,5 m (por. tab. 10; ryc. 6). Porównując maksymalne wielkości przemieszczeń na stożku z odpowiednimi wartościami w rynn timerazyjnej, rozcinającej hałdę (profil C—C'), stwierdzamy, że praca transportowa w rynn timerazyjnej była mniejsza niż

na stożku. Bezpośrednio u wylotu żlebu skalnego maksymalne długości drogi transportu były rzędu 2—4 m (a tylko okazyjnie okruchy o frakcji 11—15 cm uległy przemieszczeniu 8, 4 m). Gruz o frakcji powyżej 20 cm nie ulegał w ogóle przemieszczaniu. W odległości około 100 m od wylotu żlebu tylko najdrobniejsze okruchy o frakcji 0—5 cm uległy przemieszczeniu na odległość 2,2 m, a okruchy o wielkości 6—15 cm na odległość mniejszą niż 1 m (tab. 11). W rynnice, podobnie jak na

Tabela 11

Maksymalne długości drogi transportu gruzu w rynnice korazyjnej na stoku piargowym Skrajnej Turni w okresie 14 VIII 1975—11 VIII 1978 oraz współczynniki korelacji określające zależność między długością drogi transportu a odległością od ściany skalnej

Maximum length of debris transportation within the gully on scree slope of the Skrajna Turnia Mt. for the period 14 Aug. 1975—11 Aug. 1978 and correlation coefficients showing relationship between length of transportation and distance from the rockwall

Stanowisko Site no	Odległość od ściany (m) Distance from rockwall (m)	Maksymalna długość drogi (w m) transportu gruzu o frakcji (cm) Maximum length of transportation in m (size classes in cm)					
		Maximum length of transportation in m (size classes in cm)					
		0—5	6—10	11—15	16—20	21—25	26—30
7	0	4,0	2,0	8,4	2,6	0,0	0,0
6b	94	3,4	4,2	1,2	0,4	0,0	0,0
5	110	2,2	0,6	0,3	0,0	0,0	0,0
4	168	0,0	0,12	0,0	0,0	0,0	0,0
r =		-0,89	-0,42	-0,92	-0,92		

stożku, zaznacza się zmniejszanie długości drogi transportu z odległością od żlebu, a w odległości około 170 m dno rynnicy było praktycznie nie zaburzone. Związek odwrotnej proporcjonalności pomiędzy długością maksymalnego transportu i odległością od ściany (żlebu) wyraża współczynnik korelacji $r = 0,98$ (tab. 12). Z transportem ściśle wiąże się wielkość nadbudowania dna rynnicy. Przemieszczenia gruzu w rynnicy były spowodowane przede wszystkim działalnością spłukiwania powierzchniowego i niewielkich splywów gruzowych, które wystąpiły w okresach letnich podczas opadów o dużych intensywnościach i sumach dobowych przekraczających 30 mm.

Podczas zimy rynnicy korazyjne są całkowicie wypełnione śniegiem i nawet bardzo duża liczba lawin śnieżnych nie ma praktycznie żadnego istotnego wpływu na transport zwietrzelin. Lawiny śnieżne formowane w żlebie ślizgają się po powierzchni stoku, nigdy nie sięgając dna rynnicy. Pokrywa śnieżna o miąższości kilku metrów, zalegająca w rynnicy podczas zimy (śnieg przewiany i zakumulowany w rynnicy w formie wklęsłej), skutecznie chroni podłoże od impulsów mechanicznych zdol-

Tabela 12

Przestrzenna zmienność maksymalnego transportu i depozycji materiału gruzowego w rynnice korazyjnej na stoku Skrajnej Turni (profil C—C') w okresie 14 VIII 1975—15 VIII 1979

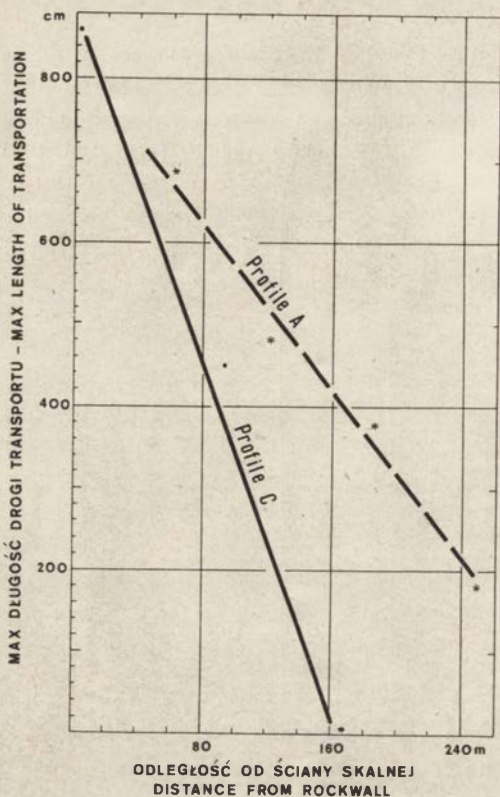
Spatial differentiation of maximum length of transportation and debris accretion within the gully bottom on the Skrajna Turnia slope (profile C—C'). Period 14 Aug. 1975—15 Aug. 1979

	Odległość od ściany (m) Distance from rockwall (m)				Współczynnik korelacji Correlation coefficient
	0	94	110	168	
	Maksymalna długość transportu (m) Max. length of transportation (m)	8,5	4,2	2,2	
	Odległość od ściany (m) Distance from rockwall (m)				
	98	176	250	262	
	Wielkość nadbudowania stoku (warstwa w mm) Debris accretion (layer in mm)	11,18	1,94	0,92	

nych do redepozycji gruzu spoczywającego zarówno podczas zimy, jak i na wiosnę. Intensywne wietrzenie na ściankach żlebów rozczłonkowujących ścianę dostarcza wprawdzie świeży gruz, lecz jest on wytransportowywany na zewnątrz tylko przez lawiny powierzchniowe, a świeże okruszki przemieszczane grawitacyjnie ślizgają się po powierzchni śniegu nawet w maju i czerwcu (patrz mapa zanikania pokrywy śnieżnej). Dlatego rynnice spływów gruzowych funkcjonują wyłącznie podczas intensywnych opadów w miesiącach letnich.

Rycina 16 ilustruje związek między maksymalną długością drogi transportu na stożku i w rynnice a odległością od podnóża ściany. Przy tych samych odległościach od ścian skalnych, rejestrowane przemieszczenia na stoku (przez saltację i toczenie, ślizganie materiału odpadłego ze ścian oraz przemieszczonego z lawinami gruntowymi) są większe od przemieszczeń spowodowanych przez spływy gruzowe w rynnach korazyjnych. Dotyczy to wszystkich frakcji transportowanego gruzu porównywanych osobno, a najlepiej jest wyrażone dla frakcji 0—5 cm i 6—10 cm (por. tab. 10 i 11).

Sposób transportu zwietrzelin w żlebie skalnym Żółtej Turni podlega innym zasadom. Różnica wynika z faktu, że mamy do czynienia ze stokiem skalnym silnie urzeźbionym, rozczłonkowanym żlebami, a więc procesy transportujące zwietrzeliny koncentrują się wzdłuż osi tych form i nie obejmują całych powierzchni stoku. Mimo że występują te same procesy morfogenetyczne jak na Skrajnej Turni, to ich skutki są zna-



Ryc. 16. Związek między maksymalną długością drogi transportu na stożku usypiskowym (profil A—A') i w rynnie korazyjnej (profil C—C') w obrębie stoku doświadczalnego Skrajnej Turni (1975—1979)

Relationship between maximum length of debris transportation and distance from the „Skrajna Turnia” rockwall

A — regression line for profile A—A', C — regression line for profile C—C'. Period 1975—1979

cznie większe w porównaniu ze stożkiem i hałdą. Oddziałują one bowiem zawsze na te same elementy rzeźby, a więc niszę źródłową, rynnę i stożek równocześnie albo na przemian, w nawiązaniu do pór roku. Dlatego długość drogi transportu wielokrotnie przekracza wartości stwierdzone na stożku i hałdzie oraz znacznie większa ilość zwietrzelin podlega przemieszczaniu.

Generalnie stwierdza się, że największe przemieszczenia występują w początkowej części żlebu na przejściu z niszy do rynny, w strefie konwergencji, gdzie odbywa się koncentracja energii wyzwanej podczas zsuwania lawin śnieżnych. Na stanowisku 11, założonym w tej strefie, transekt znaczonego lakierem materiału położony w odległości 235 m od grzbietu uległ corocznie całkowitemu zniszczeniu (tab. 13). W odległości 20 m od transektu znaleziono zaledwie 19,14% uruchomionej masy, a cała reszta została przetransportowana dość równomiernie w niższe położenia, przy czym malowane okruchy znaleziono nawet w odległości 460 m.

Znaczone okruchy założone w żlebie w odległości 307 m od grzbietu wykonały znacznie krótszą drogę (odległość 280 m), a prawie połowa (48,65%) przemieszczonej masy została złożona na odcinku zaledwie 20-metrowym. W niższych odcinkach żlebu (350 m i 422 m od grzbietu)

Tabela 13

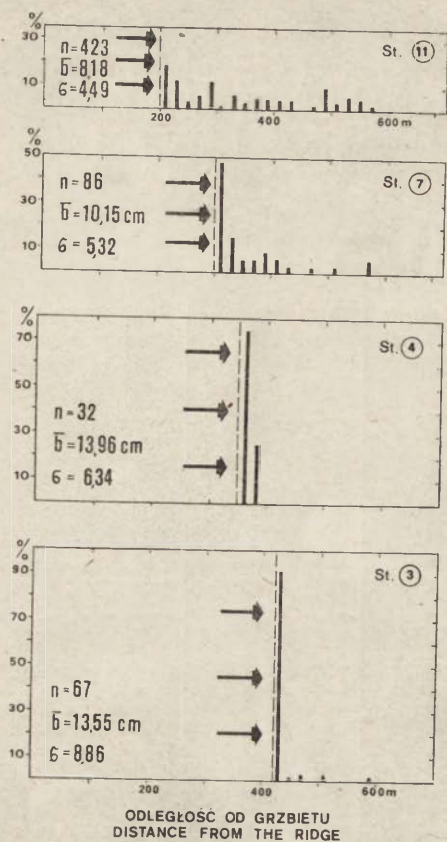
Ilość przemieszczonego materiału gruzowego, znaczonego lakierem w obrębie rynny korazyjnej na zachodnim stoku Żółtej Turni w okresie 3 X 1975—16 VIII 1978

Quantity of displaced scree particles within chute channelling W-facing slope of the "Żółta Turnia" Mt. (particles marked with laquer) for the period 3 Oct. 1975—16 Aug. 1978

Długość drogi transportu (m) Length of transportation (in m)	Ilość przemieszczonego materiału Quantity of displaced scree particles			
	Stanowisko 11 Site 11	Stanowisko 7 Site 7	Stanowisko 4 Site 4	Stanowisko 3 Site 3
	%	%	%	%
0—20	19,14	48,65	74,99	91,02
20—40	11,09	14,87	25,01	1,50
40—60	3,31	5,40		2,98
60—80	5,67	6,75		—
80—100	11,09	8,12		3,00
100—120	0,48	5,40		—
120—140	6,13	1,35		—
140—160	3,07	—		—
160—180	4,45	1,35		—
180—200	3,30	—		1,50
200—220	2,13	2,70		
220—240	3,78	—		
240—260	0,72	—		
260—280	1,18	5,40		
280—300	9,44			
300—320	3,07			
320—340	5,43			
340—360	4,25			
360—380	1,41			
380—400	0,24			
400—420	—			
420—440	0,46			
440—460	0,24			

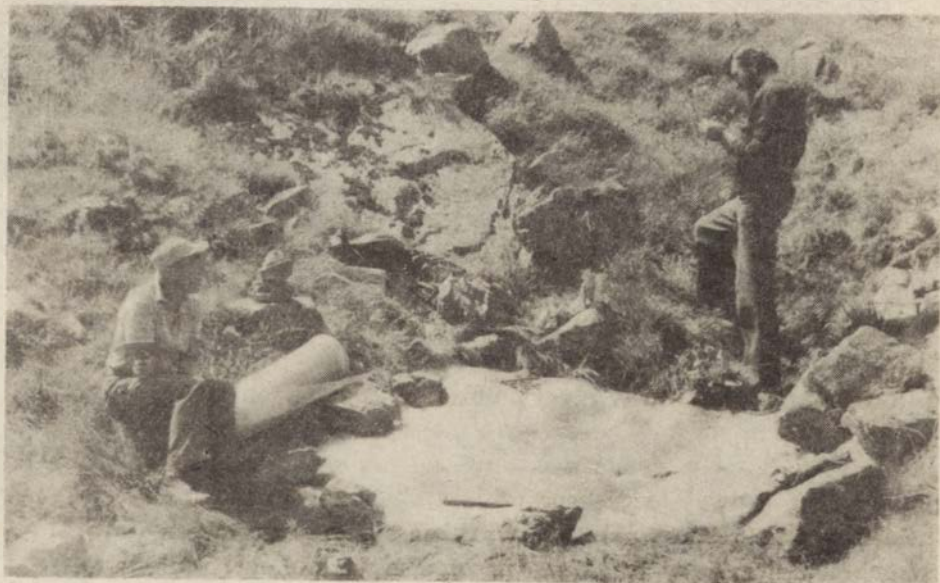
przemieszczenia były jeszcze mniejsze, a gros materiału (74,9—91,0%) uległo transportowi nie dłuższemu jak 20 metrów (ryc. 17). Długość drogi transportu i jego pojemność (ilość okruchów transportowanych) mają więc swe maksimum w strefie tranzytowej między niszą a rynną i szybko ulegają zmniejszeniu w niżej położonych odcinkach żlebu.

Wielkie rozmiary przemieszczeń z początkowej części rynny oraz rozproszenie znaczonego gruzu wskazują, że przyczyną transportu były lawiny śnieżne zsuwające się corocznie z zachodniego stoku Żółtej Turni. Chociaż w dniu żlebu występują wyraźne systemy drobnych form utworzonych przez spływy gruzowe, to proces ten nie wystąpił na większą skalę w okresie badań. Niewielkie rynny świeżych spływów gruzowych dokumentowały obecność tych zjawisk w rynnie, lecz przemieszcze-



Ryc. 17. Ilość (n), wielkość średnia osi „ b ” (b) oraz odchylenie standardowe od średniej (δ) okruchów transportowanych i deponowanych na stoku doświadczalnym Żółtej Turni (żleb) w okresie 1976—1979

Quantity of displaced scree particles (n), mean length of intermediate axis (b) and standart deviation (δ) within avalanche chute on the „Żółta Turnia” experimental slope for the period 1976—1979



Fot. 4. Siatka plastikowa służąca do pomiaru wielkości depozycji gruzu na stoku doświadczalnym Skrajnej Turni

nia przez nie spowodowane nie przekraczały 20 m. Tabela 14 pokazuje maksymalne długości drogi transportu gruzu o różnej wielkości, wyraźnie dokumentując fakt, że transport był masowy i obejmował wszystkie frakcje drobnych zwietrzelin łącznie z blokami o średnicy 30 cm,

Tabela 14

Maksymalne długości drogi transportu gruzu w żlebie na zachodnim stoku Żółtej Turni w okresie 3 X 1975—16 VIII 1979

Maximum length of debris transportation within the chute on the west-facing slope of the "Żółta Turnia" Mt. for the period 3 Oct. 1975—16 Aug. 1979

Odległość od grzbietu (w m) Distance from ridge (in m)	Maksymalna długość drogi (w m) transportu gruzu o frakcji (cm) Maximum length of transportation in m (size classes in cm)					
	0—5	6—10	11—15	16—20	21—25	26—30
236 m (stan. 11)	445	430	445	445	460	450
306 m (stan. 7)	300	305	215	275	215	3,4
350 m (stan. 4)	55	88	88	31	29	1,6
422 m (stan. 3)	2,2	51	49	91	4,2	1,8

a lokalnie nawet 45 cm (ryc. 18). Maksymalna długość drogi transportu w żlebie jest więc odwrotnie proporcjonalna do odległości od grzbietu, a związek korelacyjny jest bardzo silny. Jest rzeczą charakterystyczną, że najwyższe współczynniki korelacji ($-0,79$ i $-0,95$) stwierdzono dla okresu czteroletniego (3 X 1975—16 VIII 1979), a dla okresów krótszych, a więc dla roku lub sezonu letniego, odpowiednie wartości określone dla poszczególnych frakcji zwietrzelin są znacznie niższe (tab. 15). Zmienność zjawisk hydrometeorologicznych z roku na rok powo-

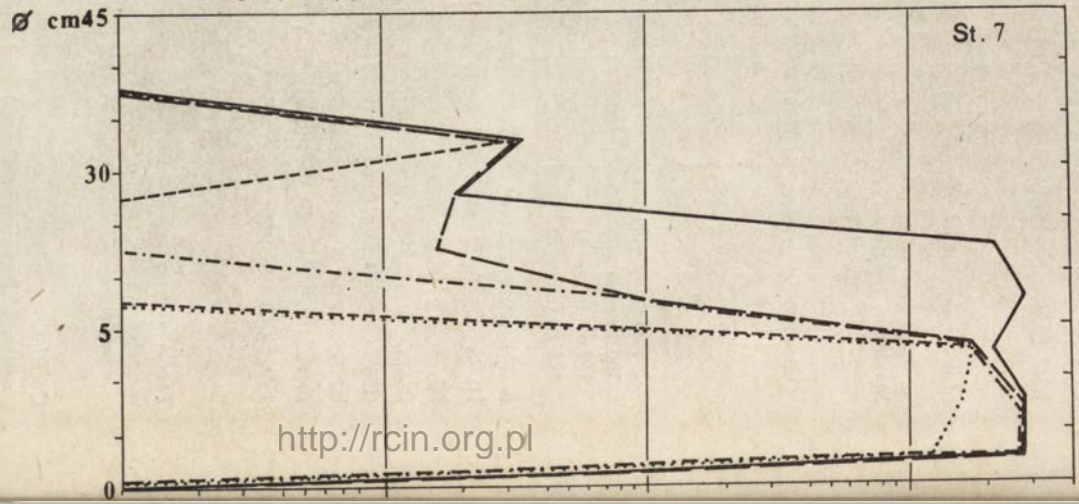
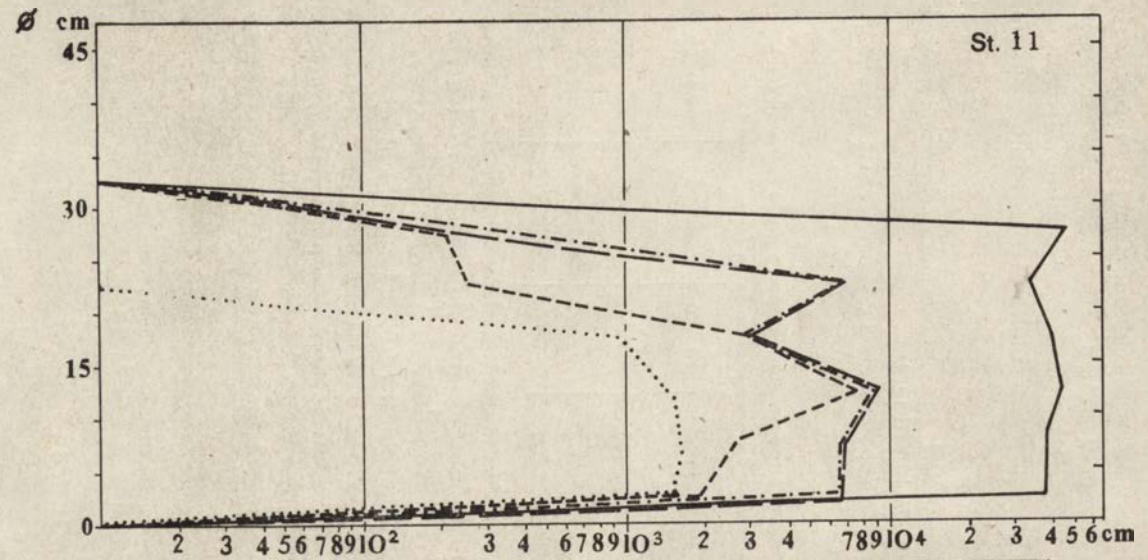
Tabela 15

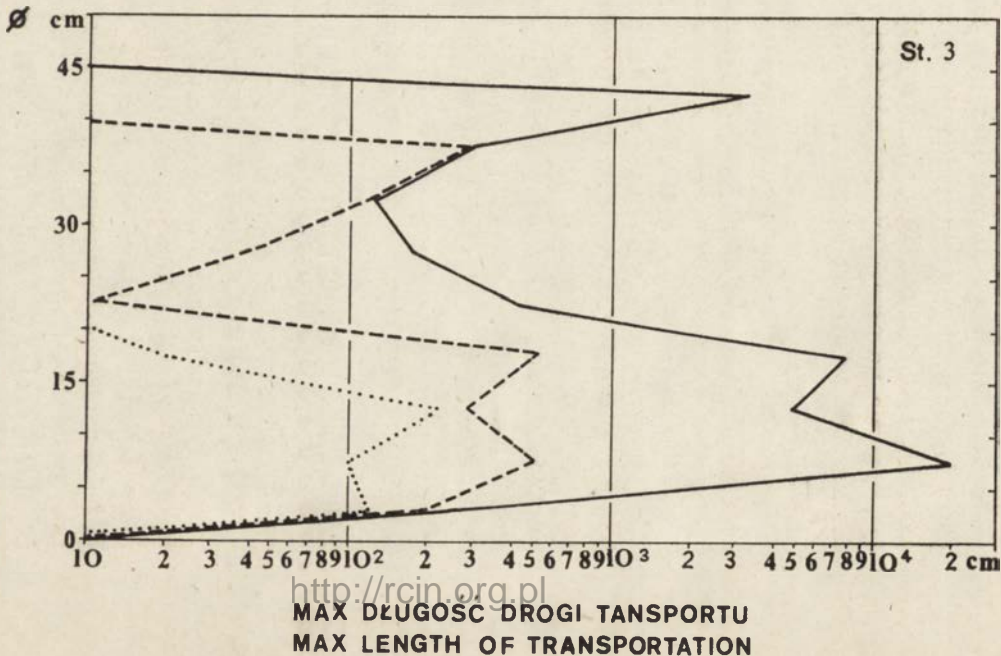
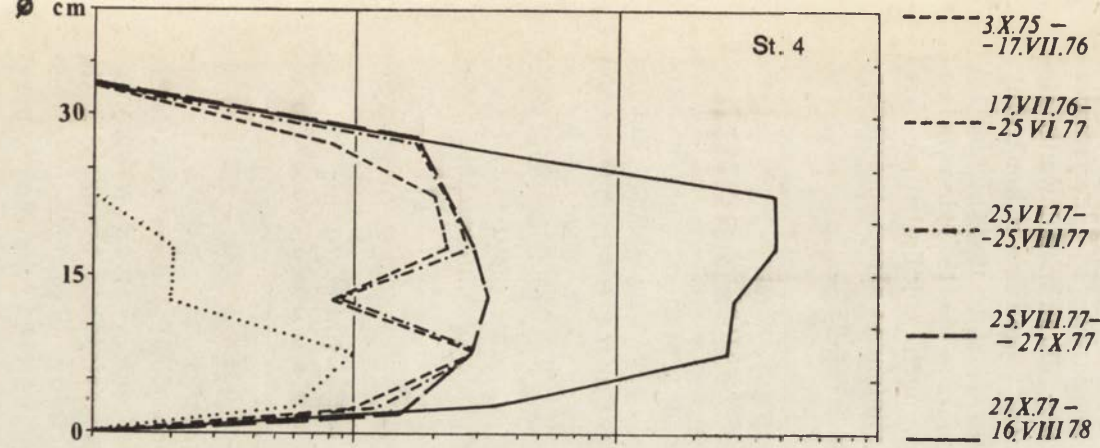
Tabela korelacyjna przedstawiająca zależność między maksymalną długością drogi transportu w żlebie na zachodnim stoku Żółtej Turni a odległością od grzbietu. Dane dla okresu trzyletniego, rocznego i dwumiesięcznego obliczone na podstawie wyników ze stanowisk nr 11, 7, 4 i 3

Correlation coefficients showing relationship between maximum length of transportation of debris particles (different size classes) and distance from the ridge crest, within the chute on the west-facing slope of the "Żółta Turnia" Mt.

Okres — Period	Wielkość okruchów skalnych przemieszczonych (cm) Size classes (in cm)					
	0—5	6—10	11—15	16—20	21—25	26—30
3 X 1975—16 VIII 1979	-0,95	-0,94	-0,94	-0,86	-0,94	-0,79
1 X 1976—27 X 1977	-0,39	-0,39	-0,59	-0,71	-0,74	-0,74
25 VI 1977—25 VIII 1977	-0,74	-0,78	-0,38	-0,18	-0,78	+0,29

Plastic net to measure debris deposition on the „Skrajna Turnia” experimental slope





Ryc. 18. Związek między maksymalną długością drogi transportu a frakcją materiału w żlebie skalnym Żółtej Turni

Maximum length of transportation for different particle sizes in the chute channelling the „Żółta Turnia” experimental slope for sites 3, 4, 7, 11

duje, że jednoroczne lub sezonowe serie pomiarowe są niewystarczające. Dają bowiem przypadkowy, jednostkowy obraz modelowania żlebów w poszczególnych porach roku, związany wprawdzie z konkretnymi sytuacjami pogodowymi, lecz nie pozwalający na uogólnienia. Dopiero opracowanie wielu jednostkowych zdarzeń na tle odpowiadających im sytuacji pogodowych, przeanalizowanych w kilkuletnim okresie, pozwala na przedstawienie bardziej uogólnionego obrazu przestrzennego zróżnicowania transportu gruzu w żlebach skalnych.

PRACA GEOMORFOLOGICZNA
ORAZ STOPIEŃ PRZEKSZTAŁCENIA STOKÓW

Luźne zwietrzliny granitowe, podlegając przemieszczaniu na stokach tatrzańskich, wykonują pewną pracę geomorfologiczną. Zmiana energii potencjalnej w jednostce czasu jest miarą erozji (niszczenia) i może być określona w dżulach (w układzie SI). Wychodząc z tych założeń, Caine (1976) adoptował dla celów geomorfologicznych wzór określający zmianę energii potencjalnej w jednostce czasu (ΔE) i obliczał pracę geomorfologiczną (E) wykonaną przez przemieszczanie zwietrzliny. Wzór ten ma następującą postać:

$$\Delta E = V \rho g (d \sin \Theta),$$

gdzie: d — wielkość przemieszczenia po powierzchni stoku, m;

Θ — nachylenie stoku, kąt;

g — przyspieszenie ziemskie, 9,8 m. sek⁻²

ρ — ciężar objętościowy skał, g.cm⁻³;

V — objętość przemieszczonej masy, m³.

Formułę powyższą wykorzystano w inny sposób, niż sugerował Caine. Jego celem było określenie sposobu obliczenia wielkości wykonywanej pracy geomorfologicznej, wyrażonej w wartościach bezwzględnych, tak by można było porównać dynamikę rzeźby w różnych obszarach świata. Stosując tę formułę, przeliczył nawet wartości podawane w opracowaniach innych autorów (m. in. Rappa (1960).

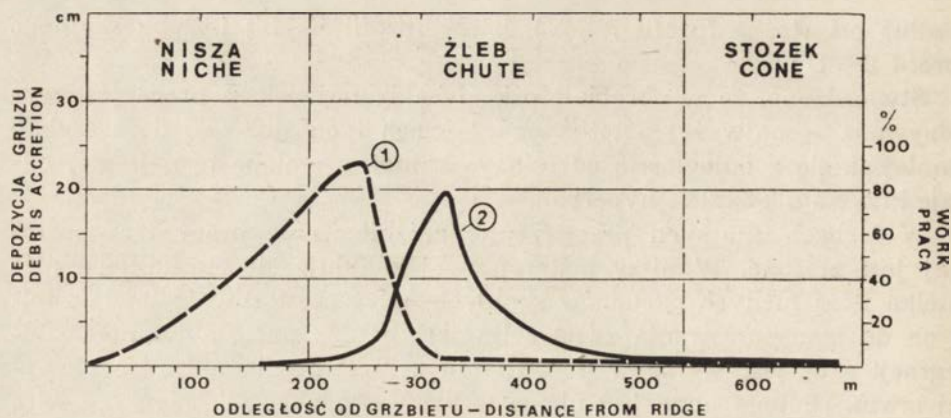
W niniejszym opracowaniu zrezygnowano z tej drogi postępowania, a formułę zastosowano w celu określenia względnych różnic w wielkości wykonywanej pracy w różnych punktach jednego stoku i pokazania zróżnicowania wzdłuż profilu podłużnego stoków. W tym celu wzięto pod uwagę wielkości bezwzględne pracy transportowej wykonanej przez przemieszczone okruchy na 10-metrowych transektach zawierającychznaczony lakierem materiał, zainstalowanych na osi stożka piargowego w różnych odległościach od ściany. Sumę wykonanej pracy transportowej na wszystkich transektach uznano za 100%, a następnie obliczono procentowe udziały poszczególnych transektów. W ten sposób uzyskano obraz względnego zróżnicowania wykonanej pracy transportowej

wzdłuż osi stożka (profil A—A'), hałdy (profil B—B') i żlebu skalnego (profil D—D').

Stwierdzono, że w obrębie stożka i hałdy największa praca jest wykonywana w najwyższej położonych częściach tych stoków i dość szybko zmniejsza się z odległością od ściany skalnej, a zmianę tę najlepiej odaje krzywa o kształcie hyperboli.

W żlebach skalnych przestrzenne zróżnicowanie pracy transportowej jest złożone. W niszy podgraniowej znajduje się stosunkowo niewielka ilość luźnych okruchów skalnych, gdyż częstotliwość lawin zdolnych do transportowania zwietrzelin jest bardzo duża, a tempo dezintegracji skał jest wolne w porównaniu z możliwościami transportowymi lawin. Dlatego nisza jest uboga w luźne produkty wietrzenia, a więc i praca geomorfologiczna, która między innymi zależy od objętości (V) utruchamianego materiału jest niewielka. W miarę oddalania się od grzbietu stwierdzamy coraz większą ilość luźnych zwietrzelin, a największe ilości znajdują się w strefie przejściowej od niszy do właściwego żlebu skalnego. Tam też, w przewężeniu występuje największa koncentracja energii lawin uruchamianych w niszy. Oznacza to, że ogromna obfitość luźnych zwietrzelin, które dzięki wyzwalanu dużych energii są transportowane na wielkie odległości (maksymalnie 460 m), wykonuje pracę geomorfologiczną wynoszącą około 80% całkowitej pracy określonej dla żlebu. Ta najbardziej dynamiczna strefa jest bardzo krótka, gdyż wynosi zaledwie około 100 m. Materiał przemieszczany z tej strefy jest składany w żlebie, a kulminacja jego depozycji znajduje się około 100 m poniżej. W środkowej i dolnej części żlebu oraz na stożku praca geomorfologiczna stanowi zaledwie kilka procent sumy ogólnej. Omawiane zróżnicowanie ilustruje rycina 19. Należy zaznaczyć, że obrazy te są charakterystyczne i obowiązujące tylko dla okresu obserwacji 1975—1980 i nie mogą być uogólniane na wielolecia. Wspomniany okres charakteryzował się bowiem, jak już wcześniej podkreślono, brakiem ekstremalnych zjawisk pogodowych, a więc nie wystąpiły w nim epizody progowe, które składają się na ogólną ewolucję rzeźby. Okresy katastrofalnych ulew i powodzi w górach charakteryzują się całkiem odmiennymi tendencjami rozwojowymi. Produkty wietrzenia, zdeponowane w dnach dolin rozcinających stoki górskie, są w takich okresach wyprzątane na przedpolu i składane u wylotów dolin w postaci stożków usypiskowo-napływowych lub języków gruzowo-błotnych. Pogłębieniu dolin (żlebów) odpowiada nadbudowanie stożków (Klimaszewski 1935; Ziętara 1968). Obserwacje na stokach tatrzańskich nie objęły tych zjawisk i dotyczą okresu względnie spokojnego.

Wielkość wykonanej pracy geomorfologicznej wiąże się ze stopniem transformacji powierzchni stoku. W celu określenia wielkości zmian na powierzchni stoków doświadczalnych wykonano analizę jakościową stopnia zniszczenia transektów <http://rcin.org.pl> zawierających znaczony materiał. Dzie-

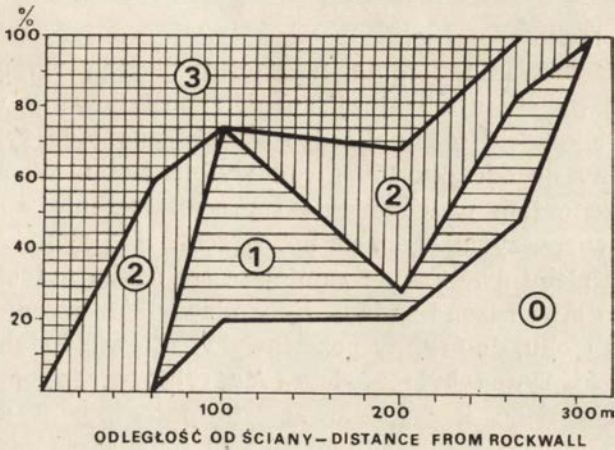


Ryc. 19. Zróżnicowanie pracy geomorfologicznej oraz depozycji gruzu na profilu podłużnym stoku doświadczalnego Żółtej Turni w okresie 1976—1979
1 — praca geomorfologiczna, 2 — depozycja gruzu

Diagrams to show percentage values of geomorphic work involved on 10-meter long transects installed across the chute (curve 1) and debris accretion layer (curve 2) on the „Żółta Turnia” experimental slope. Period 1976—1979

sięciometrowe pasy scharakteryzowano za pomocą wskaźników (*change index*) określonych przez Carniela i Scheideggera (1976). Przyjęto cztery indeksy zmian: 0 — malowany pas zupełnie nie zmieniony po 5-letnim okresie, 1 — pas ciągły, a tylko pojedyncze okruchy przemieszczono z położenia inicjalnego, 2 — brak ciągłego pasa, lecz pewna ilość znaczonych okruchów pozostała w położeniu inicjalnym i pas może być zrekonstruowany, 3 — pas znaczonego materiału nie istnieje, jest całkowicie zniszczony.

Przy ocenie stanu zachowania pasów określono procentowy udział poszczególnych indeksów zmian na 10-metrowych transektach i skonstruowano ryciny 20 i 21. Rycina 20 ilustruje wielkość transformacji stożka. Zaznaczają się wyraźne trzy odcinki o różnej dynamice. Odcinek pierwszy od podnóża ściany ciągnący się na odległość około 100 m cechuje się wielką dynamiką, całkowitym (indeks 3: 50—100%) lub bardzo silnym przekształceniem powierzchni stożka w okresie badanego pięcioletnia. W odległości około 80 m od ścian znajdują się pierwsze fragmenty powierzchni stokowych, które nie uległy zaburzeniu (ok. 20% pasów scharakteryzowano indeksem 0), a tylko około 25% pasów zostało całkowicie zniszczonych. Pozostałym fragmentom pasów przypisano indeksy 1 i 2, przy czym ich proporcje ulegają zmianie z odległością od ściany. W odległości około 200 m od ściany Skrajnej Turni następuje bardzo szybkie przejście do powierzchni stokowych ustabilizowanych. Wyraża się to wzrostem udziału indeksu 0. W odległości 300 m nie zanotowano żadnych zmian. Podnóża stożka zbudowane z gruzu o frakcji

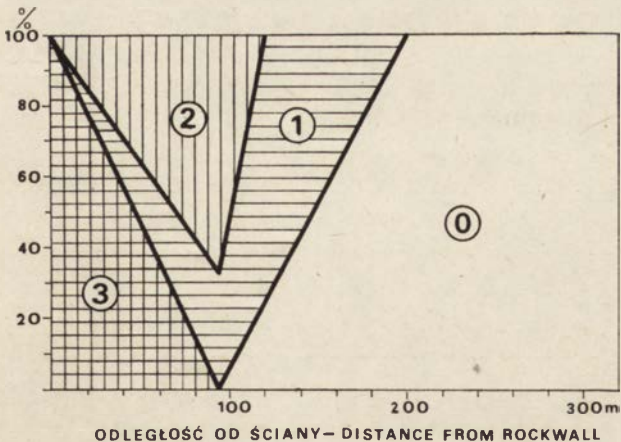


Ryc. 20. Zróznicowanie stopnia transformacji powierzchni stożka usypiskowego (profil A—A') na stoku doświadczalnym Skrajnej Turni w okresie 1975—1979

Skala zmian: 0 — pas niezmienny po 5-letnim okresie obserwacji, 1 — pas zachowany, pojedyncze okruchy przemieszczone z położenia inicjalnego, 2 — brak ciągłego pasa, lecz pewna ilość okruchów pozostała w położeniu inicjalnym, pas może być zrekonstruowany, 3 — pas całkowicie zniszczony

Degree of the talus cone transformation (profile A—A') evaluated by use the change index

0 — color strip unchanged, 1 — color strip continuous but stones somewhat displaced, 2 — no continuous color strip recognizable but quite a few colored stones still exist on initial line, 3 — initial strip completely lost. Period 1975—1979



Ryc. 21. Zróznicowanie stopnia transformacji dna rynny korazyjnej (profil C—C') na stoku doświadczalnym Skrajnej Turni w okresie 1975—1979 (objaśnienia przy ryc. 20)

Degree of the debris flow gully transformation (profile C—C') evaluated by use the change index. For explanation see Fig. 20

blokowej jest całkowicie martwe i nie podlegało zmianom nawet, gdy docierały doń lawiny śnieżne.

Obraz zróżnicowania stopnia transformacji dna rynny korazyjnej (profil C—C') na stoku Skrajnej Turni, skonstruowany w identyczny sposób, jest całkowicie różny. Bardzo dynamiczna była tylko początkowa część rynny na odcinku 100 m od wylotu żlebu. W okresie 1975—1979 stwierdzono tam uruchomienie i przemieszczenie wszystkich luźnych okruchów spoczywających na powierzchni dna rynny. W miarę oddalania się od żlebu gwałtownie zmniejsza się udział indeksu 3, a w odległości 100 m stwierdzone zmiany były niewielkie. W odległości 200 m, aż do podnóża stoku, dno rynny pozostawało całkowicie stabilne. Jak wykazano powyżej, rynna była modelowana tylko przez spływy gruzowe o niewielkim zasięgu i zlokalizowane bezpośrednio u wylotu żlebu. Głównym czynnikiem transportu okruchów była woda płynąca, a procesem dominującym w aktywnej części rynny był transport wodny związany ze splukiwaniem bruzdowym i spływami gruzowymi o niewielkim zasięgu. Należy ponownie uczynić zastrzeżenie, że obraz transformacji rynny pokazany na rycinie 21 jest typowy dla okresu spokojnego, w którym nie wystąpiły zjawiska ekstremalne. Dalsze studia terenowe, o ile umożliwią ocenę stopnia transformacji stoków podczas takich zjawisk, pozwolą na przeciwstawienie tych diametralnie różnych tendencji i określenie generalnej tendencji transformacji stoków wysokogórskich w warunkach równowagi dynamicznej metastabilnej.

7. WNIOSKI KOŃCOWE

Młode elementy stoków wysokogórskich utworzone w Tatrach Wysokich bezpośrednio po ustąpieniu lodowców — wykształcone w formie stożków piargowych, hałd gruzowych rozczłonkowanych i nierozczłonkowanych oraz stoki skalne okryte częściowo pokrywami zwietrzelinowymi — były poddane 5-letnim obserwacjom. Stoki doświadczalne Skrajnej i Żółtej Turni dostarczały szczegółowych danych wskazujących, że w czasach współczesnych zachodzi ciągła transformacja ich powierzchni, nawet w okresach cechujących się stabilnością klimatyczną, pod którą rozumiemy brak wyjątkowych progowych zjawisk pogodowych.

Zespoły procesów morfogenetycznych wyróżnione na mapach obszarów morfodynamicznych są zróżnicowane pod względem intensywności w nawiązaniu do lokalnej rzeźby stoków. Elementy rzeźby stoków, sprzyjające koncentracji energii wody płynącej lub szybko przemieszczających się mas śnieżnych, ulegają szczególnie silnym przekształceniom, a zmiany w ich obrębie mogą nawet 100-krotnie przewyższać zmiany obserwowane w obrębie pozostałych elementów rzeźby. Dotyczy to m. in. długości drogi transportu zwietrzelin.

Związki statystyczne — określające wielkość dostawy świeżego gruzu ze ścian, transport zwietrzelin i ich depozycję oraz zróżnicowanie tych procesów w zależności od odległości od obszarów zasilających (ścian i stoków skalnych) — pokazują, że obecne tendencje rozwojowe nie odzwierciedlają tendencji, które zaznaczyły się w okresie postglacjalnym. Za tym stwierdzeniem przemawiają również różnice w sposobie wysortowania gruzu świeżego oraz ogólna segregacja gruzu.

Szczegółowych studiów wymagają potoki kamiennie-błotne, zwane w niniejszym opracowaniu spływami gruzowymi. Formy te są bardzo pospolite w Tatrach Wysokich i świadczą, że odgrywały one ogromną rolę w kształtowaniu stoków. W badanym pięcioleciu zjawiska te nie były obserwowane na większą skalę, mimo że dobowe opady, przekraczające 20 mm, wystąpiły 117 razy, a opady przekraczające 50 mm — 9 razy (dane dla Kasprowego Wierchu, 1975—1979). Według Rappa opady o dobowej sumie 50 mm uruchamiają spływy gruzowe na stokach górskich obszarów subpolarnych i alpejskich. Brak tych zjawisk w ba-

danym okresie potwierdza wniosek Kotarby (1976) o dużej stabilności stoków tatrzańskich. Stabilność ta wiąże się prawdopodobnie z stosunkowo długą postglacjalną historią, a więc lepszym upakowaniem zwietrzelin na stokach i stabilizacją przez roślinność.

Stwierdza się w badanej części Tatr Wysokich brak lawin śnieżnych przesyconych wodą, zwanych slush avalanches, zdolnych do odprowadzania znacznych ilości zwietrzelin stokowych poza obręb stoków. Oznacza to, że produkty wietrzenia ścian są składane na podnóżach i tam pozostają, a bilans denudacyjny jest dodatni dla stoków pokrywowych.

Rozwój żlebów skalnych biorących początek w niszach podgrzbietowych polega nie tylko na poszerzaniu związanym z wietrzeniem ścianek i odprowadzaniem zgodnym ze spadkiem (Klimaszewski 1978), lecz również na intensywnej denudacji strefy tranzytowej między niszą a rynną żlebu. Tak ukierunkowane niszczenie prowadzi do powiększania niszy kosztem żlebu, ścinania i wygładzania wypukłości skalnych i form skałkowych. W wyniku intensywnego poszerzania całych żlebów dochodzi do łączenia blisko położonych i równoległych do siebie takich form i tworzenie dojrzałych stoków typu richterowskiego.

Przedstawione prawidłowości przekształcania stoków Tatr Wysokich stanowią punkt wyjścia dla dalszych studiów zmierzających do przestrzennego określenia współczesnej ewolucji rzeźby w ujęciu kartograficznym.

LITERATURA

- Andrews T. J., 1961, *The development of scree slopes in the English Lake District and Central Québec-Labrador*, Cahiers de Géogr. de Québec. 10.
- Armand D. L., 1980, *Nauka o krajobrazie. Podstawy teorii i metody logiczno-matematyczne*, PWN, Warszawa.
- Behre C. H., 1933, *Talus behavior above timberline in the Rocky Mountains*, Journ. Geol.
- Błagowolin N. S., Cwietkow D. G., 1972, *Attempt to apply a repeated photogrammetry analysis to investigate the dynamics of relief*, Studia Geomorph. Carpatho-Balc., vol. VI.
- Bones J. G., 1973, *Process and sediment size arrangement on High Arctic talus, Southwest Devon Island, N. W. T. Canada*, Arctic and Alp. Research, 5.
- Brückl E., Brunner F. K., Gerber E., Scheidegger A. E., 1974, *Morphometrie einer Schutthalde*, Österreichischen Geographischen Gesellschaft, 116 (1—2).
- Bryan K., 1934, *Geomorphic processes at high altitudes*, Geogr. Review, 24.
- Caine N., 1969, *A model for alpine talus slope development on high Arctic talus, Southwest Devon Island, N. W. T., Canada*, Arctic and Alp. Research, 5.
- 1974, *The geomorphic processes of the alpine environment*, [w:] *Arctic and Alpine Environments*, Methuen and Co, Ltd., London.
- 1976, *A uniform measure of subaerial arosion*, Geol. Soc. of Amer. Bull., 87.
- Carniel P., Scheidegger A. E., 1976, *Mass transport on an Alpine scree cone*, Riv. Italiana di Geofisica e Sci. Affini, vol. III, no. 1/2.
- Cernusca G., 1972, *Die Entwicklung mobiler kleinstationen für Forstökologische standortserkundung zur Wiederbewaldung von Hochlagen*, Mitt. der Forstlichen Bundes-Versuchsanstalt, Wien, 96.
- Chorley R. J., Kennedy B. A., 1971, *Physical geography. A system approach*: Prentice-Hall, London.
- Dalrymple J. B., Blong R. J., Conacher A. J., 1968, *A hypothetical nine-unit landsurface model*, Zeitsch. für Geomorph., 12.
- Derruau M., 1968, *Mountains* [w:] *The Encyclopedia of Geomorphology*, Reinhold Book Corp., New York.
- Dobija A., 1973, *Present-day gravitation processes on the slopes of the Jaworzynka valley (the Polish Tatra Mountains)*, Studia Geomorph. Carpatho-Balc., vol. VII.
- Dollfus O., 1964, *L'influence de l'exposition dans le modelé des versants des Andes Centrales peruviennees*, Zeitschr. für Geomorph., N. F. Suppl. Bd. 5.
- Dudziak J., 1969, *Badania nad zasięgiem zniszczeń erozyjnych na terenach wypasowych dolin Chochołowskiej i Lejowej*, Wiad. Inst. Melior., t. 8, z. 2.
- 1974, *Obserwacje nad rozwojem rynien stokowych na polanach tatrzańskich*, Czasop. Geogr., t. 45, z. 1.
- Dutkiewicz L., 1967, *The distribution of periglacial phenomena in North West Sörkapp, Spitzbergen*, Biul. Peryglacjalny, 16.

- Gardner J. S., 1971, *Morphology and sediment characteristics of mountain debris slopes in the Lake Louise District*, Zeitsch. für Geomorph., N. F. 15.
- 1973, *The nature of talus shift on Alpine talus slopes: An example from the Canadian Rocky Mountains*, [w:] *Research in Polar and Alpine Geomorphology*, Geo Abstracts Ltd., Norwich.
- 1979, *The movement of material on debris slopes in the Canadian Rocky Mountains*, Zeitsch. für Geomorph., N. F. 23, 1.
- Gerlach T., 1959, *Lód włóknisty i jego rola w przemieszczaniu pokrywy zwietrzelinowej w Tatrach*, Przegł. Geogr., t. 31, z. 3—4.
- 1972, *Contribution à la connaissance du développement actuel des buttes gazonnées (Thufurs) dans les Tatra Polonaises. Processus périglaciaires études sur le terrain*, Les Congrès et Colloques de l'Univ. de Liège 67.
- Gieyszor I., 1961, *Studia hydrologiczne nad potokami tatrzańskimi*, Pr. Geogr. IG PAN, nr 26.
- Hay T., 1937, *Physiographic notes on the Ullswater area*, Geographical Journal, no 90.
- Hempel C. G., 1968, *Podstawy nauk przyrodniczych*, Wyd. Nauk.-Techn. Warszawa.
- Hess M., 1965, *Piętra klimatyczne w polskich Karpatach Zachodnich*, Zesz. Nauk. UJ, Pr. Geogr., z. 11.
- Hewitt K., 1972, *The mountain environment and geomorphic processes*, Mountain Geomorphology, B. C. Geogr. Ser. no. 14, Vancouver.
- Ives J. D., Bovis M. J., 1978, *Natural hazard maps for land-use planning*, San Juan Mountains Colorado, USA, Arctic and Alp. Research, vol. 10, no. 2.
- Karrasch H., 1974, *Hangglättung und Kryoplanation an Beispielen aus den Alpen und Kanadischen Rocky Mountains*, Abhandl. der Akad. d. Wissenschaften in Göttingen, Math.-Phys. Klasse, 29.
- Kaszowski L., 1969, *Z badań nad transportem rumowiska wleczonego w dolinie Białego Potoku w Tatrach*, Spraw. z Posiedz. Kom. Nauk. PAN, Kraków, lipiec—grudzień.
- 1973, *Morphological activity of the mountain stream (with Biały Potok in the Tatra Mts as example)*, Pr. Geogr. UJ, z. 31.
- Kaszowski L., Kotarba A., 1976, *Mapa morfodynamiczna Tatrzańskiego Parku Narodowego*, Rkp. w Inst. Kształt. Środowiska, Kraków.
- Kienholz H., 1978, *Maps of geomorphology and natural hazards of Grindelwald, Switzerland: scale 1:10000*, Arctic and Alp. Research, vol. 10, no. 2.
- Klimaszewski M., 1935, *Geomorfologiczne skutki powodzi w Małopolsce Zachodniej w lipcu 1934 r.*, Czasop. Geogr., t. 13, z. 2—4.
- 1962, *Zarys rozwoju rzeźby Tatr Polskich*, [w:] *Tatrzański Park Narodowy*, wyd. 2, Kraków.
- 1978, *Geomorfologia*, PWN, Warszawa.
- Kłapa M., 1963, *Prace Stacji Badawczej Instytutu Geografii PAN na Hali Gąsienicowej w latach 1960—1961*, Przegł. Geogr., t. 35, z. 2.
- 1966, *Prace Stacji Badawczej Instytutu Geografii PAN na Hali Gąsienicowej w latach 1962—1964*, Przegł. Geogr., t. 38, z. 2.
- 1968, *Procesy i formy ablacji pokrywy śnieżnej w Wysokich Tatrach*, *Studia Geomorph. Carpatho-Balc.*, vol. 2.
- 1970, *Problematique et méthodes de recherches de la Station Scientifique de l'Institut de Géographie de l'Académie Polonaise des Sciences à Hala Gąsienicowa dans les Tatras*, *Studia Geomorph. Carpatho-Balc.*, vol. 4.
- 1980, *Procesy morfogenetyczne i ich związek z sezonowymi zmianami pogody w otoczeniu Hali Gąsienicowej w Tatrach*, *Dokum. Geogr.*, z. 4.
- Kłapa M., Szczęśna T., 1961, *Klimat Hali Gąsienicowej*, *Dokum. Geogr.*, z. 1.

- Koszyk H., 1977, *Zróźnicowanie procesów grawitacyjnych we współczesnym modelowaniu rzeźby krystalicznej części Tatr Zachodnich na przykładzie doliny Starorobociańskiej*, Archiwum Inst. Geogr. UJ, Kraków.
- Kotarba A., 1970, *Investigations of contemporaneous morphogenetic processes in the Western Tatra Mts.*, *Studia Geomorph. Carpatho-Balc.*, vol. 4.
- 1971, *The course and intensity of present-day superficial chemical denudation in the Western Tatra Mts.*, *Studia Geomorph. Carpatho-Balc.*, vol. 5.
- 1972, *Comparison of physical weathering and chemical denudation in the Polish Tatra Mts.*, *Processus périglaciaires études sur le terrain. Les Congres et Colloques de l'Univ. de Liège* 67.
- 1976, *Współczesne modelowanie węglanowych stoków wysokogórskich*, *Pr. Geogr. IG PAN*, nr 120.
- ✓ Kotarba A., Kłapa M., Midriak R., Petraš J., Sroka J., 1979, *Field experiments on high mountain of the Tatra Mts.*, *Studia Geomorph. Carpatho-Balc.* vol. 13.
- Krumbein W. C., 1941, *Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles*, *Journ. Sedim. Petrology*, 11 (2).
- Lehmann O., 1933, *Morphologische Theorie der Verwitterung von Steinschlagwänden*, *Vierteljahrsschrift Naturforsch. Ges. Zürich*, 78, 83—126.
- Luckman B. H., 1971, *The role of snow avalanches in the evolution of alpine talus slopes*, *Inst. Brit. Geogr. Spec. Publ.*, 3. *Mapa geologiczna Tatr Polskich, 1 : 30000*, 1979, Wydawn. Geologiczne, Warszawa.
- Midriak R., 1972, *Deštrukcia pôdy vo vysokohorskej oblasti Belanských Tatier*, *Lesn. Študie VÚLH*, č. 11—12.
- Mc Arthur J. L., 1975, *Some observations on periglacial morphogenesis in the Southern Alps, New Zealand*, *Geogr. Ann.* 57 A, 3—4.
- Okuda S., 1978, *Observation on the motion of debris flow and its geomorphological effects*, *I.G.U. Com. Field Experiments in Geomorphology, Paris, Symposium, Oct. 1978*.
- Okuda S., Suwa H., 1979, *Dissecting processes of valleys caused by debris flow*, *Excursion Guide-Book Field Meeting of the IGU Commission on Field Experiments in Geomorphology, Poland, September 17—25*.
- Ottmann L., 1961, *Étude statistique des phénomènes de versants d'après la fenille Barcelonnette au 1/50000*, *Mémoires et Documents, Centre de Documentation Cartographique et Géographique*, t. 8.
- Panizza M., 1973, *Proposta di legenda per carte della stabilita geomorfologica*, *Boll. Coc. Geol. Ital.*, 92.
- 1978, *Analysis and mapping of geomorphological processes in environmental managment*, *Geoforum*, vol. 9, no. 1.
- Pasák V., 1967, *Rychlost větru a odnos půdy*, *Meliorace*, 3.
- Penck W., 1925, *Die Piedmontflächen des südlichen Schwarzwaldes*, *Z. Gesell. Erdk., Berlin*.
- Rapp A. 1960, *Recent development of mountain slopes in Kärkevagge and surroundings*, *Northern Scandinavia, Geogr. Ann.* 42.
- 1963, *The debris slides at Ulvådal western Norway. An examples of catastrophic slope processes in Scandinavia*, *Nachr. Akad. Wiss. Göttingen*, 13.
- Rączkowski W., 1977, *Pionowe zróźnicowanie współczesnych procesów grawitacyjnych w Tatrach Wysokich na przykładzie doliny Pięciu Stawów Polskich*, *Archiwum Inst. Geogr., UJ, Kraków*.
- Richter E., 1901, *Geomorphologische Untersuchungen in den Hochalpen*, *Pet. Mitt. Erg.-Hefte*, 132.
- Scheidegger A. E., 1975, *Physical Aspects of Natural Catastrophes*, *Elsevier Scient. Publ. Comp.*

- Schumm S. A., 1973, *Geomorphic thresholds and the complex response of drainage systems*, [w:] *Fluvial Geomorphology* (ed. M. Morisawa), State Univ. New York, Binghamton.
- Selby M. J., 1974, *Dominant geomorphic events in landform evolution*, Eng. Geol. Inst. Assoc. Bull., no. 85—89, Krefeld.
- Slaymaker O., Rapp A., Dunne T., 1978, *Field experimentation and geomorphological problems*, Zeitsch. für Geomorph., Supp. 29.
- Spreitzer H., 1960, *Hangformung und Asymmetria der Bergrücken in den Alpen und im Taurus*, Zeitsch. für Geomorph., Supp. Bd. 1.
- Starkel L., 1976, *The role of extreme (catastrophic) meteorological events in contemporary evolution of slopes*, Geomorphology and Climate, John Wiley and Sons.
- Statham I., 1973, *Scree slope development under conditions of surface particle movement*, Trans. Inst. Brit. Geogr., no. 59.
- 1976, *A scree slope rockfall model*, Earth Surface Processes, 1.
- Thornes J. B., 1971, *State environment and attribute in scree slope studies*, Inst. Brit. Geogr. Spec. Publ. 3.
- Towler J. E., 1969, *A comparative analysis of scree subsystem developed on the Skiddaw Slates and Borrowdale Volcanic Series of the English Lake District*, B. A. Dissertation, Dept. of Geogr., Cambridge Univ.
- Troll C., 1972, *Geoecology and world-wide differentiation of highmountain ecosystems*, Proc. Symp. of the IGU Commission on High Altitude Geoecology Nov. 20—22, 1969, Mainz, Erdwissenschaftliche Forschung, IV, Steiner, Wiesbaden.
- Uchida E., Asakura T., 1975, *World-wide weather watch in Japan and study on climatic change in the Northern Hemisphere*, Proc. of the WMO (IAMAP Symposium on Long-term Climatic Fluctuations, Norwich, 18—23 August 1975, WMO-No 421), Geneva.
- Wolman M. G., Miller J. P., 1960, *Magnitude and frequency of forces in geomorphic processes*, Journ. Geol., vol. 68.
- Young A., 1972, *Slopes*, Oliver and Boyd, Edinburgh.
- Ziętara T., 1968, *Rola gwałtownych ulew i powodzi w modelowaniu rzeźby Beskidów*, Pr. Geogr. IG PAN, nr 60.

PRESENT-DAY TRANSFORMATION
OF ALPINE GRANITE SLOPES
IN THE POLISH TATRA MOUNTAINS

Summary

The seasonal measurement of present-day geomorphic processes was carried out over the four-year period of 1975—1979 on different alpine slopes in the Gašienicowa Valley, High Tatra Mts (Fig. 1, 2, 3, 4). By the use of simple techniques (debris-cleaned blocks, plastic nets, painted stone lines across the slope etc.) debris deposition and transformation patterns were described on chosen experimental slopes representing typical talus cones, talus heaps and channelled talus heaps (debris flow gullies). Similar techniques were used on rocky slope dissected by avalanche chutes. Geomorphological features of those slopes were described by a photogrammetric survey. Photographs of the experimental slopes were taken at both the beginning of field studies (1975) and their end (1979).

All experimental slopes are located above the upper timber line in the altitudinal zone of cool and very cool climate (Hess 1965). Mean annual temperatures are ranging from $+2^{\circ}\text{C}$ at the base of the slopes to about 0°C on the ridge crests (2097 m a.s.l.), the corresponding mean precipitation totals varying from 1600 mm to 1800 mm (Tab. 2—8, Fig. 5—6).

Parallel profiles were surveyed up the experimental slopes and a series of sample points selected on each profile. At each site, long, intermediate and short axis of each of the 50 pebbles were measured. The results were plotted in diagrams as distance from the rockwall against the mean size of the B axis. Downslope sizesorting was characterized by the use of correlation coefficients between mean particle size and distance from the rockwall on the talus cone and in the gullies channelling the talus heap. Correlation coefficients are similar to those obtained from other mountain massifs (Bones, 1973). Sorting of the scree can be used as an indicator of dominant geomorphic processes on alpine slopes (Fig. 7—9).

Geomorphic work was measured by using Caine's (1976) equation. Comparison of selected sample points shows that erosion processes are most intensive close to the rockwall base on the talus cone and in the debris flow gullies, while avalanche chutes cut into the rocky slope are characterized by erosion being most intensive in the transition zone extending between niche and chute (Fig. 19).

Deposition rates vary inversely with distance from the rockwall. These were measured on both the talus heap and debris flow gully bottom and are best described by a linear regression equation: $y = b - ax$, (y — deposition, x — distance). On the talus cone the relationship is summarized by a parabola equation of the type: $y = a + bx + cx^2$ (Fig. 10, 11, 13, 14, 15; Tab. 9).

Transportation lengths of fresh pebbles are inversely related to the distance from the rockwall and summarized by a linear regression equation. However, the

competence of meltwater and storm rainwater in debris flow gullies is smaller than that connected with avalanche and other mass movement activity on the talus cone (Fig. 16—18, Tab. 10—14).

The change index (elaborated by Carniel and Scheidegger in 1976) was used to describe the degree of slope transformation. Separate diagrams characterize stability of both the talus cone and debris flow gullies. They also allow the morphodynamic reaches to be distinguished on alpine slope (Fig. 20—21).

The measurement period was characterized by average meteorological events. Neither erosional nor depositional thresholds were observed to occur. Therefore, geomorphological changes on alpine slopes in the Tatra Mts reflect dynamic equilibrium conditions.

Translated by S. Gilewska

РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩИЕ ПРОЦЕССЫ ФОРМИРУЮЩИЕ СКЛОНЫ ВЫСОКИХ ТАТР

Резюме

В 1975—1979 годах на склонах гор, окружающих Халю Гонсеницовую, в Высоких Татрах, проводились измерения современных геоморфологических процессов (рис. 1, 2, 3, 4). С применением несложной техники (очищенные блоки пород, пластмассовые сетки, пояса обломочного материала, обозначенного лаком, проведенные перпендикулярно линиям склона, стальные шпильки, деревянные колья итд.) измерялась величина транспорта и отложения обломочного материала поступающего со склонов на экспериментальном участке Скрайной Турни с типичными элементами горного рельефа как конус осыпи, простые осыпи, такие же осыпи, расчленённые ложбинами потоков обломочного материала. Такая же техника применялась в лавинной ложбине на экспериментальном участке склона Жултой Турни.

Изучаемые склоны расположены над верхней границей леса в холодном и умеренно-холодном поясах (Hess 1965), (табл. 2—8, рис. 5—6).

На экспериментальных участках склонов был определён механический состав обломочного материала, лежащего на склонах — измерялись три оси обломков. Были высчитаны коэффициенты корреляции, дающие представление о зависимости между величиной обломков и расстоянием от скалистых стен. Установлено, что сортировка обломков дает правильную характеристику современных рельефообразующих процессов формирующих склоны (рис. 7—9).

Наибольшая интенсивность транспорта, высчитанная с увязкой с методом предлагаемым Сапе (1976), установлена в верхней части склонов, покрытых обломочным материалом и в ложбинах стока этого материала, непосредственно прилегающих к скалистым стенам, а также в ложбинах, в зоне перехода от водосборной воронки в ложбину (рис. 19).

Величина отложения новых обломков изменяется обратнопропорционально к расстоянию от скалистых стен. Эта зависимость для осыпей и разчленяющих их ложбин выражена уравнением прямой $y = v - ax$ (y — отложение, x — расстояние от стены). Для конуса осыпи эта зависимость выражена уравнением типа параболы $y = a + vx + cx^2$ $y = a + vx + cx^2$. Наиболее интенсивное отложение следует связывать с центральной частью, т. е. с ложбиной (табл. 9, рис. 10, 11, 13, 14, 15).

Также длина пути транспорта обломков обратнопропорциональна расстоянию от скалистых стен и выражается уравнением прямой типа $y = v - ax$. Однако при одинаковом расстоянии от скалистых стен наблюденное гравитационное перемещение (сальтация, влечение, грунтовые лавины) больше, чем перемещение потоком обломков в границах осыпей (табл. 10—15, рис. 16—18).

Индексы изменений, введенные Корниелом и Шайдеггером (1976) применены для определения степени трансформации поверхности конуса осыпи и осыпи. Процентный состав этих показателей на разных участках продольного профиля склонов применён для обозначения динамических зон склонов (рис. 20—21).

Во время исследований не было катастрофических метеорологических явлений. Потому представленные закономерности переформирования поверхности склонов следует увязывать с условиями динамического равновесия.

**WYDAWNICTWO IG I PZ PAN
VARIA**

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

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

Z. CIETAK, S. PIETKIEWICZ — Słownik geograficzny angielsko-polski, 1974, s. 422, zł 120,—

CENTRALNY KATALOG ZBIORÓW KARTOGRAFICZNYCH W POLSCE

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

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

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

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

Zeszyt 5. Wieloarkuszowe mapy topograficzne polski 1576-1870 (w druku).

Katalog dawnych map Rzeczypospolitej Polskiej w kolekcji Emeryka Hutten Czapskiego i w innych zbiorach. Oprac. W. Kret, 1978, s. 164, 37 map, zł 140,—

WYKAZ ZESZYTÓW DOKUMENTACJI GEOGRAFICZNEJ
za ostatnie lata

1980

- 1 S. CHMIELEWSKI — Zmiany środowiska geograficznego w strefie oddziaływania wielkiego miasta (na przykładzie północno-wschodniej części warszawskiego zespołu miejskiego), s. 84 + nlb., zł 24,—
- 2 D. GOSPODAROWICZ — Osadnictwo rolnicze a gospodarka wielkoobszarowa na terenie woj. koszalińskiego w latach 1950-1977, s. 74, zł 24,—
- 3 PRACA ZBIOROWA — Metody opracowań topoklimatycznych, s. 113, zł 24,—
- 4 M. KŁAPA — Procesy morfogenetyczne i ich związek z sezonowymi zmianami pogody w otoczeniu Hali Gąsienicowej w Tatrach, s. 54 + nlb., zł 24,—
- 5 M. ZAMELSKA — Wpływ uprzemysłowienia na procesy urbanizacyjne województwa bydgoskiego, s. 97, zł 24,—
- 6 PRACA ZBIOROWA — Streszczenia prac habilitacyjnych i doktorskich — 1978, s. 81, zł 24,—

1981

- 1 R. SOJA — Analiza odpływu z fliszowych zlewni Bystrzanki i ropy (Beskid Niski), s. 91, zł 24,—
- 2 PRACA ZBIOROWA — Problemy bioklimatologii uzdrowskiej, Cz. IV, s. 177, zł 24,—
- 3 PRACA ZBIOROWA — Warunki naturalne zlewni Homerki i jej otoczenia, s. 91, zł 24,—
- 4 J. GRZYBOWSKI — Rozwój wydm w południowo-wschodniej części Kotliny Biebrzańskiej, s. 99, zł 24,—
- 5 PRACA ZBIOROWA — Geografia a światowe problemy rozwoju, s. 87, zł 24,—
- 6 PRACA ZBIOROWA — Streszczenia prac habilitacyjnych i doktorskich — 1979, s. 78, zł 24,—

1982

- 1-2 Z. BABIŃSKI — Procesy korytowe Wisły poniżej zapory wodnej we Włocławku, s. 92, zł 60,—
- 3-4 J. TAMULEWICZ — Taksonomiczne podstawy typologii reżimu opadów atmosferycznych na przykładzie Pojezierza Pomorskiego i Niziny Wielkopolskiej, s. 91, zł 60,—
- 5-6 B. GAŁCZYŃSKA, R. KULIKOWSKI — Struktura przestrzenna rolnictwa indywidualnego w województwie stołecznym warszawskim, s. 111, zł 60,—

1983

- 1 A. KOTARBA, M. KŁAPA, Z. RĄCZKOWSKA — Procesy morfogenetyczne kształtujące stoki Tatr Wysokich, s. 83, zł 60,—
- 2 A. POTRYKOWSKA — Współzależności między dojazdami do pracy a strukturą społeczną i demograficzną regionu miejskiego Warszawy w latach 1950—1973 (w druku)
- 3 K. BŁAŻEJCZYK — Bioklimatyczna ocena i typologia uzdrowisk Polski (w druku)