

POLSKA AKADEMIA NAUK  
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA

---

PRACE GEOGRAFICZNE NR 120

ADAM KOTARBA

WSPÓŁCZESNE MODELOWANIE  
WĘGLANOWYCH STOKÓW  
WYSOKOGÓRSKICH  
NA PRZYKŁADZIE CZERWONYCH WIERCHÓW  
W TATRACH ZACHODNICH

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

80. Kaszowski L., Kotarba A., *Wpływ katastrofalnych wezbrań na przebieg procesów fluwialnych (na przykładzie potoku Kobylanka na Wyżynie Krakowskiej)*  
Nowak W. A., *Rzeźba podczwartorzędowa i ewolucja układu sieci dolinnej w północnośrodkowej części Wyżyny Małopolskiej.* 1970, s. 124 + 71 ilustr. + 1 załącznik kol. + 12 fot., zł 30,—
81. Stola W., *Próba typologii rolnictwa Poniżdia.* 1970, s. 146 + 30 ilustr. w tym 7 wkładek + 9 fot., zł 39,—
82. Praca zbiorowa. *Studia z geografii średnich miast w Polsce. Problematyka Tarnowa.* 1971, s. 274 + 45 ilustr., zł 71,—
83. Wiśniewski E., *Struktura i tekstura sandru ostródzkiego oraz teras doliny górnej Drwęcy.* 1971, s. 95 + 33 ilustr., zł 24,—
84. Skoczek J., *Wpływ podłoża atmosfery na przebieg dobowy bilansu cieplnego powierzchni czynnej.* 1970, s. 96 + 40 ilustr. + 10 fot., zł 21,—
85. Jewtuchowicz S., *Rozwój rzeźby okolic Łęczycy po zlodowaceniu środkowopolskim.* 1970, s. 78 + 26 ilustr. + 5 fot., zł 18,—
86. Olechnowicz-Bobrowska B., *Częstotliwość dni z opadem w Polsce.* 1970, s. 75 + 26 ilustr., zł 18,—
87. Baza ekonomiczna i struktura funkcjonalna miast; Dziewoński K., *Studium rozwoju pojęć, metod i ich zastosowań;* Jerczyński M., *Metody pośrednie identyfikacji i pomiaru.* 1971, s. 182 + 2 ilustr., zł 44,—
88. Rościszewski M., *Kierunki ewolucji rolnictwa w krajach Maghrebu.* 1970, s. 127 + 8 ilustr., zł 30,—
89. Adrjanowska E., *Przestrzenne powiązania produkcyjne stoczni gdańskich.* 1971, s. 105 + 16 ilustr., zł 22,—
90. Różycka W., *Metody oceny warunków fizjograficznych dla potrzeb planowania przestrzennego miast.* 1971, s. 203 + 16 ilustr., zł 40,—
91. Ciołkosz A., Miszański J., *Wykorzystanie zdjęć lotniczych w geografii stosowanej.* 1972, s. 86 + 23 ilustr., zł 15,—
92. Czyż T., *Zastosowanie metody analizy czynnikowej do badania ekonomicznej struktury regionalnej Polski.* 1971, s. 114 + 13 ilustr. + 11 map pod opaską, zł 38,—
93. Kostrubiec B., *Analiza zjawisk koncentracji w sieci osadniczej. Problemy metodyczne.* 1972, s. 117 + 43 ilustr., zł 24,—
94. Klimek K., *Współczesne procesy fluwialne i rzeźba równiny Skeidarársandur (Islandia).* 1972, s. 139 + 31 ilustr. + 48 fot., zł 32,—
95. Kraujalis M. W., *Udział ciepła ze sztucznych źródeł w bilansie cieplnym na obszarze Polski.* 1972, s. 74 + 10 ilustr., zł 12,—
96. Kotarba A., *Powierzchniowa denudacja chemiczna w wapienno-dolomitowych Tatrach Zachodnich.* 1972, s. 119 + 25 ilustr. + 15 fot., zł 24,—
97. Chaves L. P., Jerczyński M., Siemek Z., *Studia nad strukturą funkcjonalną miast.* 1973, s. 385 + 96 ilustr., zł 80,—
98. Praca zbiorowa. *Zmiany w rolnictwie tradycyjnym i migracje ludności wiejskiej w krajach rozwijających się (Irak, Maroko, kraje Afryki Zachodniej, kraje andyjskie).* 1973, s. 179 + 6 ilustr. zł 34,—
99. Kozłowska-Szczęśna T., *Promieniowanie pochłonięte na obszarze Polski.* 1973, s. 119 + 34 ilustr., zł 22,—
100. Biegajło W., *Typologia rolnictwa na przykładzie województwa białostockiego.* 1973, s. 164 + 30 ilustr., zł 35,—
101. Werwicki A., *Struktura przestrzenna średnich miast ośrodków wojewódzkich w Polsce.* 1973, s. 168 + 49 ilustr., zł 30,—

POLSKA AKADEMIA NAUK  
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA

PRACE GEOGRAFICZNE NR 120

Ławerwyn i Drogim  
Paistom M.M. Wagon  
ofranje  
A. kotasbe  
20.1.1977

ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ТРУДЫ

№ 120

АДАМ КОТАРБА

РОЛЬ МОРФОГЕНЕТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ  
В ФОРМИРОВАНИИ ВЫСОКОГОРНЫХ СКЛОНОВ

\*

GEOGRAPHICAL STUDIES

No 120

ADAM KOTARBA

THE ROLE OF MORPHOGENETIC PROCESSES  
IN MODELLING HIGH-MOUNTAIN SLOPES

POLSKA AKADEMIA NAUK  
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA

---

PRACE GEOGRAFICZNE NR 120

ADAM KOTARBA

WSPÓŁCZESNE MODELOWANIE  
WĘGLANOWYCH STOKÓW  
WYSOKOGÓRSKICH

NA PRZYKŁADZIE CZERWONYCH WIERCHÓW  
W TATRACH ZACHODNICH

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

1976

**Komitet Redakcyjny**

**REDAKTOR NACZELNY: M. KIELCZEWSKA-ZALESKA**  
**ZASTĘPCA REDAKTORA NACZELNEGO: K. DZIEWOŃSKI**  
**CZŁONKOWIE: L. STARKEL, J. SZUPRYCZYŃSKI**  
**SEKRETARZ: I. STAŃCZAK**

**Redaktor Wydawnictwa Jan Kuźma**

**Redaktor techniczny Aleksandra Ikonomu**

*Printed in Poland*

Zakład Narodowy im. Ossolińskich — Wydawnictwo, Wrocław 1976.  
Nakład: 850 egz. Objętość: ark. wyd. 10,30, ark. druk. 8 + 5 wkl.,  
ark. form. A<sub>1</sub> 10,60. Papier druk. sat. kl. IV, 70 g, 70 + 100. Oddano  
do składania 16 IV 1976. Podpisano do druku 5 XI 1976. Druk ukoń-  
czono w listopadzie 1976 r. Wrocławska Drukarnia Naukowa.  
Zam. nr 240/76 — L-9 — Cena zł 32.—

## SPIS TREŚCI

Wstęp . . . . .	7
Cel i metoda badań . . . . .	9
Ocena warunków termicznych i opadowych w okresie badań . . . . .	14
Problemy geoeologiczne Tatr i innych wysokich gór Europy . . . . .	20
Tatry w systemie gór wysokich . . . . .	20
Cechy klimatyczne obszarów wysokogórskich Europy oraz ich znaczenie dla aktywności współczesnych procesów morfogenetycznych . . . . .	25
Morfodynamika stoków w masywie Czerwonych Wierchów . . . . .	38
Cechy geomorfologiczne stoków w masywie Czerwonych Wierchów . . . . .	38
Wietrzenie fizyczne, odpadanie a rozwój stoków i ścian skalnych . . . . .	43
Ruchy masowe i dynamika stoków skalno-pokrywowych (piargowych)	56
Morfodynamika stoków skalno-pokrywowych . . . . .	75
Powolne pełznięcie pokryw zwietrzelinowo-glebowych utrwalonych roślinnością . . . . .	77
Wędrujące głazy . . . . .	82
Morfogenetyczna działalność śniegu . . . . .	88
Morfogenetyczna rola wiatru . . . . .	101
Cechy współczesnego modelowania stoków Tatr na tle innych obszarów wysokogórskich Europy . . . . .	110
Wnioski . . . . .	116
Literatura . . . . .	117
Роль морфогенетических процессов в формировании высокогорных склонов (резюме)	125
The role of morphogenic processes in modelling high-mountain slopes (summary) . . . . .	126





## WSTĘP

W początkowym okresie rozwoju klimatycznego kierunku w geomorfologii, datującym się od końca XIX wieku, rozważano przede wszystkim zróżnicowanie form powierzchni Ziemi w różnych warunkach klimatycznych, tłumacząc je wpływem tych warunków na przebieg procesów wietrzenia i odprowadzania materiału zwietrzałego. Zakładano również, że czwartorzędowe zmiany klimatu nie doprowadziły do zatarcia wcześniejszych relacji między klimatem i formami rzeźby. Wychodząc z takich założeń przypisano każdemu regionowi klimatycznemu charakterystyczne zespoły form i procesów i stworzono pojęcie regionów, dziedzin i stref morfoklimatycznych (m. in. J. Budel 1950, 1963; J. Tricart 1957b). W ostatnich dwóch dziesiątkach lat jednym z najważniejszych kierunków badań geomorfologicznych stało się studiowanie holocenijskich procesów morfogenetycznych. Wykazano, że formy i osady uważane za wskaźnikowe, interpretowane klimatycznie, mające najczęściej genezę złożoną, często przetrwały z innych okresów geologicznych (np. z trzeciorzędu) i nie mogą być odnoszone do warunków obecnych. Dlatego nowsze próby określenia regionów morfogenetycznych świata opierają się o podstawowe parametry klimatyczne (opad, temperatura) i dominujące procesy kształtujące współcześnie rzeźbę. Takimi próbami są schematy regionów morfogenetycznych L. C. Peltiera (1950), L. B. Leopolda, M. G. Wolmana i J. P. Millera (1964) czy A. N. Strahlera (1965). Wspomniane schematy nawiązują do stref klimatycznych, a więc do poziomego zróżnicowania procesów i zjawisk przyrodniczych. Tymczasem podobne, chociaż nie identyczne zróżnicowanie, występuje w profilu pionowym obszarów górskich, a więc w obrębie pięter klimatycznych. Próby powiązania stref z piętrami były podejmowane na gruncie klimatologii (np. P. Schaufelberger 1959 *vide* M. Hess 1965) i geoekologii (C. Troll 1961, 1962, 1972). Wskazują one na istnienie dość zasadniczych rozbieżności między piętrowym i strefowym ukształtowaniem się warunków klimatycznych na kuli ziemskiej. Takie parametry klimatu gór, jak ilość otrzymywanych opadów, wielkość insolacji i parowania, dzienne i sezonowe wahania temperatury różnią się często diametralnie, w zależności od przebiegu głównych łańcuchów górskich, ich rzeźby, ekspozycji i odległości od oceanów. Pionowe zasięgi oraz typy zespołów roślinnych w górach zależą nie tylko od aktualnego kształtowania się para-

metrów klimatycznych, ale również od zmian ekologicznych w plejstocenie (wędrówek roślin).

Studia nad dynamiką geosystemów górskich są intensywnie prowadzone w ramach Komisji Geoekologii Górskiej MUG (IGU Commission on High Altitude Geoecology) kierowanej do roku 1972 przez C. Trolla, a obecnie przez I. D. Ivesa. W najbliższych latach należy się spodziewać opublikowania szeregu prac dla różnych masywów górskich leżących między równikiem a biegunami, które niewątpliwie doprowadzą do trójwymiarowego modelu geoekologicznego świata.

Tatry jako jedyny wysokogórski masyw na terenie Polski są przedmiotem badań przyrodniczych od ponad 150 lat. Opracowana została obszerna monografia pt. *Tatrzański Park Narodowy*, która zawiera zbiór najważniejszych wiadomości o środowisku geograficznym tych gór. Corocznie przybywają nowe, coraz szczegółowsze opracowania specjalistyczne. Wyniki prac dotyczące współczesnej aktywności procesów morfogenetycznych w Karpatach zostały częściowo podsumowane w czasopiśmie *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, vol. IV, 1970.

W literaturze geomorfologicznej dotyczącej Tatr przez wiele dziesiątków lat przeważał kierunek morfograficzno-morfogenetyczny. Analizowano rzeźbę, osady glacialne i fluwioglacialne w głębi gór i na przedpolu w celu ustalenia chronologii zlodowaceń tatrzańskich i ich zasięgu. Szczegółowa mapa geomorfologiczna Tatr Polskich wykonana przez M. Klimaszewskiego jest źródłem wiadomości o genezie i wieku wszystkich form występujących na tym obszarze. M. Klimaszewski (1958, 1962, 1972) sformułował pogląd na ewolucję rzeźby Tatr, charakteryzując jej przebieg w trzeciorzędzie i czwartorzędzie. Współczesne procesy morfogenetyczne scharakteryzował w nawiązaniu do pięter klimatycznych i roślinnych. Natomiast wyjątkowo uboga jest literatura poświęcona współczesnej dynamice rzeźby Tatr w ujęciu ilościowym. Jeżeli pominąć opracowania dotyczące aktualnego przebiegu procesów krasowych na powierzchni i w głębi górotworu zbudowanego ze skał węglanowych, to okazuje się, że istnieje zaledwie kilka prac dotyczących intensywności pozostałych procesów morfogenetycznych modelujących stoki i dna dolin tatrzańskich. Problematykę procesów stokowych w aspekcie ilościowym omawiają prace T. Gerlacha (1959, 1972), M. Kłapy (1963, 1966), A. Kotarby (1969, 1970b, 1972) i A. Dobiji (1973), a przebieg i natężenie współczesnych procesów fluwialnych rozpatruje L. Kaszowski (1969, 1973, 1975) i I. Gieysztorowa (1971). Wspomniane prace z zakresu geomorfologii dynamicznej stanowią zaledwie 6,5% ogólnej liczby tatrzańskich prac geomorfologicznych wynoszącej około 200 pozycji (L. Kaszowski, J. Sroka 1975). W tej sytuacji każda informacja o intensywności procesów rzeźbotwórczych jest ważna dla udokumentowania poglądów na współczesną ewolucję rzeźby Tatr. Kierując się tą potrzebą zastosowano w niniejszej pracy takie metody i techniki pomiarowe, by uzyskać możliwie dużą ilość wskaźników ilościowych.

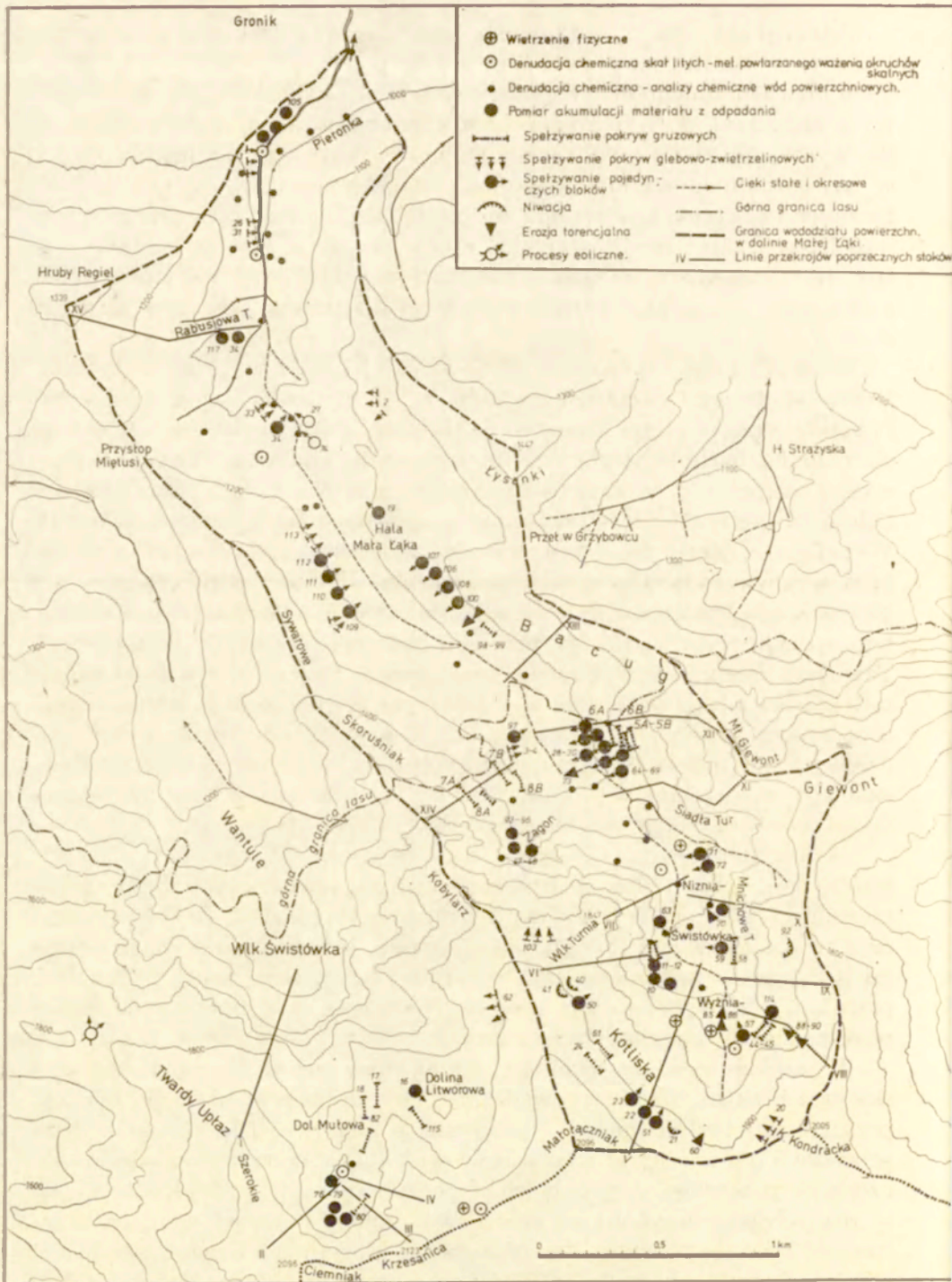
## CEL I METODA BADAŃ

Celem pracy jest przedstawienie zróżnicowania procesów morfogenetycznych w profilu pionowym Tatr na tle pięter klimatycznych i roślinnych oraz ich zmienności w cyklu rocznym. Na podstawie badań terenowych zmierzano do wyróżnienia zespołów procesów charakterystycznych dla wysokogórskich i średniogórskich stoków Tatr oraz ich intensywności w nawiązaniu do warunków geologicznych, geomorfologicznych, klimatycznych i roślinnych. Ponadto starano się określić rolę tych procesów we współczesnym przemodelowywaniu rzeźby. Dalszym równie istotnym celem jest porównanie wskaźników morfodynamiki stoków tatrzańskich z odpowiednimi wskaźnikami określonymi dla innych obszarów górskich Europy.

Badania przeprowadzono w Dolinie Małej Łąki i w górnych piętrach Doliny Miętusiej. Obszar ten znajduje się na wysokości 900—2100 m n.p.m. i obejmuje cztery piętra klimatyczne (M. Hess 1965): umiarkowanie chłodne, chłodne, bardzo chłodne oraz umiarkowanie zimne, w których średnie roczne temperatury powietrza zmieniają się od 6° do -2°C. Dla każdego kolejnego piętra M. Hess przyjmuje zmianę średniej temperatury o 2°C. W żadnym z pięter nie występuje lato w sensie klimatycznym. Piętrom klimatycznym odpowiadają piętra roślinne — lasu jodłowo-bukowego, świerkowego, kosodrzewiny i łąk alpejskich (S. Pawłowska 1962). Elementem sprzyjającym badaniom procesów morfogenetycznych w tej części Tatr jest zróżnicowana budowa geologiczna. Płaszczywinowa tektonika serii osadowych (głównie skał węglanowych) powoduje, że wychodnie skał o podobnym wykształceniu litologicznym występują w różnych piętrach, dzięki czemu można wyeliminować wpływ różnych właściwości podłoża skalnego na przebieg procesów. Równocześnie można w jednym piętrze wysokościowym badać przebieg procesów na różnych skałach.

Badania terenowe rozpoczęto latem 1966 roku. W następnych dwóch latach powiększono ilość półstacjonarnych stanowisk pomiarowych, numerując je kolejno. Wyższy numer stanowiska oznacza, że dokonywano na nim pomiarów w krótszym okresie czasu, jednak w każdym przypadku liczącym co najmniej 3 lata. Najdłużej pracujące punkty pomiarowe posiadają 8-letnią serię obserwacyjną. Przestrzenne rozmieszczenie stanowisk pomiarowych przedstawia rycina 1.

Ze względu na duże trudności, jakie stawia surowa przyroda tatrzańska oraz brak możliwości prowadzenia ciągłych obserwacji stacjonarnych, przyjęto najprostsze metody i techniki pomiarowe. Dla poznania typu procesów i ich przestrzennego zróżnicowania wykonano kartowanie współczesnych procesów na podkładzie topograficznym w podziałce 1 : 10 000 w różnych porach roku oraz znaczone zanikanie pokrywy śnieżnej. Kartowanie stało się podstawą do sporządzenia klasyfikacji morfodynamicznej stoków. Ponadto sporządzono plany wybranych form tworzących się lub rozwijających w sposób widoczny w skali kilku lat. Prace kartograficzne



uzupełniono szczegółowym opisem. Studia ilościowe polegały na bezpośredniej obserwacji zjawisk (procesów) i na okresowych kontrolnych pomiarach ich skutków (mikroform) w obrębie założonych stanowisk pomiarowych. Wykonywano też patrolowe pomiary w różnych częściach badanego obszaru w miejscach występowania procesów o szczególnym natężeniu. Obserwacje terenowe dotyczyły zarówno procesów przygotowujących (wietrzenie fizyczne), jak i właściwych procesów rzeźbotwórczych.

**Wietrzenie fizyczne.** Dla określenia względnego natężenia wietrzenia fizycznego rozłożono okruchy mało odpornych skał (łupki margliste) na siatkach plastikowych na wysokościach od 1450 do 2050 m n.p.m. w obrębie różnych elementów rzeźby. Rozłożone okruchy (5—6 sztuk) pochodziły z jednego rozkruszonego bloku skały niezwiertzałej. Pomiary polegały na powtarzaniu zdjęć fotograficznych i określeniu rozpadu okruchów na mniejsze cząstki. Metodę tę zastosował A. Higler (1897, *vide* M. A. Carson, M. J. Kirkby 1972). Wystawił on okruchy skalne o rozmiarach 10—20 mm na działanie czynników atmosferycznych przez siedemnaście lat. Okres ten był dostatecznie długi dla wykazania różnic w odporności na wietrzenie skał wapiennych, piaskowcowych i łupków krystalicznych mikowych. W badaniach tatrzańskich zastosowano jeden rodzaj skały, lecz w różnych piętrach klimatycznych. Zastosowana technika nie dała pożądanych rezultatów. Okres obserwacji był zbyt krótki, a duża część stanowisk została zniszczona przez ludzi.

**Denudacja chemiczna.** Okruchy skał rozłożono na siatkach plastikowych na powierzchni gruntu oraz pod pokrywą roślinną. Okruchy pochodzące z jednego rozkruszonego bloku zostały ponumerowane, wysuszone (w temperaturze +105°C przez 48 godzin) i ważone z dokładnością  $\pm 0,05$  g. Tempo rozpuszczania skał w różnych warunkach klimatyczno-roślinnych określono na podstawie stwierdzonych ubytków na wadze (A. Kotarba 1972c).

Dla określenia denudacji chemicznej w przebiegu rocznym wykonywano analizy zawartości soli w wodach powierzchniowych. Bezpośrednio w terenie określano pH roztworu (kolorymetr Yamady), a w laboratorium w 12 godzin po pobraniu próby — twardość ogólną, niewęglanową i zasadowość. Do badań brane były wody różnego pochodzenia (deszczowe, roztopowe śnieżne, roztopowe z lodu) krążące na różnym podłożu, a więc: na odkrytej powierzchni skalnej, na powierzchniach skalnych pokrytych

Ryc. 1. Rozmieszczenie stanowisk półstacjonarnych pomiarów aktywności współczesnych procesów morfogenetycznych w masywie Czerwonych Wierchów w Tatrach Zachodnich

Location of test points for measurements of present-day morphogenetic processes in the Czerwone Wierchy area, Western Tatra Mts. Included are those of physical weathering, chemical denudation of solid rock (decrease in weight of stones), chemical denudation (analyses of surface water), rockfalls, talus creep, soil creep, ploughing blocks, nivation, torrential erosion and aeolian processes. Upper timber line and cross-sections of chosen slopes are also shown

murawami wysokogórkimi lub wyższą roślinnością, wody krążące w pokrywach rumoszowych na stokach oraz pokrywach morenowych wyściełających dna dolin. W celu zbilansowania całkowitej powierzchniowej denudacji chemicznej zlewni Małej Łąki w przebiegu rocznym prowadzono systematyczne pomiary przepływów w Małoląckim Potoku u wylotu doliny z równoczesnym wykonywaniem analiz chemicznych. Wyniki badań opublikowano osobno (A. Kotarba 1971, 1972b, 1972c) i dlatego nie będą przedmiotem niniejszego opracowania. Wykorzystano je tylko przy formułowaniu wniosków ogólnych.

**Odpadanie ze ścian skalnych.** Przebieg procesu odpadania, który jest w pewnym stopniu miernikiem wietrzenia fizycznego, określano na podstawie pomiarów akumulacji materiału gruzowego spadającego na siatki plastikowe, rozłożone u podnóży ścian skalnych na stokach piargowych lub na oczyszczonych z gruzu powierzchniach skalnych. Najczęściej stosowano poletka pomiarowe o wymiarach  $2 \times 2$  m ( $4 \text{ m}^2$ ). Studia te uzupełniono pomiarami materiału skalnego pochodzącego z odpadania, a gromadzącego się w okresach wiosennych na płatach śnieżnych. W obrębie najwyższego piętra klimatycznego ( $\geq 1800$  m n.p.m.) pomiar ten był wykonywany również w lecie i jesieni. Pomiaru dokonywano na fragmentach pól śnieżnych o wymiarach  $25 \times 25$  m ( $625 \text{ m}^2$ ) określając ilość okruchów skalnych, ich wagę (przy zastosowaniu dynamometru ręcznego) oraz rozmiary (pomiar długości trzech osi:  $a$ ,  $b$ ,  $c$ ). Obliczenie objętości rzeczywistej okruchów skalnych wymagało wyprowadzenia odpowiednich wzorów. Iloczyn trzech osi  $a \times b \times c$  określa objętość okruchów o kształcie regularnych prostopadłościanów, rzadko spotykanych w terenie. Należało więc określić zależność funkcyjną między objętością obliczoną a rzeczywistą. W tym celu zebrano dwie próby okruchów, każda po 50 sztuk, o różnej frakcji. Dla każdego okruchu obliczono objętość  $V_{obl.} = a \times b \times c$ , a następnie zmierzono ich rzeczywistą objętość  $V_{rzecz.}$  zanurzając je w naczyniu cechowanym, wypełnionym wodą. Zależność między obydwoma parametrami wyrażono za pomocą równania linii prostej. Dla gruzu wapienno-dolomitowego równanie przybiera postać:

$$V_{rzecz.} = 0,53 V_{obl.} + 9,3,$$

a współczynnik korelacji  $r = 0,93$ . Łupkowy gruz marglisty o kształtach wydłużonych, tabliczkowatych posiada inny związek, wyrażony równaniem:

$$V_{rzecz.} = 0,35 V_{obl.} + 14,1,$$

przy współczynniku korelacji  $r = 0,93$ . W obydwu przypadkach sprawdzono istotność korelacji testem t Studenta i stwierdzono, że wartość współczynników jest statystycznie wysoce istotna na poziomie  $0,1\%$ . Objętość każdego okruchu skalnego (o objętości obliczonej  $> 20 \text{ cm}^3$ ) i każdego bloku składanego na poletkach pomiarowych w masywie Czerwo-

nych Wierchów była obliczana za pomocą powyższych równań. Przy zastosowaniu wzoru pierwszego określono również objętość wędrujących głazów.

**Spełzywanie pokryw glebowo-zwietrzelinowych.** Obserwacje nad procesem spełzania polegały na sprawdzaniu metalowych prętów wbitych do różnej głębokości (5, 10, 20, 30 i 50 cm). Pręty były ułożone na jednej linii prostopadłej do spadku, zakończonej nieruchomymi punktami odniesienia (wychodniami litej skały lub głęboko wbitymi reperami — 50 i więcej centymetrów). Sezonowe zmiany położenia punktów ruchomych w stosunku do stałych punktów odniesienia były określane z dokładnością  $\pm 0,5$ — $1,0$  mm.

**Spełzywanie gruzu na stokach piargowych.** Pomiar polegał na sprawdzaniu położenia okruchów znaczonych lakierem i rozmieszczonych wzdłuż linii prostej prostopadłej do spadku, zakończonej nieruchomymi punktami odniesienia. Dla każdego przemieszczonego okruchu określano odległość od punktów skrajnych, nieruchomych oraz odległość od pierwotnej linii wyjściowej, rekonstruowanej za pomocą rozpiętej linki. Dla każdego przemieszczonego okruchu określano jego wielkość (objętość rzeczywistą i wymiary), a w przypadku okruchów wydłużonych — również ich orientację i ułożenie. Pomiaru przemieszczeń dokonywano z dokładnością  $\pm 5$  cm, a przy niewielkich ruchach (0—1 m) z dokładnością  $\pm 1$ — $2$  cm. W celu uchwycenia zmienności ruchu na piargu w profilu podłużnym stoku założono systemy różnokolorowych pasów jeden nad drugim.

Osobnym zagadnieniem jest ruch pojedynczych wielkich bloków skalnych tzw. wędrujących głazów. Bloki wędrujące po stoku piętrzą przed sobą wyorany materiał zwietrzelinowy tworząc wały ziemne, a zostawiając za sobą rynny znaczące przebyta przez bloki drogę. Sezonowy ruch bloków określano za pomocą pomiarów odległości pomiędzy malowanymi na blokach punktami odniesienia a prętami stalowymi (o długości  $> 50$  cm) wbitymi w dna rynien. Pomiarów dokonywano z dokładnością  $\pm 1$  mm.

**N i w a c j a** — zespół procesów towarzyszących długo zalegającym płatom śnieżnym. Obserwacje polegały na określaniu rozmiarów cofania krawędzi nisz niwalnych i ich pogłębianiu poprzez pomiary odległości między ich krawędziami a stałymi punktami odniesienia (prętami stalowymi) wbitymi wokół nisz. Pręty wbite w obrębie nisz pozwalały na określenie rozmiarów pogłębiania. Ponadto określano transport materiału w niszach podczas wytapiania śniegu znacząc go lakierem (okruchy skalne) lub sproszkowaną farbą i miałem węglowym (zwietrzelinę ziemistą). W badaniach nad działalnością morfogenetyczną śniegu stosowano również obserwację lawin (na podkładzie topograficznym 1 : 10 000) oraz określano masę materiału zwietrzelinowego transportowanego przez lawiny. W tym celu dokonywano pomiarów ilości zwietrzeliny w jęczorach lawinowych, na wyty-

powanych poletkach o wymiarach  $20 \times 20$  m,  $10 \times 10$  m i  $1 \times 1$  m w różnych częściach pól lawinowych.

**Erozja torencjalna** — obserwacje nad rozwojem form powstających podczas gwałtownych deszczy prowadzących do upłynniania mas zwietrzelinowych (spływy gruzowo-błotne). W pracach nad tym zagadnieniem stosowano równocześnie wszystkie techniki pomiarowe opisane powyżej (znaczony materiał, pręty, siatki).

**Procesy eoliczne.** Akumulacja eoliczna materiału zwietrzelinowego była określana na poletkach  $1 \times 1$  m wyznaczanych na powierzchni śniegu. Określano również rozwój mikroform deflacyjnych w oparciu o stałe punkty odniesienia (pręty wbite w pobliżu krawędzi nisz). Te ostatnie prowadzono tylko na grzbiecie w strefie występowania silnej działalności deflacyjnej. Oprócz wspomnianych pomiarów deflacji w obszarze grzbietów i grani, wykonywano obserwacje nad morfogenetycznymi skutkami huraganowych wiatrów halnych w piętrach leśnych, gdzie zachodzi przemieszczanie materiału zwietrzelinowego z korzeniami powalonych drzew (denudacja wykrotowa).

#### OCENA WARUNKÓW TERMICZNYCH I OPADOWYCH W OKRESIE BADAŃ

Ośmioletni okres obserwacyjny nie dotyczył wszystkich stanowisk pomiarowych. Najpełniejsze obserwacje i pomiary przeprowadzono w latach 1966—1969, kiedy to sprawdzano punkty badań półstacjonarnych 3—4 razy podczas roku dla uchwycenia sezonowej zmienności procesów. W latach następnych obserwacje wykonywano rzadziej, 1—2 razy na rok. Podczas pierwszego okresu obserwacyjnego, kiedy zebrano największą ilość danych odnośnie do procesów, warunki pogodowe nie odbiegały w sposób zasadniczy od tych, jakie określono statystycznie dla 10-lecia 1952—1961 (M. Hess 1965). Przeanalizowano je na przykładzie danych ze stacji na Kasprowym Wierchu, Hali Gąsienicowej, Myślenickich Turniach i w Kuźnicach, położonych najbliżej obszaru badań.

Rok 1967 wykazywał pewne odchylenia w miesiącach I—IV, kiedy wystąpiły obfite opady (głównie śnieżne), 2-krotnie wyższe od średnich dziesięcioletnich. Natomiast średnie miesięczne temperatury były zbliżone do wartości wieloletnich. W miesiącach VII—XI temperatury powietrza były nieco wyższe. Notowano średnie miesięczne temperatury o  $2^{\circ}\text{C}$  wyższe. Sumy opadowe nie odbiegały od normy, z tym zastrzeżeniem, że maksimum opadów letnich wystąpiło w sierpniu, a nie w lipcu. W sumie rok 1967 był w Tatrach wilgotniejszy i nieco cieplejszy.

Rok 1968, jak poprzedni, cechował się wysokimi opadami śnieżnymi w styczniu i marcu. Miesiące IV—VI miały wyższe średnie temperatury niż odpowiednie wskaźniki dla wielolecia, a sumy opadowe były na poziomie wartości średnich. Bardzo wilgotny był lipiec i sierpień. Stacja na



Tabela 1

Miesięczne sumy opadów (mm) w latach 1967–1969 w czterech stacjach klimatycznych północnego skłonu Tatr Zachodnich (zestawienie wg danych PIHM)  
 Monthly totals of precipitation (mm) during the years 1967–1969 on the northern slope of the Western Tatra Mts.

Piętro klimatyczne, nazwa stacji Vertical climatic zone and name of station	Rok year	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Piętro umiarkowane zimne Temperate cold zone Kasprowy Wierch 1991 m npm.	1967	255,0	196,1	244,0	256,1	177,0	198,8	139,2	224,6	118,3	124,2	83,6	262,1
	1968	257,7	82,5	161,6	123,1	138,2	125,2	356,3	221,4	152,7	89,0	79,1	52,5
	1969	99,2	140,1	44,6	83,9	102,8	270,5	166,2	360,5	24,0	80,7	153,7	76,5
Piętro bardzo chłodne Very cool zone Hala Gąsienicowa 1520 m npm.	1967	75,4	98,9	163,4	143,1	222,7	233,3	220,5	209,0	107,0	120,2	73,7	110,9
	1968	42,5	51,0	67,5	114,6	162,7	161,2	429,4	309,4	186,2	101,4	69,2	57,7
	1969	73,4	68,0	30,3	72,1	121,1	330,4	168,5	367,7	25,1	75,3	159,0	55,1
Piętro chłodne Cool zone Myślenickie Turnie 1360 m npm.	1967	27,9	49,6	39,9	44,1	190,8	187,6	141,9	142,2	99,6	92,4	32,1	51,4
	1968	43,7	22,5	31,3	99,1	155,2	150,2	347,4	226,4	149,1	72,5	32,1	23,2
	1969	48,6	41,8	21,2	50,4	94,5	273,8	158,8	317,2	25,9	64,0	104,9	54,0
Piętro umiarkowanie chłodne Temperate cool zone Kuźnice 1023 m npm.	1967	89,2	90,2	129,9	125,8	185,2	190,0	196,2	188,3	94,9	95,1	48,7	113,5
	1968	101,9	44,7	58,5	118,1	181,3	165,5	334,9	231,2	149,7	74,4	56,0	60,2
	1969	55,0	58,1	31,7	63,6	93,3	247,1	148,6	311,4	22,6	64,0	113,4	57,4

Tabela 2

Dni z temperaturą powietrza powyżej zera stopni (A), z przejściem przez zero (B) i mroźnych (C) w roku 1968 na północnym skłonie Tatr Zachodnich. Dane obliczone na podstawie materiałów z PIHM

Number of days without frost (A), days of partial frost (freeze-thaw) — (B), and days of continuous frost (C), during the year 1968 on the northern slope of the Western Tatra Mts.

Stacja klimatologiczna Piętro klimatyczne		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Kasprowy Wierch 1991 m npm. Piętro umiarkowane zimne Temperate cold zone	A	0	0	4	11	16	23	28	27	24	11	7	0	151
	B	1	1	4	12	12	7	3	4	5	15	15	7	86
	C	30	28	23	7	3	0	0	0	1	5	8	24	129
Hala Gąsienicowa 1520 m npm. Piętro bardzo chłodne Very cool zone	A	0	0	5	16	24	30	31	31	28	16	14	0	195
	B	5	14	7	10	7	0	0	0	2	12	11	11	79
	C	26	15	19	4	0	0	0	0	0	3	5	20	92
Myślenickie Turnie 1360 m npm. Piętro chłodne Cool zone	A	0	5	9	17	27	30	31	31	30	26	14	4	224
	B	6	12	6	9	4	0	0	0	0	4	10	8	59
	C	25	12	16	4	0	0	0	0	0	1	6	19	83
Kuźnice 1023 m npm. Piętro umiarkowanie chłodne Temperate cool zone	A	0	3	4	16	27	30	31	31	29	19	15	0	205
	B	7	15	17	11	4	0	0	0	1	12	11	10	88
	C	24	11	10	3	0	0	0	0	0	0	4	21	73

Tabela 3

Dni z temperaturą powietrza powyżej zera stopni (A), z przejściem przez zero (B) i mroźnych (C) w roku 1967 na północnym skłonie Tatr Zachodnich. Dane obliczone na podstawie materiałów z PIHM

Number of days without frost (A), days of partial frost (freeze-thaw) — (B), and days of continuous frost (C), during the year 1967 on the northern slope of the Western Tatra Mts.

Stacja klimatologiczna		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Kasprowy Wierch 1991 m npm.	A	0	0	0	4	22	21	31	31	28	20	4	0	161
	B	0	3	2	10	9	7	0	0	2	9	12	1	55
	C	31	25	29	16	0	2	0	0	0	2	14	30	149
Hała Gąsienicowa 1520 m npm.	A	0	0	3	8	28	25	31	31	30	25	11	0	192
	B	8	11	14	12	3	5	0	0	0	6	14	7	80
	C	23	17	14	10	0	0	0	0	0	0	5	24	93
Myślenickie Turnie 1360 m npm.	A	0	3	5	12	29	27	31	31	30	27	11	1	207
	B	10	13	13	10	2	3	0	0	0	4	14	8	77
	C	21	12	13	8	0	0	0	0	0	0	5	22	81
Kuźnice 1023 m npm.	A	0	1	6	10	29	30	31	31	30	26	7	0	201
	B	9	19	21	16	2	0	0	0	0	5	18	12	102
	C	22	8	4	4	0	0	0	0	0	0	5	19	62

Tabela 4

Dni z temperaturą powietrza powyżej zera stopni (A), z przejściem przez zero (B) i mroźnych (C) w roku 1969 na północnym skłonie Tatr Zachodnich. Dane obliczone na podstawie materiałów z PIHM

Number of days without frost (A), days of partial frost (freeze thaw) — (B) and days of continuous frost (C), during the year 1969 on the northern slope of the Western Tatra Mts.

Stacja klimatologiczna		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Kasprowy Wierch 1991 m npm.	A	0	0	0	5	24	24	28	29	22	18	4	0	154
	B	2	0	3	10	6	6	3	2	8	7	9	0	56
	C	29	28	28	15	1	0	0	0	0	6	17	31	155
Hala Gąsienicowa 1520 m npm.	A	0	0	3	8	27	30	31	31	26	21	11	0	188
	B	15	7	8	12	4	0	0	0	4	9	12	2	73
	C	16	21	20	10	0	0	0	0	0	1	7	29	104
Myślenickie Turnie 1360 m npm.	A	0	0	1	11	29	30	31	31	27	25	14	0	200
	B	16	8	9	11	2	0	0	0	3	6	10	2	66
	C	15	20	21	8	0	0	0	0	0	0	6	29	99
Kuznice 1023 m npm.	A	3	1	3	8	30	30	31	31	28	25	15	0	205
	B	11	13	10	19	1	0	0	0	2	6	12	0	74
	C	17	14	18	3	0	0	0	0	0	0	3	31	86

Hali Gąsienicowej notowała dobowy opad 149,3 mm (18 VII), a suma miesięczna opadu w lipcu wyniosła 429,4 mm, tj. ponad 200 mm więcej niż wynosi wartość średnia. Inne stacje tatrzańskie rejestrowały w dniu 18 VII opad rzędu 100 mm.

Rok 1969 posiadał opady zimowe w normie, a nawet nieco zanizone (III). Bardzo wilgotnymi miesiącami były czerwiec i sierpień. W sierpniu na Hali Gąsienicowej (18 VIII) wystąpił opad dobowy w wysokości 99,8 mm. Również suma miesięczna była wysoka — 367,7 mm. W sumie w skali roku opady były niższe w stosunku do średniej z 10-lecia 1952—1961, a średnie miesięczne temperatury w normie lub nieznacznie wyższe. Miesięczne sumy opadowe z czterech stacji przedstawia tabela 1. Z morfogenetycznego punktu widzenia bardzo istotnym parametrem klimatycznym jest ilość dni z temperaturami dodatnimi, dni z przymrozkami (przejścia temperatury przez 0°C) i dni mroźnych (z temperaturami ujemnymi). Dla trzech omawianych lat przedstawiono te wartości w tabelach 2, 3, 4. Najmniejsza ilość dni z przejściem temperatury powietrza przez 0°C wynosiła 55, a największa 102, przy czym najwięcej takich dni wystąpiło w piętrze umiarkowanie chłodnym (stacja Kuźnice 1023 m n.p.m.). Różna jest amplituda wahań temperatury około 0°C. W piętrze najniższym jest ona najmniejsza, a rośnie z wysokością nad poziom morza. „Płytkie” i częste zamarzanie i rozmarzanie nie mają tak istotnego znaczenia morfogenetycznego jak rzadziej występujące głębokie przemarzanie i rozmarzanie skał w piętrach wysokogórskich, leżących ponad granicą lasu.

W latach następnych kilkakrotnie wystąpiły katastrofalne zjawiska hydrologiczne. Największe z nich to powódź w Karpatach w lipcu 1970 r. i na przełomie czerwca i lipca 1973 r. W dniach 17—19 VII 1970 na Hali Gąsienicowej zanotowano opady w wysokości 218,1 mm, a maksimum dobowe wystąpiło w dniu 18 VII i wyniosło 124,9 mm. W dniach 29 VI—1 VII 1973 w całych Tatrach wystąpiły ulewne deszcze. Stacja na Hali Gąsienicowej zarejestrowała sumę opadową 384,5 mm. Największy dobowy opad wyniósł 300,0 mm w dniu 30 VI. Opady te są prawdopodobnie, obok opadów z lipca 1934 roku, najwyższymi notowanymi na Hali Gąsienicowej od czasu założenia tam stacji opadowej, tj. od roku 1913. Okres badań autora nad przebiegiem procesów morfogenetycznych charakteryzował się więc występowaniem zjawisk hydrologicznych o katastrofalnej intensywności. Okoliczność ta umożliwia ocenę roli tych zjawisk dla modelowania stoków górskich.

## PROBLEMY GEOEKOLOGICZNE TATR I INNYCH WYSOKICH GÓR EUROPY

### TATRY W SYSTEMIE GÓR WYSOKICH

Wysokogórski charakter środowiska geograficznego Tatr nie budzi wątpliwości, chociaż w porównaniu z innymi górami świata stanowią niewielką grupę górską, tak pod względem obszaru jak i wysokości. Budowa geologiczna, rzeźba, warunki klimatyczne i roślinne pozwalają zaliczyć ten masyw do kategorii gór określanych pojęciami: Hochgebirge, high-mountain, haute montagne. Kryteria dla uzasadnienia tego stwierdzenia są bardzo różnorodne, a często kontrowersyjne. Należy więc je pokrótce podsumować dla lepszego usytuowania Tatr w systemie gór Europy.

W literaturze niemieckiej pojęcie „Hochgebirge” jest utożsamiane z górami wyraźnie wznoszącymi się ponad górną granicę lasu i przeciwstawia się je górom średnim (Mittelgebirge), całkowicie zalesionym lub tylko nieznacznie wznoszącym się ponad tę granicę (C. Troll 1972). Dlatego do gór średnich zalicza się Karkonosze, Schwarzwald, Wogezy, Harz i inne. Klasyfikacje niemieckie przyjmują również wysokość 1500 m npm. jako kryterium do określania granicy gór wysokich (R. W. Fairbridge 1968a). Podobnie sklasyfikował góry wysokie M. Klimaszewski (1962) przypisując im przedział wysokości 1500—8882 m npm. Kryterium wysokościowe zastosował też m. in. Penck określając rzeźbę gór o wysokościach względnych ponad 1000 m npm. mianem alpejskiej (alpine relief) — (*vide* R. W. Fairbridge 1968a).

Kryterium wysokościowe od dawna budziło sprzeciw. Wiele obszarów położonych w wysokości 5000 m npm. nie ma krajobrazu wysokogórskiego, podczas gdy posiadają go niskie góry arktyczne i antarktyczne wznoszące się prawie z poziomu morza. Równocześnie góry tropikalne o wysokości 3000 m npm. są w całości pokryte lasem, łącznie z wierzchołkami. C. Troll (1954) nazwał te obszary „wysokogórskimi bez wysokogórskiego krajobrazu”. Dlatego inne próby określenia pojęcia „High-mountain = Hochgebirge = haute montagne” sięgały do innych kryteriów.

M. Derruau (1968) włączył do tej kategorii obszary, w których występuje „przewaga gelifrakcji nad innymi procesami erozyjnymi”, prowadząca do rozwoju postrzępionych grzbietów i mrozowych ścian skalnych

(frost-riven rocks). Wyzaczył dolną granicę od około 4000 m w południowej części Gór Skalistych i krajach śródziemnomorskich do 2800 m w północnych Górach Skalistych i Alpach oraz 700 m n.p.m. na Alasce, Islandii, górach północnej Norwegii i na Labradorze. Dodał przy tym uwagę, że w wyższych szerokościach geograficznych używanie pojęcia „high-mountain” nie ma sensu, skoro wszystkie wyniosłości terenowe, nawet na poziomie morza, odpowiadają temu pojęciu.

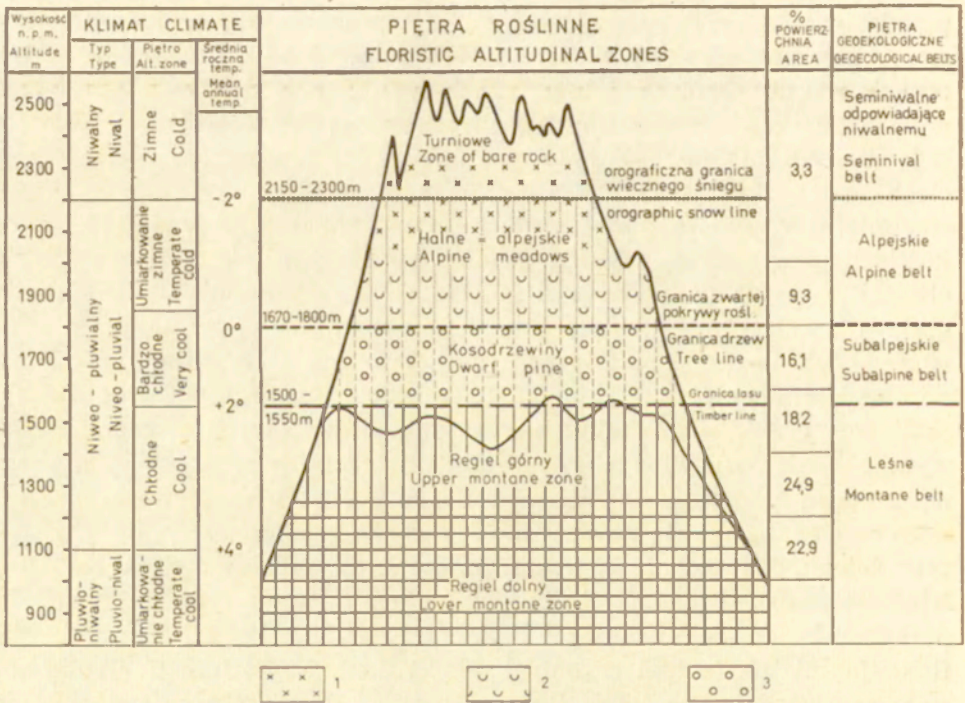
P. Plesnik (1972) jako cechę odróżniającą zastosował występowanie pięter roślinnych oraz istnienie związku ich wykształcenia z ekspozycją na wiatry przynoszące opady. Według Plesnika w górach średnich nie obserwuje się zmian w drzewostanach wywołanych ekspozycją. W górach wysokich zaznacza się taki związek przyczynowy, a orientacja w stosunku do deszczonośnych wiatrów jest podstawowym czynnikiem różnicującym góry wysokie i średnie. Zagadnienie to jest omówione nieco szerzej w części poświęconej charakterystyce klimatycznej gór Europy.

Najwłaściwszym, najpełniej określającym środowisko wysokogórskie wydaje się być ujęcie geoekologiczne C. Trolla (1972, 1973a). Według przedstawionej przez niego koncepcji za wysokogórskie uznajemy te obszary, które osiągają wysokości na tyle duże, że wykształcają się w ich obrębie zespoły form glacialnych, pokrywa roślinna i glebowa, przypominające klasyczny region alpejski uważany za wysokogórski. W świetle tego stwierdzenia obszary wysokogórskie leżą w bardzo różnych wysokościach nad poziom morza, a ich najniższy zasięg (lower limit of high-mountain) wyznacza górna granica lasu. Ponieważ w wysokich szerokościach geograficznych górna granica lasu schodzi do poziomu morza, obszary te mogą podpadać pod pojęcie „High-mountain”. Jednak górna granica lasu jest jednym z trzech podstawowych kryteriów. Drugą równie istotną cechą jest obecność zespołu form wysokogórskich (the high-mountain landform complex = Formenschatz des Hochgebirges), a więc ostrych, skalistych grani, ścian skalnych, cyrków polodowcowych z polami firnowymi lub ich pozbawionych, den dolin utworzonych przez erozję glacialną. Trzecim kryterium branym pod uwagę jest istnienie piętra krionivalnego rozciągającego się na ogół między górną granicą lasu a linią wiecznego śniegu. Jest to obszar, w którym dominują procesy związane z działalnością mrozu w gruncie i doprowadzające do utworzenia mikroreliefu peryglacialnego (subniwalnego) z glebami strukturalnymi, terasami soliflukcyjnymi itp. (actual cryonival denudation). Kryterium C. Trolla zostało powszechnie przyjęte i zastosowane w różnych górach świata (*vide* Arctic and Alpine Research vol. 5(3), 1973), a trzy granice geoekologiczne, tj. plejstocenska granica wiecznego śniegu, dolny zasięg zjawisk peryglacialnych i górna granica lasu bywają analizowane w celu oddzielenia części wysokogórskich od średniogórskich.

W łańcuchu tatrzańskim zasięgi granic są nieco inne w poszczególnych dolinach północnego skłonu. Jednak wyznaczają one stosunkowo wąski,

bo liczący około 200 m pas przejściowy, a różnice wysokości granic nie przekraczają 100 m. Górna granica lasu określa zasięg współczesnego rozwoju zjawisk peryglacialnych (A. Jahn 1970b). Biorąc pod uwagę ekstremalne zasięgi wysokościowe granic, można przyjąć, że wysokość 1500 m npm. oznacza środek pasa przejściowego oddzielającego wysokogórską część Tatr Polskich. Nałożenie tej linii na krzywą hipsograficzną pozwala obliczyć, że około 37,6% Tatr Polskich, to jest 6 845 ha posiada cechy wysokogórskie.

Masyw tatrzański spełnia większość warunków potrzebnych dla zaliczenia go do obszarów wysokogórskich i bywa wzmiankowany jako jedy-ny obok Alp w Europie Środkowej (C. Troll, 1972, 1973a). Wysokogórskie cechy hipsometryczne, geomorfologiczne, fitosocjologiczne i klimatyczne odnoszą się do Tatr, mimo że góry te posiadają specyficzne cechy różniące. Schemat piętrowego zróżnicowania klimatycznego i roślinnego północnych stoków Tatr przedstawia rycina 2. W odróżnieniu od klasycznych ekosy-



Ryc. 2. Schemat piętrowego zróżnicowania geoeologicznego północnych stoków Tatr Polskich. Opracowano w oparciu o prace K. Chomicza (1957), M. Hessa (1965), A. Jahna (1970), M. Klimaszewskiego (1962) i S. Pawłowskiej (1962)

1 — zasięg występowania czynnych gleb strukturalnych; 2 — zasięg występowania czynnej soliflukcji; 3 — zasięg występowania tufurów

Geoeological altitudinal belts on the northern Tatra slopes

1 — belt of active structural soils; 2 — belt of free solifluction; 3 — belt of thufurs



stemów alpejskich Tatry nie posiadają w pełni wykształconego piętra niwalnego. Właściwszym jest użycie pojęcia piętra supraalpejskiego lub seminiwalnego, które jest odmianą w obrębie typu niwalnego i występuje w górach nie posiadających odpowiednich warunków geomorfologicznych dla wykształcenia rozległych płatów wiecznego śniegu i lodowców (M. Hess 1965). Piętro seminiwalne zwane turniowym jest osobliwością tatrzańską. Nie posiadają go najwyższe zlodowacone góry Europy oraz niższe od Tatr masywy górskie w obrębie łuku karpacko-bałkańskiego (S. Pawłowska 1962). Trudno również wydzielić w Tatrach piętro subniwalne — strefy położonej pomiędzy granicą wiecznego śniegu a piętrem alpejskim wyznaczonym przez zasięg mniej więcej zwartej pokrywy glebowej i roślinnej („high alpine zone” w Alpach). Z geoekologicznego punktu widzenia cechy właściwe temu piętru posiada w Tatrach strefa wysokościowa nieco powyżej i poniżej orograficznej granicy wiecznego śniegu. Charakteryzuje ją obecność pokryw gruzowych i gleb strukturalnych rozwijających się współcześnie (frost debris zone and structure soils). Fitosocjologicznie odpowiada jej strefa pionierskiej roślinności naskalnej (open pioneer vegetation).

Różnica w stosunku do Alp wynika z braku klimatycznej granicy wiecznego śniegu określonej średnią roczną temperaturą  $-8^{\circ}\text{C}$  (M. Hess 1965). Tatry posiadają natomiast granicę orograficzną określoną występowaniem pokrywy śnieżnej przez okres 220—250 dni w roku przy sprzyjających warunkach geomorfologicznych dla gromadzenia śniegu i zalegania w płatach przez szereg lat. Zasięg występowania granicy wiecznego śniegu na północnych stokach Tatr jest określany w różny sposób. W zależności od przyjętych kryteriów określa się jej wysokość od 1900 do 2300 m npm.

Z morfodynamicznego punktu widzenia najciekawszym kryterium jest ilość dni z pokrywą śnieżną 220—250. Przyjmując to kryterium zastosowane przez M. Hessa znajdziemy dużą zgodność tego przedziału wysokości z występowaniem płatów tzw. „wiecznego śniegu”.

Płat śnieżny w Miedzianej Dolince posiada powierzchnię 5,6 ha, długość 600 m, szerokość 150 m, grubość 30 m (F. Vitasek 1956). Największe pole firnowe w granicach Polski usytuowane pod północnymi ścianami Mięguszwieckich Szczytów (Bańdziuch) posiada powierzchnię około 1 ha, długość 120 m, szerokość 100 m. Laminacja śniegu wskazuje, że płat istnieje od 150 lat (S. Wdowiak 1961). Wokół płatów śnieżnych dochodzi do wytworzenia specyficznego mikroklimatu peryniwalnego (M. Hess 1963). Cechą charakterystyczną jest występowanie częstych cykli zamarzania i odmarzania podłoża i zwiększone uwilgocenie. Mimo występowania zespołu procesów niwacyjnych, nie można obszaru położonego powyżej 1900 m npm. nazwać piętrem niwalnym (nival belt). Pola śnieżne są zbyt małe, by mogły oddziaływać na termikę, wilgotność i przebieg procesów morfogenetycznych na większym obszarze. Nie wpływają oziębiająco

na otoczenie i dlatego nie mogą wywoływać lokalnego zlodowacenia górskiego.

Jak wyżej wspomniano, jedną z cech obszaru wysokogórskiego jest obecność procesów krioniwalnych (peryglacjalnych) i czynnych form przez nie utworzonych. Mikrorelief peryglacjalny Tatr został opisany przez A. Jahna (1958), a wybrane zespoły form charakteryzowali między innymi T. Gerlach (1959, 1972), J. Ksandr (1954), R. Midriak (1972), K. Oleksynowa *et al.* (1968), J. Pelišek (1953) i J. Sekyra (1960). W oparciu o badania własne oraz szereg wzmiankowanych opracowań przyczynkowych A. Jahn (1970a) wyróżnił piętra występowania tufurów (1500—1800 m npm.), soliflukcji 1800—2000 m npm.) i gruntów strukturalnych (powyżej 2000 m npm.). Takie następstwo pięter wykazuje podobieństwa do pionowej zmienności mikroform alpejskich wyróżnionych m. in. przez G. Furrera (1965) i H. Stingla (1969). Podobny schemat dla Apeninów przedstawił D. Kelletat (1969). Różnica między Tatrami a innymi górami polega na tym, że o ile w Alpach procesy krioniwalne są bardzo aktywne (A. Pissart 1964, 1972), w Tatrach „w warunkach złagodzonego klimatu peryglacjalnego” akcja niektórych procesów ustala (np. przemieszczanie wielkich jezorów soliflukcyjnych, rozwój wielkich sieci poligonalnych) lub została osłabiona (sortownie), a plejstocieńskie formy ulegają adaptacji do współczesnych warunków (T. Gerlach 1972; A. Jahn 1970a).

Występowanie dobrze wykształconego piętra łąk alpejskich w Tatrach najbardziej zbliża te góry do Alp. Piętro alpejskie nie wykształciło się w górach tropikalnych i nie odpowiada mu w pełni tundrowe zespoły subpolarne czy zespoły określone w Górach Skandynawii jako Regio Alpina Inferior. Z tego względu C. Troll (1972) wprowadza słowo „subnival” dla przedziału wysokościowego gór wszystkich stref klimatycznych świata położonego pomiędzy granicą lasu i granicą wiecznego śniegu.

Reasumując należy uznać, że tatrzańskie środowisko wysokogórskie jest bardzo zbliżone pod względem geoekologicznym do Alp. Tatry, chociaż obecnie nie zlodowacone, posiadają klasyczny zespół wysokogórskich form glacialnych, piętrowość klimatyczną i roślinną. Współczesne procesy morfogenetyczne są zróżnicowane zarówno jakościowo, jak i pod względem swej efektywności. Nie można jednak pomijać specyfiki każdego masywu górskiego. Wielkie syntezy stawiające znak równości między środowiskami geoekologicznymi wysokich gór Europy są w miarę postępu badań szczegółowych coraz bardziej kwestionowane. Nawet cechy górnej granicy lasu nie są klimatycznie równoznaczne, gdy porównujemy je na świecie, a nawet w tak stosunkowo małym systemie górskim jak Alpy i Tatry (C. Troll 1973b).

CECHY KLIMATYCZNE OBSZARÓW WYSOKOGÓRSKICH EUROPY  
ORAZ ICH ZNACZENIE DLA AKTYWNOŚCI WSPÓŁCZESNYCH  
PROCESÓW MORFOGENETYCZNYCH

Próby klasyfikowania klimatów wysokogórskich za pomocą kryteriów zastosowanych dla zróżnicowania poziomego (strefowego) okazały się nieskuteczne. Köppen usiłował porównać poziomą i pionową (piętrową) zmienność temperatur dla znalezienia analogicznych warunków klimatycznych na obszarach nizinnych wysokich szerokości geograficznych i w wysokich górach położonych w tropikach lub umiarkowanych szerokościach. Później niejednokrotnie wykazano (m.in. C. Troll 1961) jak bardzo zawodnym kryterium do porównań jest średnia roczna temperatura. Pomimo identycznych średnich rocznych temperatur tak porównywane obszary mają inne warunki klimatyczne, głównie z powodu różnego usłonecznienia i rodzaju promieniowania słonecznego, warunków cyrkulacji itp. Najważniejszą cechą odróżniającą jest ogromne zróżnicowanie klimatów lokalnych w górach związane z ukształtowaniem powierzchni (ekspozycją). Masywy górskie wysoko wzniesione nad poziom morza szybciej się ogrzewają i szybciej oziębiają przez co przypominają obszary nizinne o cechach klimatu kontynentalnego. Jest to specyficzna kontynentalność wysokogórska (high-mountain continentality) odbijająca klimatyczne różnice między górami wyższymi i niższymi, położonymi w tej samej szerokości geograficznej. Nawet w obrębie Karpat Zachodnich uwidoczni się to zróżnicowanie (M. Hess 1965; P. Plesnik 1972). Średnia temperatura powietrza w lipcu w Tatrach Wysokich jest na przykład znacznie wyższa niż w podobnych wysokościach w Niskich Tatrach czy na Babiej Górze. Decydującą rolę odgrywa tutaj masywność gór.

Ważną cechą klimatyczną wysokich gór jest ogromne dobowe zróżnicowanie temperatury powietrza. Na górnej powierzchni atmosfery średnie natężenie promieniowania słonecznego wynosi  $1,98 \text{ cal/cm}^2/\text{min}$  (M. Orlicz 1962) lub  $1,94 \text{ cal/cm}^2/\text{min}$  (G. Galibert 1961). Wyżej wzniesione góry otrzymują większą część tego promieniowania.

Po silnym napromieniowaniu słonecznym podczas dnia następuje gwałtowna utrata ciepła w nocy. Występują więc wielkie dobowe wahania temperatur, które są następną cechą specyficzną klimatów wysokogórskich. Częste oscylacje temperatur około  $0^\circ\text{C}$  sprzyjają silnemu wietrzeniu fizycznemu podłoża. Dobowe kontrasty termiczne bywają większe niż zmiany sezonowe. Dotyczy to zwłaszcza gór tropikalnych (C. Troll 1961; G. T. Trewartha 1954).

Silne promieniowanie słoneczne nie pozostaje bez wpływu na termikę gruntu. Temperatury powierzchni gruntu na wysokości górnej granicy lasu bywają zaskakująco wysokie, znacznie wyższe niż temperatury powietrza. W Alpach Ötztalskich, na stokach o ekspozycji SW, notowano temperatury rzędu  $80^\circ\text{C}$  (H. Aulitzky 1961). Stoki SW są najbardziej uprzywilejowane termicznie. Według pomiarów wykonanych w lipcu

1957 r., nieco poniżej górnej granicy lasu na wysokości 1920 m npm. zarejestrowano 27,7 godzin z temperaturą gruntu (w warstwie humusowej 0—1 cm) powyżej 40°C, a temperatury powyżej 75°C notowano w krótkich okresach trwających w sumie przez pełną godzinę. Maksymalne temperatury gleby notowano w godzinach między 13—15, gdy temperatura powietrza nigdy nie osiągała 30°C. Równocześnie stwierdzano, że na stokach o ekspozycji NE (nachylenie 29°) temperatury gruntu osiągały swoje maksimum zaledwie przy 40°C i to w godzinach 9—11, a później od godziny 12 notowano spadek temperatury gruntu do wartości rzędu 20—25°C, tj. niższych od temperatury powietrza (H. Turner 1958). Możliwość tak silnego nagrzewania gruntu ponad górną granicą lasu stwarza podstawy do przypuszczenia, że w obszarach wysokogórskich Europy dzienne zmiany temperatur dodatnich są wystarczające do wywołania rozpadu skał (dezintegracji cieplnej), a nawet uruchomienia pojedynczych okruchów skalnych na stokach usypiskowych. Czyste, rzadkie powietrze nie jest w stanie absorbować ciepła i pozostaje chłodne w strefach zacięzionych. Stąd obszary wysokogórskie o urozmaiconej rzeźbie charakteryzują się niezwykle różnorodnością klimatów lokalnych i mikroklimatów, a o górach niskich szerokości geograficznych mówi się, że posiadają „klimat chłodnego cienia i gorącego słońca” (G. T. Trewartha 1954).

Wahania temperatury około 0°C, tak istotne dla wietrzenia fizycznego skał, są wyraźnie zróżnicowane w profilu pionowym. Ilość dni z przymrozkami (temp. min. < 0°C) na ogół maleje z wysokością. Związek odwrotnej proporcjonalności nie jest regułą. Odpowiednie wartości średnie obliczone dla 10-lecia 1952—1961 w Tatrach Polskich sugerują, że największa liczba dni przymrozkowych występuje u podnóża gór (1000—1200 m) oraz na wysokości 1600—1800 m, maleje w pasie wysokościowym 2000—2400 m npm. Bardzo wyraźna relacja odwrotnej proporcjonalności istnieje natomiast między wysokością nad poziom morza a liczbą dni z mrozem i przymrozkami (M. Hess 1965). Duża ilość dni z przejściem temperatury przez 0°C pozostaje w ścisłym związku ze średnią miesięczną temperaturą 0°C, a izoterma zerowa zmienia swe położenie w poszczególnych miesiącach roku. Z roku na rok inaczej kształtuje się pionowa zmienność. Z danych przedstawionych przez M. Hessa (1965) wynika, że najwięcej dni z przejściami przez 0°C w półroczu zimowym występuje w niższych częściach gór, podczas łagodnych zim. Zimne półrocza letnie zaznaczają się dużą ilością dni z temperaturą  $\pm 0^\circ\text{C}$  w partiach położonych ponad górną granicą lasu. W wysokogórskiej części Tatr (1800—1850 m npm.) dni z temperaturami oscylującymi około zera mogą wystąpić w każdym miesiącu roku (tab. 2—4).

Mozaikowe rozprzestrzenienie klimatów lokalnych i mikroklimatów uniemożliwia precyzyjne określenie pionowej i regionalnej zmienności termicznej i opadowej. Z konieczności wprowadza się zależności zgeneralizowane, nie uwzględniając całego zróżnicowania klimatycznego pięter

górkich. Porównując góry wysokie i niskie P. Plesnik (1972) podkreślił, że podstawowa różnica między nimi polega na uzależnieniu ich roślinności od wiatrów przynoszących wilgoć. W górach niskich wpływ usytuowania grzbietów w stosunku do wiatrów deszczonośnych jest zdaniem autora na tyle niewielki, że nie wywołuje zmian w wykształceniu roślinności na stokach o różnej ekspozycji. Dotyczy to takich gór, jak Schwarzwald, Munți Apuseni czy zachodniej części Starej Płaniny. W przeciwieństwie do nich góry wysokie, jak Alpy, Pireneje, Tatry, Kaukaz, dostają więcej opadów na zboczach dowietrznych, a orientacja w stosunku do deszczonośnych wiatrów może być uznana za podstawowy czynnik różnicujący środowisko górskie. Najwyraźniej widać ten kontrast w Pirenejach. Południowe stoki otrzymują nie tylko większą ilość energii słonecznej, ale również leżą w cieniu opadowym. Dlatego stoki południowe porasta roślinność kserofilna i subkserofilna z sosną. Sosna bezpośrednio przechodzi w piętro kosodrzewiny. Natomiast buk i jodła są typowymi drzewami północnych skłonów Pirenejów.

W Alpach Francuskich najwyższe sumy opadowe są notowane na ich północnym obrzeżeniu (Prealpy — Convent de la Grande Chartreuse na wysokości 1000 m n.p.m., opad rzędu 2500 mm/rok) i maleją w głębi gór (Briançon wysokość 1300 m n.p.m., opad rzędu 587 mm/rok). Francuskie Prealpy zatrzymują tę znaczną ilość opadów na stokach W i NW. Dlatego zdaniem P. Plesnika (1972) porasta je buk, jodła i świerk — drzewa występujące sporadycznie we wnętrzu Alp, gdzie panuje modrzew i sosna.

Asymetrię wilgotnościową i florystyczną posiada Kaukaz. Deszczonośne wiatry znad Morza Czarnego umożliwiają egzystencję lasów złożonych z buka, jodły i świerka. Na północnym sklonie drzewa te występują w wyższych położeniach, a niższe piętro tworzy sosna.

Zróznicowanie środowiska biotycznego północnych i południowych stoków Tatr jest znacznie gorzej wyrażone niż w pozostałych obszarach wysokogórskich Europy. Wiatry deszczonośne przychodzą z zachodu a równoleżnikowy przebieg pasma tatrzańskiego nie sprzyja powstaniu wyraźnej asymetrii wilgotnościowej (opadowej). Naturalne lasy południowych skłonów Tatr składały się z drzewostanów modrzewiowo-świerkowych. Przy górnej granicy lasu rosły drzewostany limbowo-modrzewiowe. Stoki południowe są prawie całkowicie pozbawione sosny. Natomiast naturalne lasy na północnym sklonie składały się prawie wyłącznie z gatunków ceniolubnych, a więc jodły buka i świerka (J. Fabijanowski 1962).

W górach Europy północnej wiatry deszczonośne wieją znad Atlantyku. Najwilgotniejsze drzewostany występują na stokach o ekspozycji zachodniej.

Przy ocenie parametrów klimatycznych pod kątem aktywności współczesnych procesów morfogenetycznych bardzo istotne jest określenie rocznych i miesięcznych sum opadowych oraz ekstremów dobowych.

Rozkład opadów podczas roku w kilku grupach górskich Europy i Azji  
 Mean monthly and annual sums of precipitation in several mountain massifs of Europe and Asia

Obszar Location	Okres pomiarowy Period	Autor Author	Roczne sumy opad (mm) Annual sum (mm)	Miesięczne sumy opadowe w % sumy rocznej Mean monthly sums (% of annual sum)											
				I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Alpy Ortlergruppe Stilsferjoch 2545 m npm.	1876—1900	Höllermann 1964	1107	4,0	3,5	9,0	9,7	10,3	10,6	11,8	11,0	9,7	9,0	6,6	4,8
Hohe Tauern Sonnblick 3106 m npm.	1931—1940	World Weather Records 1959 Lauscher 1965	2507	7,8	7,8	8,4	9,2	8,0	8,5	12,4	10,1	6,9	5,9	7,4	7,6
Tatry piętro zimne 2200—2665 m npm.	1952—61	Hess 1965	1615	8,0	8,0	6,5	7,7	8,0	11,8	11,8	7,7	5,6	6,2	7,1	11,6
Tatry piętro umiarkowane 1850—2200 m npm.			1610	7,5	6,8	6,5	7,4	9,3	12,4	12,4	9,3	5,9	6,2	6,9	9,4
Kaukaz Krestowa Przełęcz 2388 m npm.	—	Dawitaja 1972	1444	4,0	4,5	6,1	8,3	13,7	16,0	13,1	10,7	7,7	6,9	4,1	4,9
Tiań-Szan Zailijski Alatau Wierchnij Gorelnik 1500—2300 m npm.	—	Żandajew 1972	881	3,1	3,1	5,8	12,7	19,0	15,1	14,2	6,1	5,5	7,0	4,8	3,6
Góry Skandynawskie Laponia Szwedzka Riksgransen 520 m npm.	1901—30	Wallén 1960	844	10,7	7,2	7,5	7,1	6,1	8,3	8,2	7,8	12,9	7,6	9,0	7,6
Portugalia Serra Estrella 1441 m npm.	—	Hann 1911	1951	10,9	9,4	12,1	10,3	7,7	3,9	1,9	1,1	5,6	12,2	14,0	10,9

W umiarkowanych szerokościach geograficznych typową cechą opadów jest ich konwekcyjny charakter. Alpy i Karpaty (z Tatrami) otrzymują największe sumy opadowe w lecie, tj. w okresie gdy nad Europą Środkową przeciągają nize baryczne (tab. 5). Opady mają najczęściej gwałtowny przebieg. Najwyższe sumy opadowe w Alpach przypadają na lipiec (Stilfserjoch 11,8<sup>0</sup>/<sub>0</sub> opadu rocznego, Sonnblick 12,4<sup>0</sup>/<sub>0</sub>) podobnie jak na szczytach tatrzańskich (czerwiec—lipiec — 11,8—12,4<sup>0</sup>/<sub>0</sub>). Podczas miesięcy letnich zdarzają się intensywne opady o katastrofalnych dla człowieka skutkach. Intensywne opady letnie poprzedzone kilkoma dniami deszczowymi (o niewielkiej intensywności) stają się przyczyną występowania powodzi szczególnie groźnych dla gospodarki człowieka i prowadzących do wielkich przekształceń den dolinnych i stoków.

Góry Europy Południowej mają inny rozkład opadów. Maksima opadowe przypadają na półrocze zimowe, a okresy letnie są suche (tab. 5). J. Corbel *et al.*, (1965) nazwali paradoksem fakt, że ilość opadów śnieżnych w Europie Południowej jest większa niż w górach Europy Środkowej, chociaż czas trwania pokrywy jest dłuższy na północy. Rzadko występujące, lecz bardzo istotne dla współczesnego modelowania stoków i den dolinnych są gwałtowne opady deszczowe w półroczu zimowym. W listopadzie 1966 r. w Alpach Dolomitowych powstała katastrofalna w skutkach powódź w dorzeczu Piave. W dniach 3—4 XI 1966 r. notowano opady rzędu 400—500 mm w ciągu 40 godzin, które spowodowały stopienie już uformowanej pokrywy śnieżnej (G. B. Pellegrini 1969). Podobne przyczyny miała powódź w Pirenejach w listopadzie 1968 r. (G. Soutadé 1969). Opady deszczowe na góry okryte śniegiem są jedną z podstawowych przyczyn powstawania spływów gruzowo-błotnych charakterystycznych dla Alp, Kaukazu i gór Azji Środkowej (M. Ż. Żandajew 1972; G. N. Gołubiew, C. M. Flejszman 1968; J. Tricart 1957a; M. S. Gagoszidze 1970).

Opady w górach północno-zachodniej Europy (Szwecja, Norwegia) i Arktyki kształtują się pod wpływem cyklonów przynoszących z nad oceanu wilgotne masy powietrza. Największe sumy opadów występują podczas półrocza chłodnego, a zwłaszcza w jesieni, gdy cyrkulacja mas powietrza jest bardzo intensywna. Powodują ją znaczne różnice temperatury powierzchni wody i łądu. Opady jesienno-zimowe w Górach Skandynawskich pochodzą z adwekcji wilgotnych mas powietrznych bez udziału konwekcji uwarunkowanej termiką łądu (W. Okołowicz 1969). Trzydziestoletnia seria pomiarowa wykonana w Riksgransen w Szwedzkiej Laponii (C. C. Wallén 1960) pokazuje maksymalny opad miesięczny (12,9<sup>0</sup>/<sub>0</sub> opadu rocznego) we wrześniu i styczniu (10,7<sup>0</sup>/<sub>0</sub>). Ogólnie biorąc Góry Skandynawskie posiadają wyrównany przebieg opadów w ciągu roku. Opady katastrofalne o wielkim natężeniu występują bardzo rzadko i są związane z lokalnymi deszczami konwekcyjnymi.

Zupełnie inny rozkład opadów reprezentują obszary wysokogórskie

Azji Środkowej. Omówiono je tutaj dla porównania z warunkami europejskimi i wykazania bardzo istotnych różnic klimatycznych i konsekwencji morfodynamicznych. Według M. Ż. Żandajewa (1972) w masywie Zailijskiego Ałatau (północny Tiań-Szan) stacje opadowe notują dwa minima — latem i zimą i dwa maksima, główne na wiosnę, a drugorzędne w jesieni. Wyjątkowo intensywne opady występują na wiosnę i na początku lata. W ciągu trzech miesięcy (IV—V—VI) we wszystkich stacjach znajdujących się na północnym skłonie Zailijskiego Ałatau, położonych powyżej 1000 m n.p.m., spada prawie połowa rocznej sumy (od 42—28%). Przy wysokiej temperaturze silnie wzrasta wilgotność mas powietrza w wyniku parowania. Opady wiosenne wywołują procesy erozyjne na stokach zwłaszcza typu „sieli”, uprzążające ogromne ilości materiału zwietrzałego podczas zimy. W maju i czerwcu występuje 8—9 dni z opadami w miesiącu, co stanowi 45—65% rocznej liczby dni z opadami. W ciągu 13 lat obserwacji (1937—1950) zarejestrowano na północnym skłonie gór 16 ulewnych deszczy o intensywności  $\geq 50$  mm/dobę. W tych warunkach, gdzie nakładają się dwie kulminacje opadowa i roztopowa — erozja wodna jest dominującym procesem morfogenetycznym.

Przedstawione rozważania nad zróżnicowaniem klimatycznym obszarów górskich Europy prowadzą do wniosku, że nie można precyzyjnie określić cech klimatu właściwych wszystkim masywom. Można jedynie określić cechy najogólniejsze. Podjął się tego zadania J. Tricart (1970). Wyróżnił on w Europie górski typ klimatu. Pomimo różnych modyfikacji parametrów klimatycznych, górom położonym w strefie umiarkowanej poniżej granicy wiecznego śniegu od Norwegii po Alpy przypisał następujące ogólne cechy morfodynamiczne:

a) Duże znaczenie działalności mrozu; na wysokogórskich stokach o ekspozycji południowej śnieg może topić się nawet w zimie podczas słonecznych dni i zamarzać w nocy. Natomiast stoki północne mogą być pokryte płatami śniegu do późnego lata i tym samym chronione są przed działalnością wód roztopowych. Penetracja mrozowa w gruncie jest słabsza niż w Arktyce z powodu długiego zalegania pokrywy śnieżnej i mniej surowych zim;

b) Wielka rola wody płynącej; obszary wysokogórskie otrzymują znaczne ilości opadów (najczęściej  $> 1000$  mm/rok). Działalność wody płynącej skoncentrowana w pewnych okresach (wiosna i lato kalendarzowe) posiada ogromne znaczenie jako czynnik usuwający materiał gruzowy utworzony przez intensywne wietrzenie fizyczne;

c) Względnie małe znaczenie działalności wiatru. Podłoże jest chronione przez długo zalegającą pokrywą śnieżną i dużą wilgotność gruntu.

Stwierdzenia słuszne w ogólnych rozważaniach wymagają sprawdzenia w odniesieniu do warunków tatrzańskich i alpejskich. Silna penetracja mrozowa w litych skałach i pokrywach nie może być przypisana



w równym stopniu wszystkim piętrům geoeologicznym. W Alpach jest ona silnie ograniczona lub całkowicie zahamowana w piętrze niwalnym-zlodzonym, a jej największe nasilenie przypada w piętrze subniwalnym. W tatrzańskim piętrze klimatycznym zimnym (seminiwalne) średnia wieloletnia liczba dni z temperaturą minimalną  $< -10^{\circ}\text{C}$  jest wprawdzie największa (120), lecz pokrywa śnieżna utrzymuje się tam średnio 290 dni (M. Hess 1965), chroniąc podłoże przed penetracją mrozową. Najkorzystniejsze warunki termiczne i wilgotnościowe dla wietrzenia fizycznego wskutek zamrozu występują na wysokości od 1700—2050 m n.p.m. w pobliżu średniej rocznej izotermy  $0^{\circ}\text{C}$  (M. Klimaszewski 1971). Masywy alpejskie podobnie jak masyw tatrzański posiadają w odpowiednich przedziałach wysokościowych optymalne warunki termiczne dla intensywnej działalności mrozu w podłożu. Jednak nie oznacza to, że muszą się współcześnie tworzyć w Tatrach wszystkie formy związane z tą działalnością (np. gleby strukturalne). Do ich powstania muszą być spełnione również odpowiednie warunki geologiczne i geomorfologiczne (skład mechaniczny pokryw, ukształtowanie powierzchni i in.). W przeciwieństwie do subniwalnego piętra w Alpach, tatrzańskie piętra seminiwalne i łąk alpejskich (halne) nie stanowią podnóża piętra niwalnego, a więc nie są zasilane obficie w wodę z pól firmowych czy lodowcowych. Najczęściej brak w ich obrębie właściwego środowiska hydroplastycznego dla powstania wielkich sieci poligonalnych, chociaż występuje segregacja mrozowa.

Teza J. Tricarta (1970) o wielkiej roli morfogenetycznej wody płynącej w obszarach wysokogórskich znajduje zastosowanie do gór Europy również w niejednakowym stopniu. Największą pracę rzeźbotwórczą obser-

Tabela 6

Przykłady maksymalnych dobowych sum opadowych zarejestrowanych w Pirenejach, Alpach i Tatrach

Examples of heavy, local rains in the Pyrenees, the Alps and the Tatra Mts.

Lokalizacja Location	Data Date	Opad dobowy (mm) Extreme diurnal rainfall	Autor Author
Massif du Canigou (Pireneje Wschodnie)	17. 10. 1940	700—1200 840/23 godz.	G. Soutadé 1969
Dorzecze Guil (Alpy Francuskie)	13. 6. 1957	202	J. Tricart <i>et al.</i> 1961
San Virgilio (Dolomity Włoskie)	16. 8. 1966	122	G. B. Engelen 1967
Hala Gąsienicowa (Tatry Wysokie)	16. 7. 1934 18. 7. 1970 30. 6. 1973	255,2 124,9 300,0	Mat. Archiw. PIHM

wuje się podczas lub po gwałtownych opadach o dużym natężeniu. Porównanie Pirenejów, Alp i Tatr (tab. 6) pokazuje, że z odległością od oceanu maleją ekstremalne dobowe sumy opadowe. Najwyższe cytowane z Pirenejów wynoszą 1200 mm/dobę, podczas gdy dla Alp i Tatr można przyjąć jako charakterystyczne 100—300 mm/dobę. Stosunkowo niskie ekstremalne opady dobowe rzędu 20—100 mm wydają się być typowe dla gór Europy Północnej i Arktyki.

Niszcząca działalność wody płynącej przejawia się w powstawaniu na stromych stokach spływów gruzowo-błotnych. Podczas ulewnych deszczy lub bezpośrednio po ich powstaniu języki gruzowo-błotne formują się najczęściej w już istniejących formach erozyjnych lub erozyjno denudacyjnych. Potoki gruzowo-błotne transportują ogromne ilości materiału zwietrzelinowego w stanie upłynnienia (viscous fluid) i są uważane za jeden z podstawowych sposobów degradacji stoków wysokogórskich. Według A. Rappa (1960) opad rzędu 50 mm/24 godziny jest wystarczający (tab. 7)

Tabela 7

Maksymalne dobowe sumy opadowe zarejestrowane w górach Europy Północnej (wg A. Rappa 1960a, 1963, 1974)

Extreme diurnal rainfalls recorded in North-European Mountains (after A. Rapp 1960a, 1963, 1974)

Lokalizacja Location	Data Date	Opad dobowy (mm) Diurnal rainfall
Narvik-Abisko (N Szwecja-Norwegia)	6. 10. 1959	107
Romsdal-Ulvådal (W Norwegia)	26. 6. 1960	12—19
Tarfala (N Szwecja)	6. 7. 1972	45
Longyear Valley (Spitsbergen)	10. 7. 1972	31

dla uruchomienia wielkich mas materiału wskutek osuwania (earth-slides) i spływów gruzowo-błotnych (ang. mudflow, debris flows, franc. lave torrentielle, niem. murren, ros. siele). Sugerowana wartość progowa 50 mm/dobę została wyprowadzona na podstawie obserwacji w rejonie Torneträsk-Narvik i zdaniem autora jest obowiązująca również dla innych obszarów górskich. Jeśli przyjmiemy ten wskaźnik dla Tatr Polskich, to powinniśmy zaliczyć masyw tatrzański do obszarów intensywnie modelowanych przez potoki okresowe gdyż częstotliwość opadów dobowych > 50 mm jest duża (tab. 8). Dla wielolecia (1952—1961) największe opady dobowe rzędu 130—140 mm notowano w czerwcu i lipcu na wysokości 1300—1600 m n.p.m., a opady dobowe > 50 mm nie występowały tylko

Tabela 8

Liczba dni z opadem dobowym  $> 50$  mm dla 11 stacji tatrzańskich (oprac. na podstawie Roczników PIHM za lata 1955–1964)  
 Number of days with more than 50 mm rainfall at 11 Tatra Station 1955–1964

Stacja Station	1955	1956	1957	1958	1959	1960	1961	1962	1963	1964	1955–1964	Średnia Mean
Dolina Chochołowska	2	3	2	4	2	1	1	1	1	—	16	1,6
Kościelisko-Kiry	3	1	1	3	1	3	2	3	2	1	20	2,0
Kasprowy Wierch	4	1	—	2	3	2	—	2	1	1	16	1,6
Myślenickie Turnie	1	1	—	1	1	1	1	1	1	1	9	0,9
Hala Kondratowa	—	1	1	1	1	2	2	1	—	1	10	1,0
Kuźnice	3	3	1	4	4	3	2	1	2	1	24	2,4
Dolina Strążyska	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	10	1,0
Hala Gąsienicowa	4	2	1	4	4	4	2	2	2	3	28	2,8
Dolina Pięciu Stawów	1	2	1	1	1	4	—	—	1	1	12	1,2
Morskie Oko	5	2	2	3	2	3	1	2	—	1	21	2,1
Łysa Polana	2	—	—	3	1	3	—	1	2	1	13	1,3
	26	16	10	27	23	27	12	15	13	12	179	

w 4 miesiącach półrocza zimnego XII—III (M. Hess 1965). Tymczasem formy utworzone przez okresowe wody nie dominują w krajobrazie tatrzańskim, a istniejące typowe rynny i wały akumulacyjne (levees) na ogół nie wykazują cech świeżości. Dotychczas nie opisano na terenie Tatr Polskich form o takiej genezie, chociaż one tam istnieją. Zagadnienie to wymaga więc szczegółowszego rozważenia. Ponieważ niezależnie od okresowego wyprzątania mas zwietrzelinowych podczas wyjątkowo dużych zjawisk hydrometeorologicznych odbywa się erozja, transport i sedymentacja w korytach rzek górskich oraz w obrębie stoków, należy się spodziewać, że woda płynąca jest najistotniejszym czynnikiem morfogenetycznym. Potwierdzają to szczegółowe studia R. Midriaka (1972) w piętrze alpejskim i subalpejskim Tatr Bielskich. Wykazał on na podstawie pomiarów fotogrametrycznych, że 51% zniszczonych gleb i pokryw zwietrzelinowych jest spowodowana erozją eoliczną i wodną, a pozostałe 49% przypada na ruchy masowe. Działalność procesów erozyjno-denudacyjnych na stokach występuje w okresach szczególnie wilgotnych, cechujących się nie tylko gwałtownymi ulewami, ale również deszczami rozlewnymi. Z roczników klimatycznych wynika, że niektóre lata były szczególnie „mokre” nie tylko na dla Karpat, lecz w całej Europie. Takimi były np. lata 1913 i 1934, kiedy to na stokach karpaccich doszło do ogromnego ożywienia ruchów masowych, a w dnach dolinnych wystąpiły powodzie o katastrofalnych skutkach gospodarczych. (L. Sawicki, 1917; M. Klimaszewski 1935; A. Zierhoffer 1935). Najnowsze wyniki badań dendrochronologicznych (Z. Bednarz 1973; S. Myczkowski, Z. Bednarz 1974) wykonanych na limbie tatrzańskiej pokazują, że istnieje ścisły związek między krzywymi przyrostowymi tego drzewa a zachmurzeniem i opadami w miesiącach letnich; od maja do sierpnia. W latach szczególnie wilgotnych o małym usłonecznieniu przyrosty drewna na limbach są wyraźnie mniejsze. Wykreślając krzywe dendrochronologiczne dla najstarszych limb tatrzańskich (od roku 1730) i porównując je z podobnymi krzywymi dla limb w Alpach Bawarskich i Gorganach Z. Bednarz (1973) wykazał ich ogromne podobieństwo. Oznacza to, że obszary górskie Karpat i Alp, odległe od siebie dość znacznie, podlegają podobnemu rytmowi opadowemu przynajmniej w zakresie zjawisk ekstremalnych. Lata szczególnie wilgotne i chłodne występują równocześnie w Europie Środkowej, a więc i częstotliwość występowania procesów morfogenetycznych powinna być podobna. Inne jest natomiast natężenie zjawisk hydrologicznych i morfogenetycznych. Krzywe przyrostowe drzew alpejskich i tatrzańskich wykazują, że latami mokrymi i chłodnymi były m. in. 1805—1810, 1815—1820, 1835—1845 (rok 1843), 1913, 1934, 1960. Przedstawione fakty dobrze uzasadniają istnienie podobieństwa niektórych zjawisk przyrodniczych w górach Europy Środkowej.

Pozostaje do rozważenia rola procesów eolicznych w modelowaniu gór wysokich strefy umiarkowanej. W pracach alpejskich przypisywano de-

flacji różną rolę. Albo przeceniano jej znaczenie stawiając hipotezy o deflacyjnym pochodzeniu rowów grzbietowych (V. Paschinger 1928) albo tak jak J. Tricart (1970) niedoceniano udziału tego procesu w modelowaniu gór. J. Tricart (1970) przyjmuje, że podłoże jest chronione przez pokrywę śnieżną i lodową, a duża wilgotność gruntu nie sprzyja wywieńaniu materiału drobnej frakcji z powierzchni nie pokrytych roślinnością. Procesy eoliczne w górach są prawie wyłącznie ograniczone do wierzchowin grzbietowych, a zwłaszcza stref przełęczy. Tam na stronie dowietrznej oraz w osi form dochodzi do usuwania materiału. Procesem współdziałającym z deflacją jest regelacja rozluźniająca grunt, a nawet uszkadzająca zwartą pokrywę roślinną w piętrze łąk alpejskich. Pogląd Tricarta znajduje uzasadnienie dla wierzchowin grzbietowych położonych ponad granicą wiecznego śniegu. W Alpach Wschodnich powierzchnia szczytowa (Gipfelflur) wyróżniona przez W. Pencka (1919, vide R. W. Fairbridge 1968a) jest położona na wysokości 3500—3800 m, podczas gdy klimatyczna granica śniegu jest wyznaczona na wysokości 3000 m npm. Oznacza to, że główne grzbiety alpejskie są położone w piętrze niwalnym i morfogenetyczna rola wiatru może być znikoma w ich obrębie. Jedynie niższe pasma alpejskie położone poniżej tej granicy mogą być poddane niszczącej działalności wiatru. W amerykańskim paśmie Gór Kaskadowych (Northern Cascade Mountains), cechujących się typową rzeźbą wysokoalpejską, grzbiety i wierzchołki występujące na wysokości około 2500 m npm. są zbyt przesuszone by mogły podlegać równie intensywnemu wietrzeniu jak ich stoki. W sumie góry te otrzymują dużą ilość opadów z wilgotnych mas powietrza przynoszonych znad oceanu i są współcześnie zlodowacone. Równocześnie na wierzchowinach grzbietowych gleba i nawet grube skalne cząstki są podrywane i przenoszone przez wiatr. Dlatego wiele grzbietów jest okrytych pokrywami blokowo-gruzowymi in situ stanowiącymi rodzaj bruku deflacyjnego (W. F. Thompson 1962). Wydaje się, że te obserwacje znajdują zastosowanie do wielu pasm alpejskich w Europie. W Tatrach, gdzie — jak wyżej wspomniano — najwyższe szczyty nie sięgają do klimatycznej granicy śniegu rola wiatru jest niewątpliwie bardzo duża. W obrębie przywierzchowinowych części stoków eksponowanych ku W, NW, NWW, SWW pokrywa śnieżna jest przewiewana i akumulowana po stronie zawietrznej, a utrzymujący się śnieg szybko ulega topieniu. Dlatego te części stoków najszybciej są uwalniane od śniegu i poddane procesowi regelacji. Grunt jest przesuszany przez wiatry halne i może podlegać silnej deflacji. Procesem tym objęte są główne grzbiety Tatr Zachodnich i Bielskich okryte pokrywami peryglacyjnymi. W Tatrach Wysokich, na skalistych graniach proces ten ma bez wątpienia mniejsze znaczenie. Określenie roli procesów eolicznych jest możliwe tylko poprzez bezpośredni pomiar materiału uruchamianego lub obserwacje nad rozwojem mikroform grzbietowych.

W dotychczasowych rozważaniach nad warunkami klimatycznymi wy-

sokich gór oraz ich wpływu na przebieg procesów morfogenetycznych nie uwzględnialiśmy pól śnieżnych i lodowców stwarzających swoiste środowisko morfoklimatyczne. Najwyższe partie gór wysokich pokryte wiecznym śniegiem i lodem posiadają odmienny zespół klimatów lokalnych i mikroklimatów (M. Hess 1962), a podłoże jest chronione przed działalnością mrozu, wody płynącej i wiatru oraz innych czynników rzeźbotwórczych. Poddane są natomiast prawie wyłącznemu modelowaniu lodowcowemu. G. Galibert (1960a, 1960b) badając współczesną ewolucję północnych skłonów w masywie Zermatt (Alpy Pennińskie) wyróżnił dwa piętra typu „haute montagne”: a) piętro wysokogórskie alpejskie — zlodzone, „haute montagne alpine”, wykształcone na wysokości powyżej 3800 m n.p.m., a najlepiej w przedziale 4100—4200 m n.p.m. i b) piętro wysokogórskie pirenejskie — „haute montagne pyrénéenne”, położone w przedziale wysokości 2800—3800 m n.p.m., a najlepiej wykształcone na wysokości 3300—3800 m. Obydwa piętra reprezentują rzeźbę alpejską w klasycznym znaczeniu tego słowa tzn. posiadają ostre, zębate grzbiety, wysokie urwiste ściany, cyrki, utworzone wskutek niszczącej pracy lodowców. Cechą odróżniającą partie położone powyżej 3800 m n.p.m. od niższych części gór jest obecność pokryw śnieżnych i wiszących lodowców ścianowych, występowanie opadów śnieżnych we wszystkich miesiącach roku i wysoka liczba dni z mrozem (np. Jungfrauojoch 243 dni i tylko 10 dni z wahaniami temperatury około 0°C). Powyżej wysokości 3500 m n.p.m. letnie roztopy (występowanie dodatnich temperatur + 2, + 3°C) na północnych ścianach trwają zaledwie 3—5 godzin na dobę, podczas gdy na wysokości 3000 m n.p.m. nawet 24 godziny. Świeży śnieg w najwyższych partiach nie ulega stopieniu. Jeśli nie zsunie się po powierzchni starego śniegu (lawiny pyłowe) jest przekształcany w śnieg zlodzony i lód. Pokrywa lodowo-śnieżna jest nieruchoma, „zrosnięta” ze skałą podłoża. W takich warunkach intensywność procesów morfogenetycznych jest mniejsza niż w piętrze wysokogórskim pirenejskim. Piętro pirenejskie jest pozbawione śniegu w półroczu letnim. Ściany skalne wznoszą się nad polami wiecznego śniegu wypełniającymi cyrki. Intensywne wietrzenie mechaniczne rozluźnia skałę, a często występujące lawiny uprzętają gruz podczas wiosny. Stąd u podnóża ścian gromadzi się gruzowo-błotny materiał złożony przez lawiny. Rozróżnienie dokonane przez G. Galiberta (1960a, 1960b) jest bardzo istotne przy rozpatrywaniu współczesnego modelowania stoków wysokogórskich. Pozwala bowiem bardziej precyzyjnie określić badane środowisko morfoklimatyczne. Partie Tatr położone powyżej górnej granicy lasu będące przedmiotem szczegółowych rozważań posiadają cechy gór wysokich typu „haute montagne”, tylko ze względu na charakter rzeźby alpejskiej utworzonej w plejstocenie. Natomiast zespół tatrzańskich procesów morfogenetycznych odpowiada środowisku „haute montagne pyrénéenne” i tylko w takim ujęciu może być porównywany ze środowiskami wysokogórskimi Alp i Kaukazu położony-

mi poniżej granicy wiecznego śniegu. Mimo to porównanie wskaźników intensywności procesów w Alpach i Tatrach muszą być wykonywane bardzo ostrożnie. Należy bowiem brać pod uwagę fakt, że piętro pirenejskie w Alpach Pennińskich i Berneńskich (np. w masywie Mont Blanc, Monte Rosa) leży bezpośrednio pod alpejskim, a więc pozostaje w zasięgu oddziaływania procesów operujących w wyższych położeniach. Dotyczy to między innymi działalności lawin rodzących się powyżej 3800 m n.p.m., a składających materiał gruzowy kilkaset metrów poniżej. W świetle tak pojętych środowisk morfoklimatycznych Tatry cechuje duża jednorodność zespołu procesów rzeźbotwórczych i brak wyraźnego oddziaływania w poszczególnych piętrach procesów allochtonicznych, tj. pochodzących z innych pięter.

## MORFODYNAMIKA STOKÓW W MASYWIE CZERWONYCH WIERCHÓW

### CECHY GEOMORFOLOGICZNE STOKÓW W MASYWIE CZERWONYCH WIERCHÓW

Masyw Czerwonych Wierchów odznacza się wielkim zróżnicowaniem rzeźby, nie mającym odpowiednika w innych częściach Tatr. W Tatrach Wysokich przeważają formy typowe dla wysokoalpejskich krajobrazów, reprezentowane przez ostre granie, strome skalne ściany często pionowe lub nawet przewieszane wznoszące się ze stoków usypiskowych. W Tatrach Zachodnich zbudowanych z łupków metamorficznych rzeźba glacialna nie jest tak wyrazista. Przeważają grzbiety zaokrąglone i stoki łagodniejsze, pokryte rumoszowymi. Brak wielkich ścian skalnych i dobrze wykształconych kotłów lodowcowych. Na tle tych dwóch krajobrazów masyw Czerwonych Wierchów rysuje się jako obszar zawierający w sobie wszystkie wspomniane elementy rzeźby. Podstawową cechą charakterystyczną Czerwonych Wierchów są bowiem wielkie kontrasty rzeźby, występujące na niewielkiej przestrzeni. Spotykamy płaskie lub zaokrąglone, rozległe wierzchowiny grzbietowe przechodzące wypukłym załomem w stoki łagodne, pokryte płaszczem pokryw gruzowo-gliniastych z zespołami mikroform peryglacialnych. Te same wierzchowiny posiadają lokalnie bardzo ostre krawędzie oddzielające je od pionowych i przewieszonych ścian cyrków glacialnych. Natomiast grzbiety rozdzielające sąsiadujące ze sobą cyrki są wąskie i ostre (np. Kozi Grzybek między doliną Mułową i Litworową). Mezozoiczne serie skalne, w przeważającym stopniu dolomitowo-wapienne, sprzyjają konserwowaniu starych, często trzeciorzędowych późno-dojrzałych elementów rzeźby wierzchownowej oraz plejstocenijskich glacialnych form dolinnych (M. Klimaszewski 1962). Przebieg dolin glacialnych, prostopadły do biegu głównych jednostek tektonicznych, sprzyjał wydobyciu różnic litologicznych i zaznaczeniu ich w postaci progów dolinnych. Dolina Małej Łąki i Dolina Miętusia posiadają schodowy profil podłużny z odcinkami zawieszonymi względem siebie. Fragmenty den dolinnych położone w różnych wysokościach stanowią bazy denudacyjne ścian skalnych. Zasadniczo brak jest ścian skalnych tak wysokich, by znajdowały się w dwóch lub trzech piętrach kli-



matycznych. Można więc odnieść parametry klimatyczne określone dla tatrzańskich pięter klimatycznych do poszczególnych odcinków stoków. W ten sposób eliminujemy wpływ procesów występujących w piętrach nadległych na rozwój tych stoków, a tym samym dokonane pomiary określające dynamikę rzeźby odnoszą się do poszczególnych rozpatrywanych pięter. Można więc było obliczyć wskaźniki intensywności wietrzenia fizycznego i odpadania ze ścian, pracy rzeźbotwórczej lawin oraz erozji torencjalnej, ponieważ badane stoki w całości mieszczą się w obrębie określonego piętra. Dokonanie eliminacji wpływu procesów z różnych pięter (tzw. procesów allochtonicznych) jest bardzo trudne w Tatrach Wysokich, gdzie stoki często są położone w 2—3 piętrach klimatyczno-roślinnych.

Tatrzańskie zlodowacenia w okresie plejstocenijskim nie doprowadziły do zupełnego przekształcenia rzeźby pochodzącej z okresu trzeciorzędowego. Uchowały się fragmenty grzbietów i dolin posiadające założenia z okresu trzeciorzędowego w postaci zrównań grzbietowych i stokowych oraz górnych odcinków den dolinnych (M. Klimaszewski 1962). Cykliczny rozwój rzeźby znalazł swe odbicie w rzeźbie stoków. Profile podłużne stoków podobnie jak dolin są złożone, niewyrównane, z licznymi odcinkami skalistymi lub częściowo skalistymi, przedzielnymi fragmentami dojrzałymi, okrytymi płaszczem zwietrzelinowym i utrwalonymi roślinnością alpejską lub subalpejską. Najprostszymi przykładami stoków są ściany skalne przechodzące u podstawy w hałdy usypiskowe. Generalną cechą stoków jest jednak wielka złożoność kształtów ich profilów.

Stok jako całość składa się z szeregu odcinków o różnych cechach mezo- i mikromorfologicznych. W oparciu o bezpośrednie półstacjonarne pomiary aktywności procesów oraz o analizę utworzonych przez te procesy mikroform dokonano podziału stoków na odcinki morfodynamiczne. Podstawy teoretyczne dla wydzielenia odcinków oparto o rozważania A. Jahna (1954, 1968) i F. Ahnerta (1967) dotyczące bilansu denudacyjnego stoku. Przyjmuje się w nich, że w dowolnym miejscu stoku pokrywa zwietrzelinowa składa się z materiału transportowanego z odcinków położonych powyżej oraz z materiału dostarczanego przez lokalne wietrzenie podłoża skalnego. Równocześnie z danego miejsca materiał jest odprowadzany przez procesy denudacyjne. Stosunek materiału dostarczanego do materiału odprowadzanego poza dany punkt określa warunki równowagi stoku lub jej braku oraz pozwala na określenie jego tendencji rozwojowych. Warunki równowagi denudacyjnej (denudation equilibrium) w zmodyfikowanej wersji bilansu A. Jahna (1954) określa F. Ahnert (1967) za pomocą formuły:

$$R_p = A + W$$

gdzie  $R_p$  — wielkość odprowadzania materiału,  $A$  — wielkość dostawy materiału z odcinka położonego powyżej,  $W$  — rozmiary wietrzenia pod-

łoża skalnego. Przy odpowiednio miększej pokrywie proces wietrzenia podłoża może być zahamowany ( $W = 0$ ). Formuła przybiera postać:

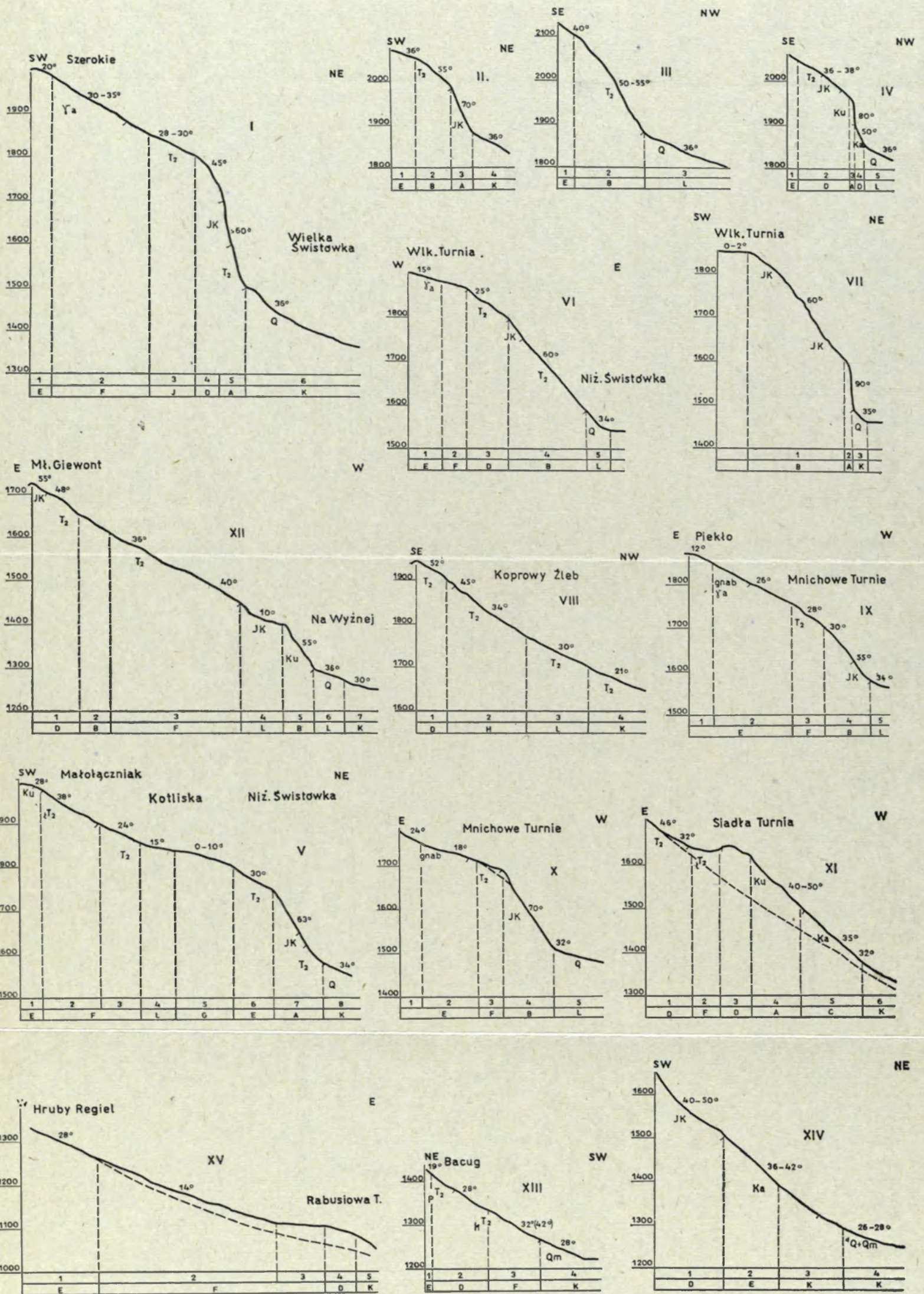
$$R_p = A$$

i powstają warunki równowagi transportowej (transport equilibrium). W przypadku gdy  $R_p > A + W$ , mówimy o negatywnym braku równowagi (negative disequilibrium), natomiast formuła  $R_p < A + W$  określa pozytywny brak równowagi (positive disequilibrium) zaznaczający się przyrostem miąższości pokryw stokowych.

Rozważania powyższe są trudne do zastosowania. Całkowicie brak danych dla konkretnych stoków na temat tempa wietrzenia podłoża skalnego pod pokrywami zwietrzelinowo-glebowymi, a wyniki badań nad formowaniem pokryw zwietrzelinowo-glebowych wskazują, że procesy glebotwórcze działają bardzo powoli. W świetle ostatnich prac botanicznych (P. Plesnik 1971) brak jest dowodów na wędrówkę w dół i w górę górnej granicy lasu na wielu stokach Tatr słowackich w okresie optimum klimatycznego, mimo że klimatyczna górna granica lasu była wtedy położona o 200—300 m wyżej niż obecnie. Las nie mógł wkroczyć wyżej, gdyż okres atlantycki liczący 3000 lat (wg R. W. Fairbridge 1968b) był zbyt krótki dla wytworzenia pokryw glebowych na gruzowiskach położonych w tym pasie wysokościowym<sup>1</sup>. Podpokrywowe procesy wietrzeniowe musiały zachodzić bardzo powoli skoro procesy wietrzenia fizycznego i chemicznego pokryw nie były w stanie przekształcić peryglacialnych pokryw gruzowych. Z drugiej strony studia nad przebiegiem procesów denudacyjnych na stokach wysokogórskich pokazują, że są one na ogół bardzo aktywne. Na tej podstawie autor usunął z formuły F. Ahnerta wyrażenie  $W$  jako nieistotne dla rozważań nad rozwojem stoków tatrzańskich. Formuła przybiera więc postać  $R_p > A$ , zaś stoki odpowiadające tym warunkom nazywam degradacyjnymi lub  $R_p < A$  — dla stoków agradacyjnych. Teoretycznie istnieją następujące rodzaje relacji  $R$  do  $A$  określające przepływ materii na stoku:

- (1)  $A = R = 0$  stok statyczny, na którym nie zachodzą żadne zmiany ani względne, ani bezwzględne,
- (2)  $A > R = 0$  stok agradacyjny pasywny,
- (3)  $R > A = 0$  stok degradacyjny pasywny,
- (4)  $A > R > 0$  stok agradacyjny aktywny o pozytywnym braku równowagi,
- (5)  $R > A > 0$  stok degradacyjny aktywny o negatywnym braku równowagi,
- (6)  $A = R > 0$  stok transportowy (pozostający w równowadze transportowej).

<sup>1</sup> Stwierdzenie to nie przeczy udokumentowanemu pogładowi o pionowych zmianach zasięgu górnej granicy lasu w holocenie wszędzie tam, gdzie istniały korzystne warunki geomorfologiczne i glebowe.



Ryc. 3. Profile stoków tatrzańskich w masywie Czerwonych Wierchów z podziałem na odcinki morfodynamiczne scharakteryzowane w tabeli 14. Objaśnienia znaków geologicznych wg *Mapy geologicznej Tatr* 1 : 10 000  
 Cross-profiles of the Czerwone Wierchy slopes divided into morphodynamic sections (see table 14).

W rzeczywistości trudno znaleźć stok odpowiadający równaniu (1). Na każdym bowiem stoku działają procesy prowadzące do przemieszczania materiału zwietrzelinowego z wyższych położeń do niższych na zasadzie prawa grawitacji. Spełnienie tego warunku jest możliwe na niektórych typach stoków, lecz w krótkich okresach czasu. Na przykład na ścianach skalnych, w obrębie których materiał zwietrzały odpada natychmiast po oddzieleniu od podłoża, występują okresy morfogenetycznie martwe. Jednak już w skali jednej pory roku czy cyklu rocznego warunek (1) nie jest zachowany. Występują natomiast wszystkie pozostałe rodzaje relacji, chociaż rozróżnienie ich jest niezmiernie trudne. Szczególnie trudne jest wyróżnienie stoków pozostających w równowadze transportowej (6), ponieważ stosunek  $R$  do  $A$  zmienia się w czasie, w obrębie tego samego stoku. W okresach pozbawionych zjawisk hydrologicznych o dużej intensywności może zachodzić powolny transport materiału, a wówczas dla wielu punktów na stoku spełniony będzie warunek równoważności  $A$  i  $R$ . W okresach występowania zjawisk o dużym natężeniu (np. deszcze nawalne, gwałtowne roztopy) dochodzi do ożywienia procesów erozji i denudacji ( $R > A = 0$ ,  $R > A > 0$ ) na jednych fragmentach stoków i równocześnie depozycja uruchomionego materiału na innych miejscach ( $A > R = 0$ ,  $A > R > 0$ ). Właściwe więc wydaje się wyróżnienie morfodynamicznych odcinków stoków w oparciu o obserwowany sumaryczny efekt działania procesów w różnych ich częściach. Kryterium do wyróżnienia odcinków jest z jednej strony bezpośredni pomiar aktywności procesów, a z drugiej analiza mikro- i mezoform utworzonych wskutek ich działania.

W masywie Czerwonych Wierchów wytypowano 15 stoków, które reprezentują wszystkie rodzaje istniejących na tym terenie stoków. W ich obrębie na podstawie cech geologicznych, geomorfologicznych oraz procesów wiodących (przewodnich) i głównych procesów towarzyszących wydzielono odcinki morfodynamiczne. Otrzymano 70 odcinków stokowych. Zaszeregowano je do dwóch podstawowych typów stoków: degradacyjnego ( $R > A$ ) i agradacyjnego ( $A > R$ ). Za kryterium podziału przyjęto rodzaj mikroform stokowych, ich świeżość, a także natężenie procesów stwierdzonych na wybranych stanowiskach reprezentacyjnych (ryc. 1) w okresie obserwacji (1966—1974).

Sposób wykształcenia stoków stał się podstawą do wydzielenia ścian skalnych i stoków skalnych, stoków skalno-pokrywowych i pokrywowych. Odróżnienia ścian skalnych od stoków skalnych dokonano biorąc za kryterium nachylenie stoku i rodzaj wiodącego procesu morfogenetycznego. Dla ścian skalnych procesami wiodącymi są wietrzenie fizyczne i odpadanie, podczas gdy na stokach skalnych towarzyszy im zsuwanie i korozja oraz zmyw powierzchniowy. W obydwu przypadkach rzadko dochodzi do utworzenia pokryw gruzowych lub glebowych i tylko w bardzo ograniczonym zasięgu (na stopniach, półkach skalnych). Rozróżnienia stoków na

skalne, skalno-pokrywowe i pokrywowe dokonano w zależności od istnienia lub braku pokryw zwietrzelinowych oraz od ich miąższości. Dla odróżnienia stoków skalno-pokrywowych od pokrywowych przyjęto umownie 1-metrową miąższość pokrywy jako graniczną. W świetle badań glebowych B. Adamczyka (1962) maksymalne miąższości zwietrzelin stokowych w piętrach leśnych, będące podstawą do ustalenia głębokości gleby, osiągają 1 metr. Pokrywy złożone na stokach i w dnach dolin wskutek działania procesów glacialnych i peryglacialnych (morenowe, fluwioglacialne, zwały obrywów skalnych, usypiska i pokrywy usypiskoowo-napływowe) z reguły posiadają miąższości kilka do kilkudziesięciokrotnie większe. Z miąższością wiąże się sposób krążenia wody, a więc i charakter dominujących procesów morfogenetycznych.

Każdy stok tatrzański składa się z kilku odcinków morfodynamicznych (ryc. 3). Granice między odcinkami są umowne i wyznaczone w strefach przejściowych między odcinkami różniącymi się dynamiką procesów często uwarunkowaną różnym wykształceniem poligenicznych stoków tatrzańskich. Klasyfikację odcinków stoków przedstawia tabela 9. Przeważają odcinki degradacyjne (70%) nad agradacyjnymi (30%), przy czym spotyka się tylko dwa rodzaje zespołów odcinków:

$$D_n - A_n - D_n - A_n \text{ i } D_n - A_n,$$

gdzie  $n$  oznacza, że może wystąpić jeden lub kilka odcinków danego typu. Nie stwierdzono istnienia zespołu:  $D_n$  i  $D_n - A_n - D_n$ , a w świetle dedukcyjnych rozważań niemożliwy jest zespół  $A_n - D_n$ . Brak odcinków degradacyjnych u podstawy stoków jest cechą charakterystyczną wielu obszarów górskich, które w plejstocenie uległy zlodowaceni. Rzeki o glacialnym reżimie morfodynamicznym w schyłkowej fazie zlodowacenia cechowały się większą niż obecnie zdolnością transportową. Dna dolin i podnóża stoków są wysłane pokrywami morenowymi i fluwioglacialnymi, które obecnie nawet podczas dużych powodzi są rozmywane jedynie w niewielkim stopniu z powodu mniejszej zdolności erozyjnej i transportowej rzek. Dlatego najczęściej u podstawy stoków nie obserwuje się odcinków degradacyjnych. Nawet podczas wyjątkowo katastrofalnego wezbrania z dnia 30 czerwca 1973 r., spowodowanego deszczem nawalnym o dobowej wartości rzędu 200—300 mm, energia wody w dolinach tatrzańskich na ogół została zużytkowana na erozję i transport pokryw wyścielających dna. Podcinanie stoków połączone z degradacją pokryw miało ograniczony zasięg. Występowało najczęściej w miejscach wzmożonej turbulencji wody, spowodowanej przeszkodami w korytach (np. w odcinkach z zatorami z powalonych drzew). W przypadku masywu Czerwonych Wierchów brak degradacji podnóży stoków jest związany z niedorozwojem sieci rzecznej przy krasowym systemie odwodnienia. Górne odcinki dolin nie posiadają dobrze wykształconych koryt i są zupełnie suche przez prawie cały rok. W Tatrach Wysokich działalność rzeki

jako czynnika odprowadzającego materiał z podnóży stoków jest znacznie większa, a niektóre podcięte stoki mają degradacyjne odcinki morfodynamiczne. Występują więc tam zespoły odcinków  $D_n-A_n-D_n$  i  $D_n$ .

Generalne spojrzenie na stoki tatrzańskie poprzez odcinki morfodynamiczne pozwala na określenie kierunku współczesnych zmian zachodzących w ich obrębie. Dominuje degradacja stoków polegająca na usuwaniu zwietrzelin z odcinków lub powolnym przemieszczaniu w ich obrębie. W zależności od rodzaju pokryw zwietrzelinowych, kształtu stoku, nachyleń i rodzaju pokryw roślinnych i warunków klimatycznych różne procesy rzeźbotwórcze wysuwają się jako dominujące. Zjawisko to przedstawia tabela 9. Bliższe omówienie mechanizmu procesów, ich tempa oraz skutków geomorfologicznych zawierają następne rozdziały.

#### WIETRZENIE FIZYCZNE, ODPADANIE A ROZWÓJ STOKÓW I ŚCIAN SKALNYCH

Pojęcie wietrzenia fizycznego jest bardzo szerokie i obejmuje wszystkie aspekty rozdrabniania skał pod wpływem czynników atmosferycznych i biologicznych. W poszczególnych strefach klimatycznych kuli ziemskiej hierarchia ważności tych czynników jest różna, nawet w odniesieniu do skał o podobnych właściwościach teksturalno-mineralogicznych. W górach wysokich, podobnie jak w obszarach polarnych, wśród czynników atmosferycznych wysuwa się na pierwszy plan zamróz i nasłonecznienie (insolacja). Zmiany stanu skupienia wody w szczelinach międzyławicowych i spękaniach, zachodzące pod wpływem wahań temperatury powyżej i poniżej  $0^{\circ}\text{C}$ , powodują dezintegrację blokową, a zmiany objętości spowodowane różnym nagrzewaniem litych skał pod wpływem nasłonecznienia wywołują rozpad ziarnisty (granularny). W przypadku działalności wody przechodzącej w lód i powiększającej szczeliny zachodzi fragmentacja skał na okruchy grubszej frakcji, a proces nosi nazwę makrogeliwacji. Produktem rozdrabniania skał przez wodę zamarzającą w porach w skale są okruchy frakcji drobniejszej (mikrogeliwacja). To rozróżnienie wprowadzone przez J. Tricarta (1960) jest szczególnie istotne przy porównywaniu szybkości wietrzenia skał w oparciu o badania terenowe i laboratoryjne. O ile bowiem zmiana skały skonsolidowanej w luźny gruz zależy w pierwszym rzędzie od uszczelinienia kompleksów skalnych, to rozpad indywidualnych fragmentów skalnych zależy bardziej od porowatości i siły cementującej materiał, a odporność tej samej skały na wietrzenie jest różna w zależności od „fazy sekwencji wietrzeniowej” (M. A. Carson, M. J. Kirkby 1972).

Wietrzenie nie prowadzi do tworzenia form. Dopiero przy współudziale procesów morfogenetycznych następuje uprzątnięcie produktów wietrzenia i rozwój stoku. Dlatego w studiach nad rozwojem ścian skalnych rozpatruje się łącznie proces wietrzenia i odpadania, wnosząc o in-

tensywności wietrzenia na podstawie ilości materiału gruzowego odpadającego ze ścian. Tylko w przypadku ścian pionowych i przewieszonych odpadający materiał skalny może być miernikiem wietrzenia. Na stokach skalnych o schodowym profilu część produktów wietrzenia pozostaje na spłaszczeniach i tylko okresowo jest stamtąd uprzątnąta przez inne procesy morfogenetyczne. Stąd wskaźniki wietrzenia i odpadania na stokach skalnych są najczęściej zanizone. Ponadto badania tego typu nie dostarczają danych o przebiegu i natężeniu wietrzenia rozumianego jako rozsadzanie i rozluźnianie wcześniej spękanych kompleksów skalnych (Z. Czeppe 1966).

Biorąc pod uwagę wspomniane zastrzeżenia metodyczne, zastosowano ten sposób postępowania w masywie Czerwonych Wierchów. Przyjęto, że szybkość cofania ścian skalnych jest bezpośrednio związana z intensywnością wietrzenia fizycznego. Szybkość cofania ścian obliczono na podstawie ilości materiału gruzowego zakumulowanego na powierzchni stoków pokrywowych (stożków usypiskowych):

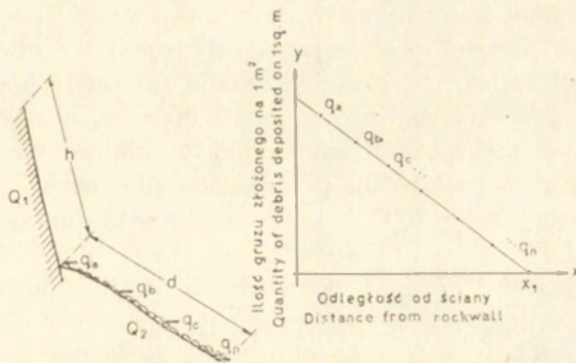
$$\begin{aligned} Q_1 - Q_2, \\ Q_1 = q_1 \cdot P_1, \\ Q_2 = q_2 \cdot P_2, \\ q_1 \cdot P_1 = q_2 \cdot P_2, \\ q_1 \cdot s \cdot h = q_2 \cdot s \cdot d, \end{aligned}$$

$$q_1 = q_2 \cdot \frac{d}{h},$$

$$q_2 = \frac{\sum_{i=1}^n \frac{a_i}{T_i}}{n},$$

gdzie:  $Q_1$  — ilość gruzu odpadającego od ściany skalnej,  $Q_2$  — ilość gruzu złożonego na stoku pokrywowym (usypiskowym),  $q_1$  — ilość gruzu odpadniętego z powierzchni 1 m<sup>2</sup> ściany,  $q_2$  — ilość gruzu złożonego na powierzchni 1 m<sup>2</sup> stoku pokrywowego,  $P_1$  — powierzchnia ściany skalnej,  $P_2$  — powierzchnia stoku pokrywowego,  $s$  — długość podstawy stoków,  $h$  — długość ściany skalnej,  $d$  — długość stoku pokrywowego.

W celu uzyskania danych ilościowych odnośnie do wielkości akumulacji na stokach usypiskowych zainstalowano w różnych ich częściach (ryc. 4) siatki plastikowe o powierzchni 4 m<sup>2</sup> (2 × 2 m). Siatki były sprawdzane 2—3 razy w ciągu roku w wyższych położeniach (ponad górną granicę lasu), a co 1—2 miesiące w piętrach leśnych. Stwierdzono, że ilość materiału deponowana w ciągu roku na 1 m<sup>2</sup> w różnych częściach profilu stoku usypiskowego zmniejsza się z odległością od ściany, a zmienność tę wyraża się za pomocą prostej typu  $y = b - ax$ , gdzie  $y$  oznacza ilość gruzu skalnego złożoną na powierzchni 1 m<sup>2</sup>,  $x$  — odległość od ściany. Całkowitą ilość materiału złożonego na stoku usypiskowym w pasie szerokości 1 m obliczono według formuły  $Q_2 = \int_0^1 (b - ax) dx$ . Średnią ilość materiału gruzowego złożoną na powierzchni 1 m<sup>2</sup> uzyskano dzieląc wartość uzyskaną z powyższego wyliczenia przez długość stoku usypiskowego. Pomiary depozycji materiału gruzowego na siatkach uzupełniono w okresach wiosennych (a w wysoko położonych kotłach lodowcowych również w okresach letnich i jesiennych) pomiarami gruzu akumulowanego na płatach długo zalegającego śniegu u podnóży ścian.



Ryc. 4. Profil stoku skalnego i piargowego z zaznaczonymi poletkami do pomiaru akumulacji spadającego gruzu. Rysunek prawy ilustruje rodzaj relacji między ilością gruzu skalnego na stoku piargowym a odległością od ściany

Schematic profile of a rockwall and talus slope having plastic plots for debris accumulation. Right diagram illustrates the relationship between quantity of talus debris and distance from rockwall

Określano ilość materiału złożonego na poletkach o powierzchni 625 m<sup>2</sup> (25 × 25 m) mierząc jego wagę i określając objętość (A. Kotarba 1970). Dane uzyskane z pomiarów i przeliczeń zawarte są w tabeli 10.

Z uzyskanych wartości wskaźnikowych uwidacznia się jasno, że w profilu pionowym gór występuje zróżnicowanie intensywności wietrzenia i odpadania. Najintensywniej procesy te przebiegają na ścianach skalnych o ekspozycji zachodniej w cyrku glacialnym (Dolina Mułowa) położonym w piętrze klimatycznym umiarkowanie zimnym. Dziesięciokrotnie niższe wskaźniki są charakterystyczne dla ścian o ekspozycji przeciwnej (wschodniej) posiadających prawie identyczną budowę geologiczną i położonych w tym samym piętrze klimatycznym. Jeszcze niższe wskaźniki cechują ściany skalne lodowcowej Doliny Małej Łąki położone w piętrze bardzo chłodnym, przy czym aktywniejsze są tam stoki o ekspozycji wschodniej. Intensywność procesu znacznie maleje poniżej górnej granicy lasu na ściankach skalnych małych ostańców denudacyjnych położonych w piętrach: chłodnym i umiarkowanie chłodnym. Formy skalne tylko częściowo wznoszą się tam ponad korony drzew.

Bardzo istotnym czynnikiem wpływającym na intensywność procesu wietrzenia i odpadania są warunki mikro- i mezoklimatyczne na ścianach o ekspozycjach przeciwnych, przy czym stwierdzono, że w pasie wysokościowym odpowiadającym rocznej izoterme 0° C następuje zrównoważenie wpływu różnych ekspozycji i zmiana jakościowa i ilościowa ich roli. Dlatego izoterma roczna 0° C posiada istotne znaczenie morfogenetyczne. Ściany skalne o ekspozycji wschodniej położone ponad pasem wy-

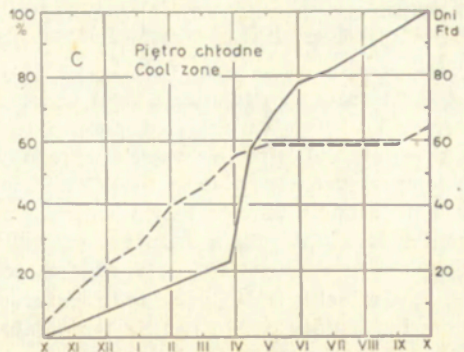
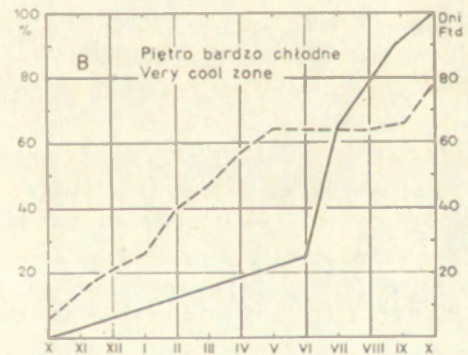
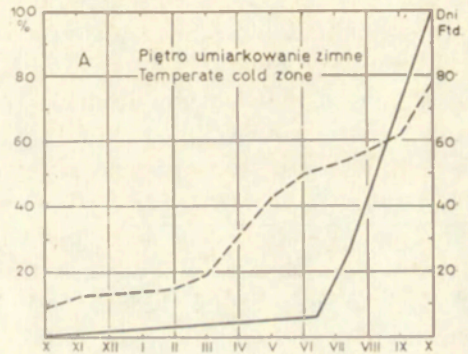


sokościowym rocznej izotermy zerowej (w piętrze umiarkowanie zimnym) pozostają bardzo „zimne” prawie przez cały rok i nie obserwuje się na nich silnej akcji mrozu, w przeciwieństwie do ścian o ekspozycji zachodniej, które jako „cieplejsze” w tym piętrze są aktywnie niszczone. Natomiast ściany o ekspozycji zachodniej w piętrze bardzo chłodnym (poniżej izotermy rocznej  $0^{\circ}\text{C}$ ) prawdopodobnie mają mniejszą ilość przejść temperatury przez  $0^{\circ}\text{C}$  (jako „ciepłe”) w stosunku do aktywniejszych w tym piętrze ścian o ekspozycji wschodniej. Stwierdzenia te nie są poparte pomiarami termiki powietrza i termiki powierzchni ścian o różnych ekspozycjach. Z powodu całkowitego braku danych na ten temat wnioski powyższe oparto na obserwacjach tempa i przestrzennego zróżnicowania zanikania pokrywy śnieżnej w pierwszej połowie roku, a w okresie bezśnieżnym o stwierdzoną częstotliwość odpadania gruzu ze ścian podczas obserwacji. Pokrywa śnieżna na stokach skalnych o ekspozycji zachodniej, położonych na wysokości ponad 1800 m n.p.m. (a więc w piętrze umiarkowanie zimnym) najczęściej zaczyna się wytapiać już w II połowie marca. Kartowanie zanikania pokrywy śnieżnej w dniu 1 IV 1968 r. wykazało na przykład, że stoki te były pokryte tylko w 25% przez śnieg zalegający w dnach rynien korazyjnych. Skalno-pokrywowe odcinki przywierzchowinowych części stoków (m. in. profile *III-1*, *IV-1,2*, *VIII-1*) pokrywał śnieg w 25—50%. W tym czasie stoki o ekspozycji wschodniej (profile *I-1,2,3*, *II-1,2,3,4*) oraz dna dolin Litworowej i Mułowej były przykryte śniegiem w 100%. Powtórzone kartowanie w połowie maja pokazało, że na stokach skalnych o ekspozycji zachodniej leżały nieliczne izolowane płyty śnieżne o wydłużonych kształtach wypełniające tylko dna głębokich rynien korazyjnych. Równocześnie stoki skalno-pokrywowe o ekspozycji wschodniej były jeszcze w ponad 50% pokryte śniegiem, a wszystkie rynny korazyjne na stokach skalnych pozostawały całkowicie wypełnione. W kwietniu i maju 1968 r. stacja na Kasprowym Wierchu notowała 24 dni z wahaniami temperatury powyżej i poniżej  $0^{\circ}\text{C}$  (tab. 2). Zamróz i odpadanie mogły zachodzić przede wszystkim na powierzchniach pozbawionych zwartej pokrywy śnieżnej, a równocześnie zasilanych wodą z płatów wypełniających wklęsłe elementy stoków. Roztopy na stokach o ekspozycji wschodniej przypadają na okres czerwca i lipca (a nawet trwają dłużej w niektórych latach), kiedy to notuje się stosunkowo wysokie temperatury powietrza i mniejszą ilość dni przymrozkowych (10 dni w 1968 r.). W czerwcu i lipcu występują obfite opady deszczowe lub częściowo deszczu ze śniegiem (tab. 1) zasilające w wodę wszystkie powierzchnie skalne. Zamróz i odpadanie działają więc nadal, chociaż wypełnianie szczelin skalnych wodą odbywa się w różny sposób. Ochładzanie jesienne najwcześniej dociera do ścian położonych powyżej 1800 m n.p.m. posiadających ekspozycję wschodnią. Podczas pomiarów akumulacji gruzowej na stokach usypiskowych w Dolinie Mułowej stwierdzono we wrześniu i październiku bardzo intensywne odpadanie

tylko ze ścian o ekspozycji zachodniej. Głazy Skalne odpadały nawet z częstotliwością co 3 minuty (np. 17 X 1968 r. temperatura powietrza  $2,3^{\circ}\text{C}$ , powierzchni skalnej —  $0,5^{\circ}\text{C}$ ) w godzinach południowych przy dodatnich temperaturach powietrza. W tym czasie na stokach wschodnich temperatura powietrza była ujemna lub zbliżona do zera.

Stoki skalne położone w piętrze bardzo chłodnym (profile VII, X — w Niżnej Świstówce) wykazywały przeciwną asymetrię procesową. Sposobem i tempem zanikania pokrywy śnieżnej stoki o ekspozycji wschodniej przypominają stoki o ekspozycji zachodniej piętra wyższego. Na zachód eksponowane stoki skalne Niżnej Świstówki już 1 IV 1968 r. były prawie zupełnie pozbawione pokrywy (ściany Siadłej Turni — 0%, ściany Mnichowych Turni — 0—25%), a na ścianach Wielkiej Turni o ekspozycji wschodniej panowała zima. W połowie maja śnieg zalegał jeszcze w 25—50% na stokach o ekspozycji wschodniej zasilając je w wodę potrzebną do działania zamrozu. Równocześnie ciepłe i stosunkowo suche stoki skalne i skalno-pokrywowe o ekspozycji zachodniej były uboższe w wodę roztopową.

Okresy intensywnego odpadania nie zawsze pokrywają się z okresami częstych wahań temperatury powietrza koło  $0^{\circ}\text{C}$ . W piętrze umiarkowanie zimnym podczas miesięcy III—VI 1968 r. notowano wprawdzie 35 dni z przymrozkami, lecz opady atmosferyczne tego okresu w wy-



Ryc. 5. Intensywność wietrzenia fizycznego i odpadania podczas roku (linia ciągła) w 3 piętrach klimatycznych. Linia przerywana oznacza kumulatywny przyrost dni z przymrozkami (obliczenia dla 1967—1968)

The intensity of physical weathering and rockfall (full line) throughout the year (in %) in different altitudinal zones of climate with cumulative number of freeze-thaw days in the background (Ftd), 1967—1968.

sokości 548,1 mm wystąpiły prawie wyłącznie w postaci śniegu, krup śnieżnych, śniegu ziarnistego czy ziarn lodowych. Rynny korazyjne stoków zachodnich wykorzystujące strefy spękań były, jak wspomniano wyżej, wypełnione śniegiem, a więc nieaktywne, bo izolowane od wpływów wahań termicznych około 0°C. Odpadanie zachodziło tylko na grzędach o ekspozycji zachodniej położonych między żlebami, w strefach słabszego uszczelnienia. Tym też należy tłumaczyć niewielki udział wietrzenia i odpadania w okresie od listopada do czerwca (ryc. 5A) wynoszący dla Doliny Mułowej zaledwie 8% wartości rocznej. Efekt przemarznięcia zimowego na ścianach ujawnia się dopiero w miesiącach letnich; od czerwca do października, kiedy ustępuje zementowanie lodowe. Faza intensywnego odpadania zaznacza się na wykresie stromym pochyleniem krzywej kumulatywnej.

W piętrze bardzo chłodnym okres intensywnego cofania ścian przypada na czerwiec i lipiec. Stacja klimatologiczna na Hali Gąsienicowej zlokalizowana w tym piętrze notowała bardzo wysokie opady deszczu. Na przykład w roku 1968 r. — 429,4 mm, z maksimum dobowym 149,3 mm. Występowały dni z opadem dobowym rzędu 80—90 mm. Przy niskich temperaturach powietrza (minima dobowe rzędu 0,4—5,0°C) na ścianach o ekspozycji wschodniej i północno-wschodniej temperatury gruntu niewątpliwie osiągały 0°C<sup>2</sup>. Z drugiej strony należy wziąć pod uwagę fakt, że podczas ulewnych deszczy obserwowano gwałtowny spływ powierzchniowy, który powodował wymywanie drobniejszych cząstek gruzowych złożonych na półkach skalnych oraz zaburzał równowagę większych głazów pozostających w równowadze chwiejnej w obrębie ścian. Materiał ten spadając ze ścian został złożony u podnóża na poletkach pomiarowych. Tak więc część gruzu spadłego ze ścian w tym okresie zawiera procentowy wskaźnik intensywności wietrzenia i odpadania i należałoby go odnieść do okresu wcześniejszego, tj. do miesiący kwietnia i maja.

Zgodnie z ogólnym schematem ustępowania zimy i wkraczania przedwiośnia i wiosny od podnóża gór, faza intensywnego wietrzenia i odpadania najwcześniej zaznacza się w piętrach umiarkowanie chłodnym i chłodnym. Rycina 5C pokazuje, że najstromej przebieg krzywej kumulatywnej dla piętra chłodnego przypada na kwiecień. Zwarta pokrywa

<sup>2</sup> Z badań M. Klapowej (1968) wykonanych w okresach bezśnieżnych na górnej granicy lasu wynika, że między temperaturą powietrza ( $x$ ) a temperaturą powierzchni gruntu ( $y$ ) istnieje związek wyrażony równaniem  $y = 1,1x - 1,3$ . Oznacza to, że temperaturom powietrza 0—1°C mierzonym w klatce meteorologicznej odpowiadają na gruncie temperatury ujemne. Stosując to równanie można obliczyć, że dla granicy lasu ilość dni z temperaturą wahającą się około 0°C na gruncie należałoby powiększyć: w roku 1967 o 17 dni, w 1968 o 22 dni a w 1969 o 16 dni. Natomiast wg T. Gerlacha (1959) przy temperaturach w klatce meteorologicznej 3°C na powierzchni gruntu często panują temperatury ujemne i tworzą się igły lodu włóknistego. Sytuacje takie są szczególnie częste w miesiącach wrześniu i październiku.



Tempo wietrzenia fizycznego, odpadania i cofania ścian skalnych w węglanowych Tatrach Zachodnich w latach 1966–1969 (W – stoki o ekspozycji zachodniej, E – stoki o ekspozycji wschodniej)  
Annual rate of physical weathering and rockfall on rockwalls in the calcareous Western Tatra Mts. during the period 1966–1969 (W – facing slopes and E – facing slopes)

Lokalizacja – Location		Ekspozycja i wysokość ściany w m Height of rockwall in m (a)	Długość stoku piargowego w metrach Length of talus slope in m	Ilość materiału skalnego odpadającego ze ściany (m <sup>3</sup> /m <sup>2</sup> /rok) Quantity of rock matter fallen from rockwall (cu.m/sq.m/year) (b)	Ilość materiału zakumulowanego na stoku piargowym (m <sup>3</sup> /m <sup>2</sup> /rok) Quantity of rock matter accumulated on talus slope (cu.m/sq.m/year)	Tempo cofania ściany skalnej (mm/rok) Rate of rockwall retreat (mm/year)
Profil i odcinki morfodynamiczne Profile and slope sections	Piętro klimatyczne Altitudinal zone of climate					
III-2,3 II-2, 3, 4	umiarkowanie zimne temperate cold	W 200	285	0,003	0,013	3,0
		E 180	110	0,0003	0,00136	0,3
X-4, 5 VII-1, 2, 3	bardzo chłodne very cool	W 150	130	0,00022	0,000258	0,22
		E 300	180	0,00105	0,00175	1,05
XV-4	chłodne cool	W 23	6	0,00095	0,0036	0,95
Formy ostańcowe na stokach skalno-pokrywowych Rock residuals	umiarkowanie chłodne temperate cool	W 11-13	4-5	0,00010–0,00015	0,00028–0,00040	0,10–0,15
		E 6	3	0,00026	0,00053	0,26

(a) – długości ścian przyjmują wartości odpowiednio dłuższe w zależności od wartości funkcji i sinusa kąta nachylenia stoku.

(b) – wartości wskaźnikowe cofania ścian odniesione do długości ściany skalnej są w zależności od kąta nachylenia (60–80°) o 2–14% mniejsze.

Tabela 11

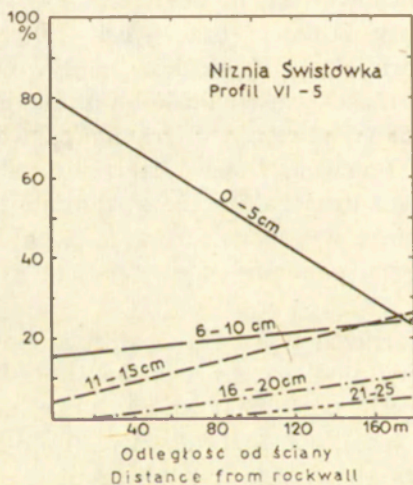
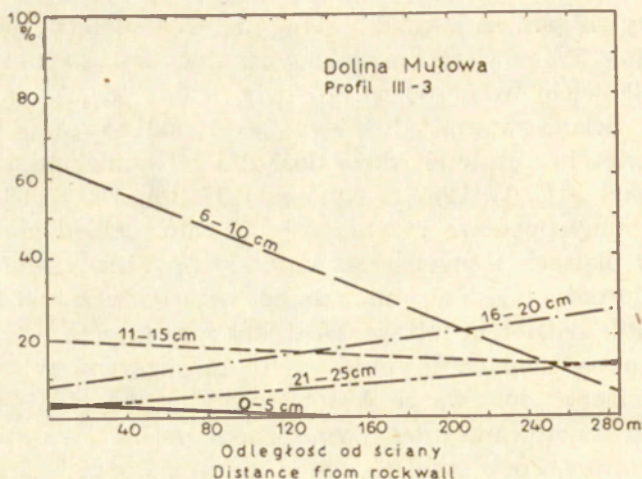
Procentowy udział różnych frakcji materiału gruzowego odpadającego ze ścian i składanego na stokach piargowych w piętrach: umiarkowanie zimnym, bardzo chłodnym i umiarkowanie chłodnym  
Mechanical composition of debris material fallen from rockwalls and accumulated on talus slopes within temperate cold, very cool and temperate cool zone

Stanowisko Site	Frakcja materiału gruzowego (długość osi a w cm) – Length of axis a in cm																			
	0–5	6–10	11–15	16–20	21–25	26–30	31–35	36–40	41–45	46–50	51–55	56–60	61–65	66–70	71–75	76–80	81–85	86–90	91–95	96–100
Dolina Mułowa, stok piargowy o ekspozycji W (profil III-3) Początkowy odcinek stoku, wysokość około 1870 m npm.	2,9	62,8	20,0	8,5	2,9	2,9	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Końcowy odcinek stoku, wysokość 1820 m npm. (podstawa stoku)	–	5,1	13,0	26,9	13,0	15,2	8,6	6,6	2,3	2,7	0,4	1,5	0,4	2,3	0,8	–	0,4	–	–	0,8
Niżnia Świstówka, stok piargowy o ekspozycji E (profil VI-5) Początkowy odcinek stoku, wysokość około 1580 m npm.	80,7	15,3	4,0	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Końcowy odcinek stoku, wysokość 1540 m npm. (podstawa stoku)	23,2	24,4	26,8	11,0	6,1	3,7	1,2	1,2	–	2,4	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Rabusiowa Turnia i inne drobne ostańce skalne na stokach zalesionych, wysokość około 1000 m npm. stoki usypiskowe u podnóży (profil XV-4)	43,4	40,3	9,7	3,9	2,6	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–

Uwaga: wybrano próby gruzu wapienno-dolomitowego z różnych okresów roku dla poszczególnych stanowisk, by wartości zamieszczone w tabeli były reprezentacyjne dla cyklu rocznego.

śnieżna kończy się tam na początku kwietnia. W dniu 1 IV 1968 r. obserwowano, że 50—75% powierzchni stoków zalesionych było pokrytych śniegiem, lecz całkowicie wolne od śniegu były skalne ścianki ostańców denudacyjnych. Ściana wolna od śniegu jest poddana zamrozowi skoro w marcu i kwietniu notuje się dużą ilość dni z fluktuacjami temperatury powietrza wokół 0° C. W 1967 r. wystąpiło 37 dni, a w 1968 — 28 dni, a miesięczne sumy opadowe przekraczały 60 mm. Odpadanie ze ścianek położonych w piętrach leśnych obserwuje się również w miesiącach następnych aż do późnej jesieni, mimo że od maja do września brak ujemnych temperatur powietrza lub wahań wokół zera (Stacja Kuźnice). Akumulację gruzu na hałdach usypiskowych obserwowaną w tym okresie można wytłumaczyć dostawą ze ścianek wskutek zmywu powierzchniowego. W lipcu zanotowano intensywne opady, np. na Myślenickich Turniach 3 dni z opadem dobowym 50 mm, a maksymalnym 96,5 mm w dniu 18 VII 1968 r. Podobne wartości notowała stacja w Kuźnicach. Gruz składany na hałdach Rabusiowej Turni odznaczał się lepszym wysortowaniem, był drobnoziarnisty ( $\emptyset$  najczęstsze — 0,5—1,0 cm  $\emptyset$  maksymalne — 6—7 cm) i złożony w formie małych stożków napływowych. Z powyższych rozważań nasuwa się wniosek, że wielkość akumulacji na hałdach nie we wszystkich okresach roku jest dobrą miarą tempa wietrzenia fizycznego. Wartości notowane w czerwcu, lipcu i sierpniu należałoby odnieść do okresu wcześniejszego, co oznaczałoby, że stwierdzona intensywność wietrzenia w kwietniu i maju wyrażona stromym pochyleniem krzywej kumulatywnej jest zanizowana, podobnie jak w piętrze klimatycznym bardzo chłodnym.

Proces odpadania zachodzi w całym profilu pionowym ścian tatrzańskich. Materiał gruzowy podlega szczególnie intensywnemu wietrzeniu w przywierzchwinowych odcinkach stoków degradacyjnych skalnych i skalno-pokrywowych (profile I-4, II-1,2, IV-1,2), otrzymujących większe ilości opadów (zwłaszcza ekspozycja W) lub gromadzące wilgoć w postaci płatów śnieżnych po stronie zawietrznej (ekspozycja E). Silne przechładzanie przywierzchwinowych odcinków sprzyja częstym wahaniom wokół zera. Występują tu rozległe pola gruzowe przypominające „frost-debris zone” obszarów polarnych. W strefie załomu wypukłego penetracja mrozu w skale jest szczególnie silna. Stąd też oddzielają się i staczają produkty makrogeliwacji spadając następnie wolnym lotem wzdłuż ścian lub zsuwając po powierzchni stoków skalnych. Strefami zwiększonego odpadania są również zleby założone na spękaniach. Bloki skalne odbywają bardzo długą drogę i uzyskują znaczną energię kinetyczną, gdyż stoki dolin glacialnych liczą 150—300 m wysokości. Przy zetknięciu ze stokiem usypiskowym rozpadają się na drobniejsze okruchy lub toczą nadal po piargu nie zmieniając zasadniczo swej objętości. W pierwszym przypadku gruz wykonuje nieznaczną drogę i zostaje złożony w górnej (początkowej) części stoku usypiskowego, w drugim obserwuje się daleki transport,



Ryc. 6. Procentowy udział frakcji materiału gruzowego odpadającego ze ścian i akumulowanego na hałdach w latach 1966—1969

Frequency of occurrence of various debris particles (in %) that fall from rockwall and accumulated on talus slopes

często aż do podstawy stoku (ryc. 6). Obserwuje się segregację wzdłuż stoku a bloki przemieszczające się po piargu lokalnie uruchamiają gruz zakumulowany wcześniej. Bardzo rzadko świeży materiał blokowy spoczywa bezpośrednio u podstawy ściany. Tylko na stokach piargowych położonych u podstawy zniszczonych, niewysokich, silnie rozczłonkowanych ścian znajduje się większe bloki w początkowych segmentach stoku pokrywowego.

Rozmiary gruzu składanego na hałdach wskazują, że w piętrach klimatycznych położonych powyżej średniej rocznej temperatury  $0^{\circ}\text{C}$  przeważa makrogeliwacja. Na przykład w piętrze umiarkowanie zimnym u podstawy stoku usypiskowego najliczniej gromadzi się materiał o frakcji 16—20 cm (26,9%), a znajdowane są nawet bloki o frakcji 96—100 cm. W piętrze bardzo chłodnym najliczniejszą frakcją gruzową składaną u podstawy jest 11—15 cm (26,8%), przy równoczesnym wysokim procencie drobniejszego gruzu. Największe zdeponowane bloki posiadały wielkość tylko do 50 cm. W piętrach leśnych zdecydowanie przeważa mikrogeliwacja, mimo że stanowiska pomiarowe rejestrowały akumulację u podnóża gruboławicowych wapieni eoceńskich, stosunkowo słabo spękanych (średnia gęstość spękań  $7\text{ m/m}^2$ ). Odpadanie na ściankach silnie spękanych o uszczelnieniu rzędu  $30\text{ m/m}^2$  (dolomity cukrowate Rabusiowej Turni) wyeliminowano z powyższych rozważań jako nieporównywalne z innymi stanowiskami. Z powodu niewielkiej wysokości ścianek (najwyższe do 25 m) spadający gruz nie uzyskuje dużej energii kinetycznej i nie podlega wyraźnej segregacji u podłoża. Powyższe stwierdzenia są zilustrowane w tabeli 11. Do zestawienia wybrano próby gruzu o liczebności 100—250 sztuk, zbierane w różnych porach roku, tak by wartości cyfrowe były reprezentacyjne dla cyklu rocznego.

#### PODSUMOWANIE

Cofanie ścian skalnych jako miara tempa wietrzenia fizycznego i odpadania w wapienno-dolomitowych Tatrach Zachodnich wskazuje, że procesy te są bardzo żywe w warunkach wysokogórskiej odmiany klimatu umiarkowanego. W profilu pionowym Tatr Zachodnich zaznacza się wyraźnie zróżnicowanie w przebiegu i natężeniu cofania ścian skalnych. W każdym piętrze klimatyczno-roślinnym stwierdza się również istnienie asymetrii morfodynamicznej ścian eksponowanych na wschód i zachód, przy czym ważną granicą wydaje się być roczna izoterma  $0^{\circ}\text{C}$ , położona w wysokości około 1800 m. n.p.m. Jeżeli asymetria jest zjawiskiem trwałym w skali holocenu, to można się spodziewać jej skutków w postaci form i osadów. Pierwszym argumentem geomorfologicznym jest długość stoków usypiskowych. W Dolinie Mułowej wychodnie tych samych skał znajdujemy na obydwu stokach (E i W) o podobnym stylu tektonicznym. Równocześnie stoki o ekspozycji zachodniej są silnie rozczłonkowane żlebami skalnymi, posiadają wyraźnie złagodzony górny załom oddzielający przywierzchowinową część stoku skalno-pokrywowego od ściany skalnej lub stoku skalnego. Stok pokrywowy złożony z szeregu stożków usypiskowych jest ponad  $2,5 \times$  dłuższy u podnóża ścian o ekspozycji zachodniej (285 m) niż o ekspozycji wschodniej (110 m), a gruz bardziej mobilny. Jeżeli asymetria procesów jest zjawiskiem powszechnym, to podobne cechy winny występować w innych dolinach tatrzańskich o różnej budo-



wie geologicznej. Według G. Galiberta (1960a) cechą ścian alpejskich wysokogórskich dobrze nasłonecznionych i podlegających silnemu wietrzeniu wskutek zamrozu jest silne ich poźlebienie wyrażające się całą gamą przejść form od zwykłej szczeliny przez głębokie żleby aż po cyrki lodowcowe. Wykonano porównanie gęstości rozczłonkowania żlebami (rynnami korazyjnymi) stoków trzech dolin tatrzańskich. Przy jednakowej bazie denudacyjnej stoków przeciwnych stwierdzono asymetrię ich fragmentacji (tab. 12). W świetle mapy fotointerpretacyjnej ciosu i usko-

Tabela 12

Gęstość rozczłonkowania rynnami korazyjnymi stoków położonych w piętrze umiarkowanie zimnym Tatr Wysokich (ilość żlebów występujących na ścianach, których podstawa ma długość 1 km)

Density of dissection within rockwalls in temperate cold zone of High Tatra Mts. (number of chutes on 1 km width rockwalls)

Lokalizacja Location	Ekspozycja stoków skalnych Exposition of rockwalls	
	W	E
	Górna część Doliny Pańszczycy	19
Górna część Doliny Waksmundzkiej	12	7
Dolina Żabia Bialczańska	7	3

ków masywu granitowego polskiej części Tatr Wysokich dokonanej przez K. Grochocką-Piotrowską (1970) gęstość rozczłonkowania stoków w analizowanych dolinach nie znajduje uzasadnienia w istnieniu stref dyskocyjnych lub systemów spękań ciosowych. Asymetrię stoków tatrzańskich dostrzegał już B. Halicki (1933), lecz wiązał ją z przebiegiem modelowania u schyłku glacjału. Być może, że późnoglacialna asymetria morfologiczna stanowiła predyspozycję dla holocenijskiej asymetrii procesowej. Nasuwa się tutaj pytanie, czy miały miejsce jakościowe zmiany w asymetrii procesowej podczas holocenu skoro roczna izoterma 0°C zmieniła położenie w poszczególnych jego fazach (M. Hess 1968; M. Klimaszewski 1971). Odpowiedź mogła by dać tylko analiza budowy wgłębnej pokryw usypiskowych.

Najwyższe wskaźniki cofania ścian stwierdzono w piętrze umiarkowanie zimnym, potwierdzając tym samym wniosek M. Klimaszewskiego (1971), że najlepsze warunki dla intensywnego wietrzenia mrozowego panują obecnie na wysokości 1700—2050 m n.p.m. Brak w polskiej części Tatr stoków wapienno-dolomitowych wznoszących się powyżej wysokości 2050 m n.p.m. nie pozwala na wykazanie, że w piętrze zimnym proces ten słabnie, jak to stwierdza M. Klimaszewski odnośnie do Tatr Wysokich.

Związek odwrotnej proporcjonalności między rozmiarami akumulacji na stoku usypiskowym a odległością od ściany został stwierdzony również

w innych górach świata (N. Caine 1969). Podobnie jak w Tatrach (A. Kortarba 1972a) związek ten wyraża się w przybliżeniu za pomocą równania prostej  $y = b - ax$ . W Południowych Alpach Nowozelandzkich nie stwierdzono wykazanej w Tatrach wprost proporcjonalnej zależności wielkości gruzu od odległości od ściany. Alpy Nowozelandzkie położone w strefie klimatu oceanicznego obfitują w lawiny złożone z mokrego, prawie płynnego śniegu, które wyprzątają wielkie ilości gruzu ze żlebów i składają daleko od ścian u podnóża stoków usypiskowych. Ta przeciwna tendencja nadbudowywania podstawy stoków zaciera prawidłowość pierwszą i powoduje, że brak tam stwierdzonej w Tatrach zmienności składu mechanicznego w profilu podłużnym piargu. Sugeruje również, w sposób pośredni, że proces typu „slush avalanching” jest obcy środowisku tatrzańskiemu. Być może, że w obszarach wysokogórskich Europy położonych bliżej oceanu (Pireneje, Alpy Zachodnie) proces ten odgrywa pewną rolę w modelowaniu poźlebionych ścian skalnych, lecz zagadnienie to nie zostało wyczerpująco naświetlone na terenie Alp. Znane i opisane są w górach Skandynawii (A. Rapp 1960a), z gór arktycznych Grenlandii i gór północno-amerykańskich (A. L. Washburn 1973).

Porównanie wskaźników cofania ścian z kilku obszarów górskich półkuli północnej (tab. 13) pokazuje, że wietrzenie i odpadanie w Tatrach zbliża się najbardziej do wartości określonych dla Alp Austriackich (H. Poser 1954) oraz przeciętnych dla całych gór Skandynawskich (S. Rudberg 1970). Znacznie przewyższają wskaźniki charakterystyczne dla Szwedzkiej Laponii (A. Rapp 1960a) oraz dla obszarów polarnych położonych na północ od 75° szer. geogr. północnej, chociaż w pewnych sytuacjach stwierdzono tam także bardzo szybkie cofanie ścian (A. Jahn 1961; S. Rudberg 1969). Rozpatrywane są rozmiary cofania ścian zbudowanych ze skał różnych pod względem odpornościowym, chociaż nawet wyniki dotyczące podobnych skał bywają diametralnie różne, gdyż mimo zbliżonego wykształcenia litologicznego i tektonicznego różna bywa miąższość ławic i gęstość spękań. Przykładem dobrze ilustrującym to zagadnienie może być porównanie wskaźników A. Rappa (1960b) i A. Jahna (1961) dla Spitsbergenu. A. Rapp obliczył wskaźnik 100 razy niższy niż A. Jahn, ponieważ obserwacje wykonał na stokach górskich zbudowanych z wapieni gruboławicowych. A. Jahn uzyskał wskaźniki reprezentacyjne dla wapieni bardzo kruchych i spękanych budujących 10 metrowy klif fjordu (specyficzny mikroklimat). Wskaźniki tatrzańskie pokazują, jak wielki może być wpływ klimatu lokalnego na tempo wietrzenia i cofania, a pomiar w jednym miejscu może reprezentować wartości ekstremalne. Wreszcie należy brać pod uwagę różnorodność stosowanych metod i związaną z tym niejednakową dokładność pomiaru. Pomiar bezpośredni dostarcza danych odnośnie do intensywności procesu w skali kilku lub najwyżej kilkunastu lat. Powtarzane zdjęcia fotogrametryczne sięgają wstecz 72 lata (A. Rapp 1960b). Tymczasem metody obliczania objętości stożków dato-

Tabela 13

Szybkość cofania ścian skalnych wskutek wietrzenia fizycznego i odpadania  
Rate of rockwall retreat as a result of physical weathering and rockfalls

	Obszar Area	Rodzaj skał Rocks	Szybkość cofania ścian w mm/rok Retreat in mm/year	Autor Author	Rodzaj pomiaru, uwagi Methods
Obszary polarne 75–80° N.	Spitsbergen — Mt. Templet	wapienie, piaskowce	0,34–0,50	A. Rapp (1960b)	powtarzane zdjęcia fotograficzne, pomiar objętości stożków usypiskowych
	Spitsbergen — fjord Hornsund	wapienie	25–50	A. Jahn (1961)	pomiar bezpośredni
	Franz Josef Land- Hooker	bazalt	0,05–0,07	V. L. Suchodrowskij (1962)	pomiar bezpośredni
	Axel Heiberg Island Canada	gabro	0,2–5,0	S. Rudberg (1969)	pomiar bezpośredni
	Ellesmere Island	wapienie dolomityczne warstwowe	0,5–0,8	R. Souchez (1968)	obliczenie objętości stożków usypiskowych i odpowiadających im ścian skalnych skorelowanymi z datami C <sup>14</sup>
	Yukon Territory Ogilva i Wernecke Mts. Canada	kwarcyty, dolomity, łupki, syenit, diabaz	0,005–0,388 0,073 0,0185	J. T. Gray (1972a) J. T. Gray (1972b)	obliczenie objętości stożków usypiskowych i odpowiadających im ścian skalnych w okresie postglacjalnym oraz pomiar bezpośredni

Obszary sub- polarne V 70° N	Szwedzka Laponia – Kärkevagge	łupki mikowe	0,04–0,15	A. Rapp (1961)	pomiar bezpośredni
	Północna Skandynawia – różne obszary	skały metamorficzne	0,2–0,9	S. Rudberg (1970)	różne metody
Obszary wysokogór- skie środkowej Europy	Alpy Austriackie Zemmgrund	gnejsy, łupki metamor- ficzne, serpentynit	0,7–1,0	H. Poser (1954)	obliczenie objętości stożków usypisko- wych
		granit	0,19*)	H. Hess (1904)	*) pomiar bezpośredni tylko dezintegra- cja granularna
	Tatry Zachodnie	wapienie, dolomity, wapienie dolomityczne	0,10–3,0 0,84	A. Kotarba (1972a)	pomiar bezpośredni

wanych przy pomocy izotopu  $^{14}\text{C}$  pozwalają wnosić o rozmiarach cofania ścian w okresie ostatnich 10—14 tys. lat. W tym czasie wystąpiło conajmniej 5 faz ochłodzenia na terenie Alp Austriackich i Szwajcarskich zaznaczonych ekspansją lodowców i obniżeniem górnej granicy lasu, przedzielonych fazami klimatycznymi z temperaturami wyższymi niż obecnie (G. Furrer, F. Bachman 1972). Zmienne było też tempo procesów morfogenetycznych. Dlatego porównywalne są tylko wskaźniki uzyskane przy zastosowaniu samej metody i w skałach o podobnym wykształceniu litologicznym i tektonicznym.

#### RUCHY MASOWE I DYNAMIKA STOKÓW SKALNO-POKRYWOWYCH (PIARGOWYCH)

Stok piargowy (scree slope) zwany także stokiem gruzowym (debris slope) jest nierozłącznym składnikiem krajobrazu wysokogórskiego. Buduje go gruz dostarczany ze ścian i stoków skalnych i gromadzący się u podnóża w postaci pokrywy akumulacyjnej o nachyleniu około  $30\text{--}40^\circ$ , a w skrajnych przypadkach osiągającej  $10\text{--}45^\circ$  (tab. 141). Stoki te w niniejszej pracy nazwano pokrywowymi z racji znacznych miąższości budujących je utworów zwietrzelinowych. W Tatrach zawsze przekraczają 1 m. Brak natomiast danych o maksymalnej miąższości. W różnych warunkach morfoklimatycznych stwierdzano miąższości stosunkowo niewielkie, rzędu 1—8 m, a z szeregu prac wynika, że mogą wynosić 23—35 m. Według A. Rappa (1960b) nigdy jednak nie przekraczają 1/10 wysokości stoku piargowego.

Powstanie stoku piargowego jest związane z istnieniem ściany skalnej i odbywa się jej kosztem. Dlatego ściany skalne i stoki piargowe są w rozważaniach geomorfologicznych łączone w jeden układ (cliff-scree process-response system). Tak przyjęty układ składa się z dwóch lub trzech podukładów: ściany skalnej, górnego i dolnego stoku piargowego, pozostających w ścisłej współzależności morfodynamicznej (J. E. Towler 1969; *vide* R. J. Chorley, i B. A. Kennedy 1971). Rozważania nad rozwojem stoku piargowego są więc kontynuacją poprzedniego rozdziału na temat rozwoju stoków skalnych. Procesy wietrzenia i odpadania dostarczają materiału do podukładu stoku piargowego. Typ wietrzenia (makro-, mikro-geliwacja), sposób dostawy gruzu na stok piargowy decydują o jego kształcie, rozmiarach oraz cechach dynamicznych. Pojęcie „stok piargowy” nie określa w sposób jednoznaczny, jaki proces był i jest wiodący w powstawaniu i aktualnym rozwoju tej formy. M. Klimaszewski (1961) wyróżnia stożki piargowe (usypiskowe) i hałdy usypiskowe. Włączając je do stoków grawitacyjno-usypiskowych podkreśla rolę akumulacji gruzu pod wpływem działania siły ciężkości. Również A. Rapp (1960b) w definicji słowa talus slope (scree slope) stwierdza, że stoki te „buduje gruz skalny, który spadł ze ściany skalnej”. Obydwaj autorzy przyjmują, że

dostawa materiału gruzowego ze ściany odbywa się wskutek odpadania. Dopiero w kolejnym stadium rozwoju dołączają się inne czynniki, jak lawiny śnieżne czy gwałtowne wody deszczowe i roztopowe, które przemodelowują stok grawitacyjny. Szczegółowe prace nad rozwojem stoku piargowego pokazują złożony mechanizm ich formowania. A. Rapp (1959) opisał stoki piargowe, w powstaniu których procesem dominującym były lawiny śnieżne (*avalanche boulder tongues*), działalność wód (*alluvial cone*) lub osuwiska skalne (*rockslide tongues*). W tej klasyfikacji stoki piargowe utworzone wskutek odpadania (*rockfall talus*) są jednym z możliwych typów akumulacji gruzowej u podnóża stoków i ścian skalnych. Z powyższych rozważań wynika, że pojęcie stoku piargowego jest bardzo ogólne i nie określa genezy pokrywy. Zarówno słowo „piarg” jak „scree” oznaczają materiał gruzowy luźny, łatwo ulegający przemieszczaniu pod wpływem obciążenia, np. stąpienia nogą.

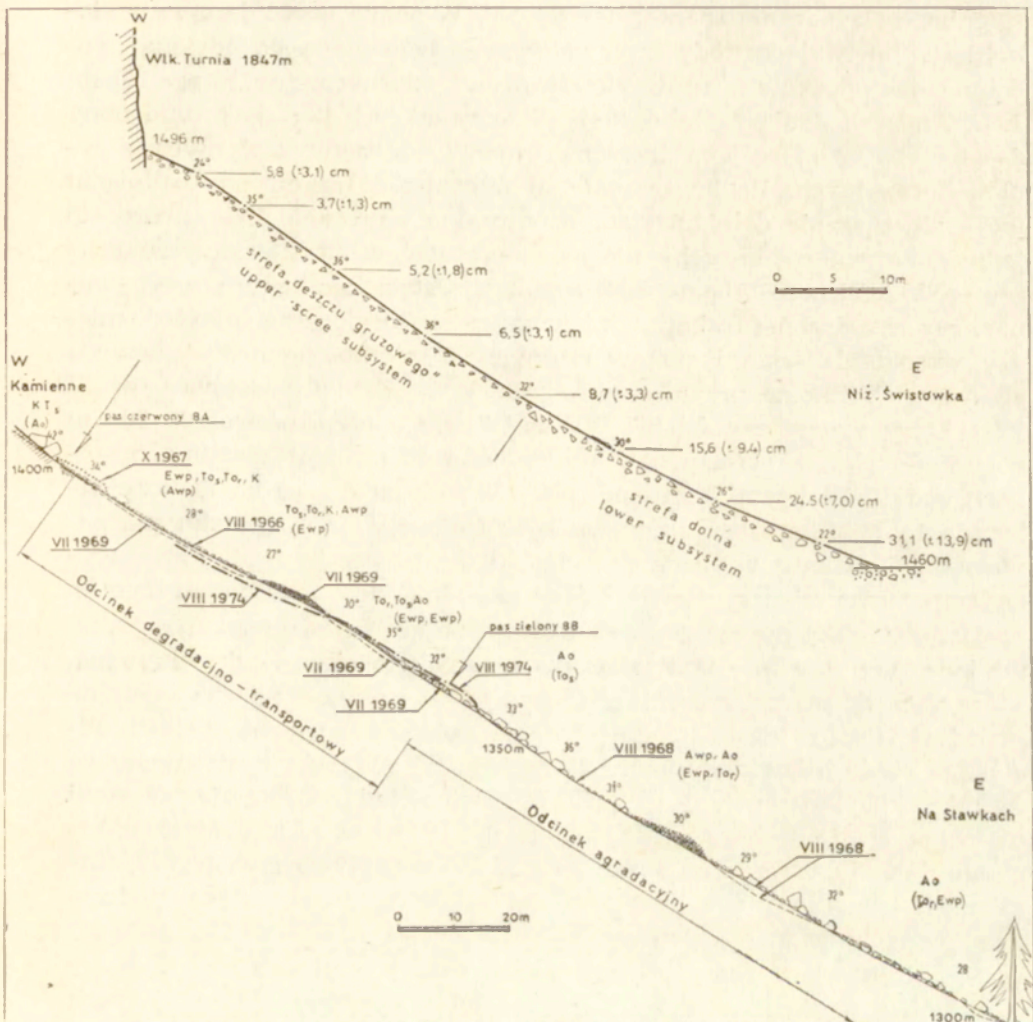
Formą stoku pokrywowego najbardziej jednorodną genetycznie są hałdy gruzowe złożone u podnóża stoków skalnych nierozczłonkowanych żlebami. Procesem dostarczającym materiał jest tylko swobodne odpadanie i zsuwanie z toceniem. Procesy przemodelowujące tak utworzony stok piargowy nie odgrywają istotnej roli, skoro brak warunków dla koncentracji wód burzowych lub roztopowych oraz śniegu (*lawin*) w obrębie stoków skalnych. Wydaje się, że tylko takie stoki można nazwać usypiskowymi sensu stricto. Wszystkie pozostałe są związane z bogatym rozczłonkowaniem stoków skalnych i mają genezę złożoną. Oznacza to, że już proces dostawy gruzu jest wywołany co najmniej dwoma czynnikami. Znaczenie morfogenetyczne poszczególnych czynników może zmieniać się w różny sposób. Przyjmując złożoną genezę można mówić o stokach usypiskowo-napływowych, napływowo-usypiskowych, napływowo-lawinowych itp., w oparciu o analizę mikroform stokowych, rodzaju materiału gruzowego, tj. jego wielkości, kształtu i ułożenia. Charakterystyki tego typu są w ostatnich latach wykonywane przez geomorfologów angielskich, amerykańskich i kanadyjskich przy użyciu metod statystycznych. Najpewniejszą metodą jest jednak bezpośrednia obserwacja form i prowadzących do ich powstania procesów.

W masywie Czerwonych Wierchów występują stoki piargowe o różnej genezie. Stosunkowo nieliczne są fragmenty prostych hałd usypiskowych, na których jedynym procesem dostarczającym gruz jest odpadanie (profil VII-3). Ściany wapienne i dolomitowe są silnie poźlebione więc przeważają stoki gruzowe utworzone z położonych blisko siebie i połączonych, zazębiających się stożków usypiskowo-napływowych. Taki charakter mają stoki pokrywowe wykreślone na profilach I—VI, IX—X, XII. Przykładu stoku gruzowego napływowo-usypiskowego dostarcza Koprowy Żleb (profil VIII-4), którego obecna mikrorzeźba jest ukształtowana głównie przez działalność wód okresowych (wały gruzowe ograniczające rynny — *debris flow levée* itp.). W tym przypadku mamy do czynienia ze stromym dnem

plejstoczeńskiej dolinki lodowcowej, którego gruzowe dno było ukształtowane przez działalność lodowca i wód fluwioglacjalnych i pluwioniwalnych i przemywane w holocenie.

Jak już wykazano w rozdziale poprzednim, dostarczanie gruzu na stoki piargowe odbywa się głównie wskutek odpadania i zmywania okruchów spoczywających w żlebach i na półkach skalnych. Pewien udział w dostawie mają też lawiny śnieżne, chociaż ich rola wydaje się być drugorzędna, a nawet nieistotna, przynajmniej w przypadku ścian pionowych i przewieszonych. Znaczenie lawin w dostawie gruzu niewątpliwie zwiększa się na ścianach skalnych silnie poźlebionych i cechujących się mniejszymi nachyleniami. Tylko wtedy istnieją warunki dla dużej akumulacji śniegu w obrębie stoków i ścian skalnych. W zależności od konfiguracji i ekspozycji dołącza się więc trzeci proces morfogenetyczny istotny dla dostawy materiału na stoki gruzowe oraz ich dynamiki. Materiał gruzowy dostarczony na piarg nie tylko jest na nim złożony, ale przedtem wykonuje pewną drogę oraz, co bardzo istotne, oddziałuje na gruz już leżący na powierzchni. Staje się impulsem pochodzącym z zewnątrz (allochtonicznym) wywołującym ruch cząstek pozostających w spoczynku. Określenie zasięgu tego „deszczu gruzowego” jest więc istotne przy rozważaniach dynamiki stoku. Dlatego wprowadzono zróżnicowanie piargu na górny i dolny, traktując je jako dwa różne podukłady wchodzące w skład układu morfogenetycznego ściana — piarg (J. E. Towler 1969). Różnią się między sobą sposobem dostawy. Podukład piargowy górny (upper scree subsystem) jest bombardowany okruchami spadającymi wprost ze ścian, gdy tymczasem w podukładzie dolnym (lower scree subsystem) dostawa odbywa się wskutek toczenia, saltacji i pełznięcia. Rzecz oczywista, że dynamika podukładów jest zasadniczo różna, a porównywalne mogą być w różnych piętrach i przy różnych ekspozycjach tylko te same podukłady. Teoretycznie można się spodziewać braku istnienia podukładu piargowego dolnego w pewnych przypadkach. Jest to jednak możliwe tylko w obszarach górskich, w których lodowce dolinne dopiero niedawno się wycofały, a stok gruzowy jest w inicjalnym stadium rozwojowym. W Tatrach występują natomiast zawsze obydwie podukłady lub tylko podukład dolny. Za taki można uznać odcinek stoku Małego Giewontu nad Doliną Małej Łąki (profile XI-6, XII-2) gdzie ściany skalne uległy zniszczeniu, a stok skalny posiada nachylenie rzędu 35—45°, tj. zbliżone do swego kąta granicznego. Według A. Younga (1972) kąt graniczny „free face” mieści się dla różnych skał w przedziale 40—45°.

Typowe profile stoku piargowego przedstawia rycina 7. Na stokach utworzonych przez połączenie szeregu stożków (podnóże ściany Wielkiej Turni) górna, początkowa część profilu położona bezpośrednio u podnóża ściany na przedłużeniu rynn korazyjnej, posiada kilkumetrowej długości odcinek o nachyleniu 24—26°, przechodzący w powierzchnię o nachyleniu ogólnym 34—36°. Dopiero w części dolnej u podstawy następuje



Ryc. 7. Profile stoków piargowych. Na stoku usypiskowym Wielkiej Turni zaznaczono średnią wielkość osi długiej okruchów „a” oraz odchylenia standardowe, a na stoku usypiskowo-napływowym Kamiennego przedstawiono zmiany profilu w osi spływu gruzowego (VII 1966 — VII 1974). Oznaczenia:  $E_{wp}$  — erozja cieków okresowych, burzowych;  $A_{wp}$  — akumulacja cieków okresowych;  $T_{or}$  — transport gruzu przez toczenie;  $T_{os}$  — transport przez saltację;  $K$  — korozja;  $A_o$  — akumulacja gruzu z odpadania i transportowanego przez lawiny

Profiles of debris slopes: on the upper Wielka Turnia talus slope the mean long axis „a” and standart deviation of rock particles is given (in cm)

The lower profile shows changes on a talus cone caused by debris flows,  $E_{wp}$  — torrential erosion;  $A_{wp}$  — torential accumulation;  $T_{or}$  — rolling;  $T_{os}$  — saltation;  $K$  — corrasion in chute;  $A_o$  — accumulation of fallen debris



stopniowe złagodzenie spadku do 20—22°. W sumie profil jest wypukło-wklęsły lub wklęsły (gdy brak pierwszego łagodniejszego odcinka), podobnie jak stożków gruzowych obszarów polarnych (A. Rapp 1960b; J. P. Andrews 1961; A. Jahn 1947). Stromy odcinek buduje gruz drobny dostarczany na piarg jako „deszcz gruzowy” lub wskutek wymycia z ry-nien korazyjnych. Ponieważ materiał o grubszej frakcji po spadnięciu toczy się znacznie dalej, następuje naturalna segregacja. Nie znaczy to jednak, że grubsze okruchy nie mogą pozostać w strefie „deszczu gru-zowego”. Jeśli pozostają na miejscu ulegają stabilizacji przez zasypywa-nie gruzem o drobnej frakcji. Istnieje wprostproporcjonalna zależność mię-dzy wysokością ścian i stoków skalnych a szerokością strefy „deszczu gruzowego”. Tak na przykład stok gruzowy w Niżnej Świstówce (profil VII), który towarzyszy ścianie Wielkiej Turni o wysokości około 300 m ma strefę „deszczu gruzowego” o szerokości 40 m, a na podobnych sto-kach pod Mnichowymi Turniami, pod 150 m ścianami, strefa ta liczy za-ledwie 15 m. Charakteryzując wielkość frakcji w profilu stoku piargo-wego stwierdzamy wyraźną zmianę składu mechanicznego, która wy-znacza granicę między górnym i dolnym podukładem piargowym (ryc. 7).

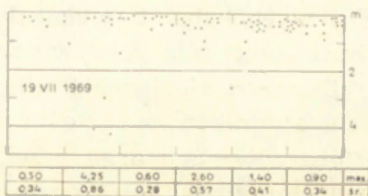
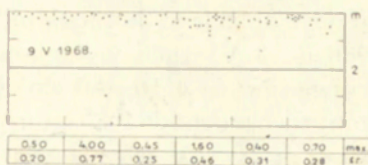
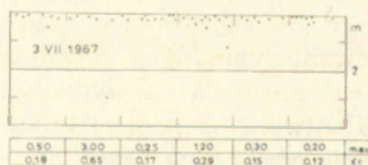
Długość stoku nie ma żadnego wpływu na kąt naturalnego spoczynku, gdyż jest on lokalnie kontrolowany przez dwie siły — grawitacyjną, która dąży do przemieszczania gruzu po stoku i przez tarcie wewnętrzne przeciwdziałające jej. Różnice nachylenia stoku na nawet niewielkich od-cinkach rzędu kilku czy kilkunastu metrów są związane z niejednakową frakcją okruchów spoczywających na powierzchni i wskazują, że stoki nie osiągają granicznego (maksymalnego) kąta spoczynku. Jest to szcze-gólnie dobrze widoczne na stokach usypiskowo-napływowych (ryc. 7, Ka-mienne) kształtowanych częściowo przez wody występujące podczas gwałtownych opadów deszczowych.

W zależności od rodzaju gruzu podlega on przemieszczaniu w różny sposób. Nieregularne okruchy wapienne lub dolomitowe odbywają ruch przez toczenie, saltację, a rzadziej przez ślizganie. Większe okruchy, ska-cząc po powierzchni, wybijają nawet drobne zagłębienia (głębokości 10—20 cm) znane z obszarów polarnych pod nazwą bump holes (A. Rapp 1960b). Ruch gruzu łupkowego polega głównie na ślizganiu. Okruchy o tabliczkowatym lub wrzecionowatym kształcie są zorientowane dłuższą osią w kierunku ruchu i ułożone prawie równolegle do powierzchni, cho-ciaż większość wykazuje ułożenie dachówkowate. Podobny sposób upa-kowania gruzu stwierdzono na Labradorze (J. T. Andrews 1961). Znane są również z literatury geomorfologicznej przykłady ułożenia odwrotnego. Łupki nawet przy niewielkiej ilości wody deszczowej lub roztopowej stają się bardzo śliskie i łatwo przemieszczają się względem siebie ruchem śliz-gowym. Drugą równie ważną przyczyną jest zmiana położenia okruchów wskutek prostopadłego do powierzchni podnoszenia przez szczotki lodu włóknistego. Inną istotną przyczyną ruchu w obrębie stoków łupkowych

jest działalność zsuwów śniegu oraz lawin. Gruz bywa wtedy przemieszczany w sposób chaotyczny. W zależności od pełnionej funkcji morfodynamicznej przez dany odcinek stoku spotykamy różne rodzaje ułożenia materiału łupkowego.

W obydwu podukładach piargowych może zachodzić przemieszczanie gruzu bez czynnika allochtonicznego. Mówimy wtedy o powolnym pełznięciu (true talus-creep) spowodowanym wahaniami temperatury powyżej i poniżej 0°C i związanych z nimi zamarzaniem wody i liniowej rozszerzalności materiału gruzowego. Przy niestabilnym ułożeniu okruchów nawet nieznaczne zmiany objętości gruzu i wody mogą wywołać ruch. Należy również liczyć się z możliwością spalania wskutek bombardującego działania kropeł deszczów nawalnych, a w lecie nawet pod wpływem dużych zmian temperatur dodatnich. Ostatni czynnik prowadzi do pełznięcia typu dry creep (A. E. Scheidegger 1970) i został eksperymentalnie udowodniony. W świetle badań mikroklimatycznych H. Aulitzky'ego (1961) ten czynnik należy poważnie brać pod uwagę w wysokich górach. Niestety brak obserwacji terenowych, które by potwierdziły udział dry creep w powolnym pełznięciu. Powyżej wymienione czynniki nazywam *autochtonicznymi*.

Analiza uzyskanych rezultatów wskazuje, że w poszczególnych częściach profilu stoku ruch cząstek gruzowych znaczonych lakierem jest różny i zależy od zespołu czynników wywołujących go. Pod wpływem czynników autochtonicznych dominujących najczęściej w dolnej części stoku (podukładu) odbywa się *powolne pełznięcie*. Pojedyncze okruchy pełzną na całej długości znaczonych pasów z podobną prędkością. Na stokach zbudowanych z okruchów wapiennych lub wapienno-dolomitowych roczne przemieszczanie wynosi najczęściej 10—25 cm, przy czym nie stwierdzono zróżnicowania tempa ruchu w obrębie różnych pięter klimatycznych. Podobne tempo przemieszczania obserwowano na stoku zbudowanym z gruzu łupkowego (ryc. 8) w piętrze klimatycznym chłodnym przy ekspozycji wschodniej. Wspomniany odcinek stoku oznaczony symbolem 7B (ryc. 1) leży na wysokości około



Ryc. 8. Tempo i sposób przemieszczania gruzu na stromym (42°) stoku piargowym Kamiennego o ekspozycji NE (stanowisko 7B). Przykład powolnego pełznięcia gruzu

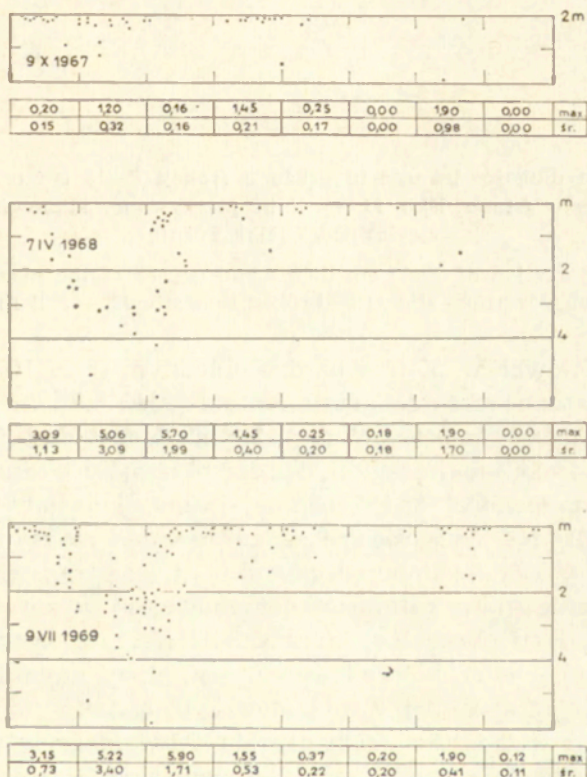
Rate and mode of debris displacement on a NE-facing debris slope, site 7B. Example of a true talus creep

1360 m n.p.m. Tempo przemieszczania w jego obrębie porównano z wynikami z podobnego stoku, również o ekspozycji wschodniej i nachyleniach 34—36°, lecz położonego na wysokości około 1870 m n.p.m. w Dolinie Litworowej. Okazało się, że tempo powolnego pełźnięcia gruzu całym frontem (true talus-creep) zwiększa się wyraźnie z wysokością nad poziom morza i prawdopodobnie osiąga swe maksimum w pasie odpowiadającym rocznej izotermie 0°C, gdzie jest 2,5-krotnie większe od wyżej określonego. Przypuszczenie to nie może być potwierdzone dla stoków łupkowych z powodu braku wychodni łupków marglistych w jeszcze wyższych położeniach. Głównym czynnikiem powodującym pełźnięcie są wahania temperatury około 0°C prowadzące, przy odpowiednich warunkach wilgotnościowych na powierzchni stoku, do powstawania szczotek lodu włóknistego, zmieniającego położenie okruchów, a więc i stosunek siły grawitacji do tarcia wewnętrznego. Należy wziąć pod uwagę, że stoki łupkowe, jakkolwiek zaliczane do gruzowych, są bogate w zwietrzelinę typu gliny średniej (50—55% części ziemistych) wypełniającej pory między okruchami. Możliwa jest więc kapilarna wędrowka wilgoci z pokryw ku powierzchni. Również z wysokością wzrasta ilość opadów deszczowych. Woda deszczowa zwilża płytki, zmniejsza tarcie i umożliwia ruch cząstek względem siebie. Brak zróżnicowania tempa przemieszczania na stokach wapienno-dolomitowych należy chyba tłumaczyć wielką porowatością pokrywy gruzowej, natychmiastowym wsiąkaniem wody deszczowej i roztopowej oraz niemożliwością utworzenia się szczotek lodowych na ich powierzchni.

W celu porównania tempa spełzywania pokryw gruzowych nieutrwalonych roślinnością ze spełzywaniem na hałdach dziś już prawie stabilnych, bo położonych w lasach reglowych w piętrze klimatycznym umiarkowanie chłodnym, prowadzono obserwacje podobnego typu na stoku Hrubego Regła na wysokości 980 m n.p.m. Hałda gruzowa o nachyleniu 36° utworzona poniżej kilkumetrowej ścianki skalnej nie została całkowicie opanowana przez las. Pokryta mchami, porostami i częściowo roślinnością, należąca do zespołu turzycy i kostrzewy tatrzańskiej, miejscami jest opleciona korzeniami 30-letnich świerków. W okresie od 3 VIII 1966 do 3 VI 1968 wykonano dwukrotnie pomiary przemieszczeń gruzu grubego (o osi a 10—50 cm) i stwierdzono średnią zmianę położeniaznaczonych okruchów 1,47 cm/rok, minimalną 0,25 cm (około 10% okruchów na 6 m w pasie znaczonej nie wykonało ruchu), a maksymalną 4,40 cm/rok. W stosunku do tempa pełźnięcia w obrębie luźnych pokryw gruzowych hałdy te wykazały ruch około 7—16 razy mniejszy. Uwidoczniła się tutaj rola pokrywy roślinnej opanowującej stoki pokrywowe.

Diametralnie inaczej odbywa się ruch cząstek gruzowych pod wpływem czynników *allochtonicznych*, a szczególnie w przypadku bombardowania piargu przez okruchy spadające ze ścian i stoków skalnych. Posiadając dużą energię kinetyczną powodują wybijanie okruchów

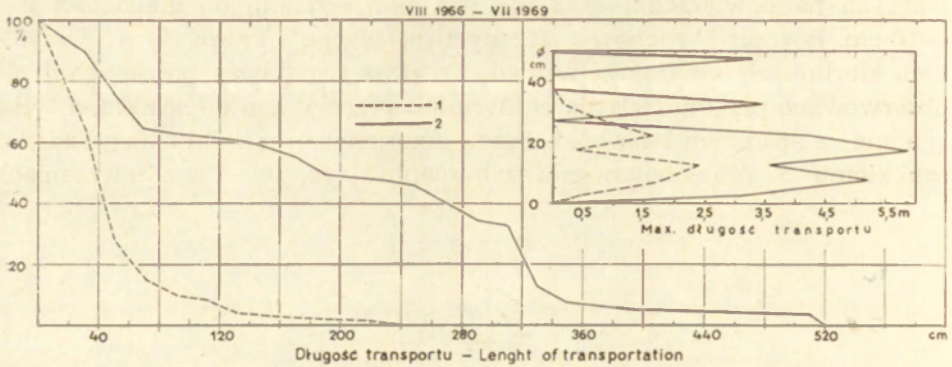
leżących na powierzchni oraz tuż pod powierzchnią do głębokości 5—10 cm. Rozrzut okruchów znaczonych na piargu odbywa się we wszystkich kierunkach, chociaż ze względu na duże nachylenia powierzchni nie obserwowano przemieszczenia w kierunku przeciwnym do spadku, a tylko zgodnie ze spadkiem i na boki. Pasek znaczonego materiału ulega bardzo szybkiemu i niejednakowemu zaburzeniu (ryc. 9). Przy uderzeniach



Ryc. 9. Tempo i sposób przemieszczania gruzu na stoku piargowym o ekspozycji E pod Wielką Turnią. Przemieszczanie wskutek uderzeń okruchami spadającymi bezpośrednio ze ściany oraz saltacji i ślizgania (górny podukład piargowy). Stanowisko 12 — pomiar od 10 VIII 1966 r.

Rate and mode of debris displacement on an E-facing talus slope below the Wielka Turnia rockwall. Example of creeping caused by falling, jumping, rolling and sliding debris (upper scree subsystem), site 12

większych okruchów długość transportu jest większa. Przemieszczenia znaczonych okruchów w trzyletnim okresie pomiarowym przedstawiono na przykładzie stanowiska o ekspozycji wschodniej pod Wielką Turnią

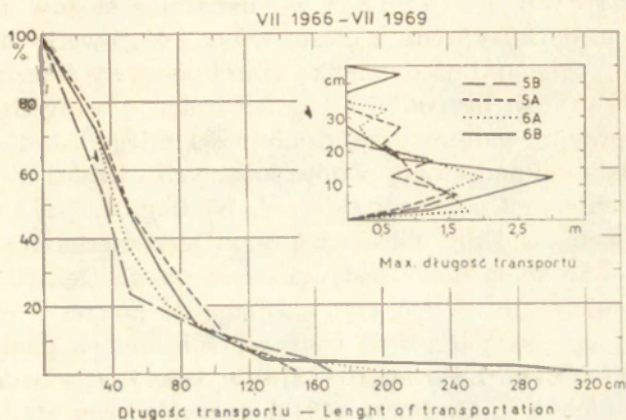


Ryc. 10. Krzywe długości transportu gruzu o frakcji 5—15 cm oraz maksymalnej długości transportu (stanowisko 11 — linia przerywana, stanowisko 12 — linia ciągła) pod Wielką Turnią

Curves of transportation of 5—15 cm debris and curves of the maximum length of transportation, site 11 — broken line, site 12 — full line

w Niżniej Świstówce w piętrze bardzo chłodnym (ryc. 10). Stwierdzono maksymalne przemieszczenie gruzu na odległość 5,90 m (frakcja 15—20 cm), a transport masowy wyniósł 3,0 m. Zagadnienie to przedstawia rycina 10 dla frakcji najczęstszej, tj. dla okruchów o dłuższej osi  $a = 5—15$  cm, stanowiącej 82,1% ogólnej liczby okruchów przemieszczonych (stan. 12). Na wykresie pokazano również maksymalną długość transportu wszystkich występujących frakcji. Cechą transportu stokowego jest występowanie kilku kulminacji przemieszczeń w obrębie całej uruchamianej populacji okruchów, która składa się z różnych frakcji od 0 do 50 cm (oś  $a$ ), chociaż zdecydowanie największą mobilność wykazują okruchy o frakcji 15—20 cm. Ta właściwość transportu stokowego odróżnia go w sposób zasadniczy od transportu fluwialnego w potokach górskich, który zawsze odznacza się występowaniem krzywej transportu z kulminacją tylko dla jednej frakcji otoczków (L. Kaszowski 1973). Rycina 10 przedstawia krzywe transportu dla dwóch stanowisk pomiarowych. Stanowisko 11 (linia przerywana na wykresie) jest położone w początkowej części stoku piargowego zaledwie 10 m od ściany, podczas gdy stanowisko 12 — w centralnej części strefy „deszczu gruzowego” (35 m od ściany). Okruchy spadające z wysokiej, bo liczącej w sumie około 250 m (profil VI-4) ściany odbijają się podczas toczenia wzdłuż rynien korazyjnych i najczęściej osiągają piarg w odległości 20—40 m od początku stożka, gdzie założono stanowisko 12. Mniejsza ilość impulsów pochodzących od spadających okruchów jest przyczyną stosunkowo krótkiego transportu masowego na stanowisku 11, wynoszącego w skali 3 lat zaledwie 40—50 cm, przy maksymalnej długości transportu również niewielkiej, bo wynoszącej 2,40 m (dla frakcji 10—15 cm). Nachylenia stoku w obu przypadkach są podobne; na stanowisku 11 — 36°, na 12 — 34°.

Dynamika stoków piargowych pozostających poza zasięgiem „deszczu gruzowego” jest uwarunkowana impulsami pochodzącymi od skaczących lub toczących się po ich powierzchni okruchów, a dostarczanych z górnego stoku piargowego. Szczególnie istotna jest wielkość transportowanych po powierzchni okruchów, gdyż decyduje ona o wielkości przemieszczeń w obrębie znaczonego materiału. Zagadnienie to zilustrowano na rycinie 11, przedstawiającej krzywe transportu dla stoku pod Turnią



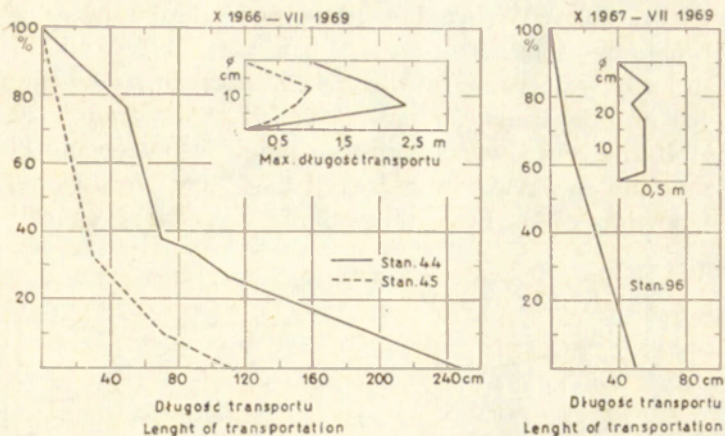
Ryc. 11. Krzywe długości transportu gruzu o frakcji 5—15 cm oraz maksymalnej długości transportu na stoku piargowym pod Olejarnią. Pasy znaczone lakierem oznaczone kolejno od góry co 20 m

Curves of transportation of 5—15 cm debris and curves of the maximum length of transportation on a talus slope below the Olejarnia. Painted debris lines 5B, 5A, 6A and 6B occur downslope every 20 m

Olejarnią (profil XII-2). Pomiarom objęto cały stok gruzowy mieszczący się w przedziale wysokości 1270—1300 m n.p.m., na którym zaznaczono cztery pasy, wszystkie poza strefą bezpośredniego padania ze ścianki. Na całej długości, liczącego około 90 m, stożka modelowanego wyłącznie przez powolne pełznięcie oraz pełznięcie wywołane toczącymi się blokami z rynny korazyjnej stwierdzono podobną dynamikę wyrażającą się jednakowym kształtem krzywej transportu okruchów o frakcji 5—15 cm. Tylko w obrębie najniższego odcinka stoku notowano większą długość transportu do 3,20 m, gdy na innych nie przekraczała ona 2,0 m. Taki obraz zmian w trzyletnim okresie pomiarowym sugeruje, że na stokach poddanych podobnym impulsom wewnętrznym i zewnętrznym rozmiary transportu masowego są również podobne dla materiału o tej samej frakcji. Różnice zaznaczają się tylko w długości transportu maksymalnego dla różnych frakcji. Górne części stożków wskutek naturalnej segregacji są zubożone w okruchy o frakcji większej niż 20 cm, a nawet

jej nie posiadają. Stąd nie obserwuje się tam transportu dużych bloków, ponieważ nawet jeśli są, to tkwią w gruzie drobnej frakcji 5—10 cm, bardzo mobilnej, ale przemieszczanej na niewielką odległość (maksymalnie do 1,50 m w ciągu 3 lat). W górnej części stożka przemieszczanie jest nierównomierne. Bloki tocząc się i uderzając wyciskały mikroloby gruzowe, o długości najczęściej 20—30 cm, i bardzo rzadko powodowały chaotyczny rozrzut materiału, tak typowy dla stoków położonych w strefie „deszczu gruzowego”.

Rola pokrywy śnieżnej w dynamice stoków piargowych jest zagadnieniem dyskusyjnym, a często wręcz kontrowersyjnym. Wiąże się to z różnymi poglądami na dynamikę samej pokrywy śnieżnej, a przez to z jej oddziaływaniem na podłoże. Pionier badań niwalnych F. E. Matthes (1900) nie przyjmował erozyjnej działalności śniegu. Studia W. V. Lewisa (1939) na Islandii nad erozją płatów śnieżnych również nie wykazały dowodów na ruch samej pokrywy śnieżnej. Według M. Boye (1952) rola śniegu jest przeceniana i nie ma dowodów na jego mechaniczną działalność. Przyjmuje, że śnieg może pod wpływem swego ciężaru prowadzić do tworzenia bruków niwalnych typu „dallage de pierres”. Wśród zwolenników erozyjnego oddziaływania pokrywy śnieżnej na podłoże należy wymienić między innymi I. Bowmana (1916) wykonującego badania w Andach Peruwiańskich i S. G. Bocza (1946) prowadzącego studia na północnym Uralu. J. L. Dyson (1937) wykazał istnienie rys podobnych do rys lodowcowych, lecz wykonanych przez poruszającą się masę śniegu, a szeregu dowodów dostarczył A. B. Costin *et al.*, (1964). Przemieszczanie pokrywy gruzowej wywołane spelzującym śniegiem przyjmował R. Haefeli (1953). Zagadnienie niwacji będzie potraktowane nieco szerzej w dalszej części pracy. Tutaj ograniczymy się do rozważenia roli śniegu w przemieszczaniu gruzu na stokach piargowych. W tym celu pomalowano lakierem piarg w miejscach długiego zalegania śniegu w Koprowym Żlebie na wysokości 1700 m n.p.m. (stanowisko 45) i Żlebie Zagon na wysokości 1400 m n.p.m. (stanowisko 96). Obydwa stanowiska są z roku na rok przykryte płatami śniegu firnowego do początku lipca i znajdują się w zasięgu akumulacji z odpadania („deszczu gruzowego”). Krzywe transportu dla obu stanowisk przedstawione na rycinie 12 pokazują przemieszczenia na bardzo małą odległość, bo wynoszącą maksymalnie 1,0 m w okresie 3 lat w Koprowym Żlebie i 45 cm podczas 2 lat w Żlebie Zagon. W obydwu przypadkach transport masowy nie przekroczył 40 cm. Przyczyną tak małej mobilności stoków jest konserwujące działanie śniegu, który nie tylko cementuje piarg przez większą część roku, ale również izoluje go przed uderzeniami spadających gładów. Złodzony śnieg wypełnia pory między okruchami jeszcze przez pewien czas po stąpieniu śniegu. Pas gruzu znaczony lakierem nie przemieszczał się równomiernie na całej długości, lecz tylko pojedyncze okruchy. Świadczy to o stabilności pokrywy śnieżnej i nie wywieraniu nacisku



Ryc. 12. Krzywe długości transportu gruzu o frakcji 5—15 cm oraz maksymalnej długości transportu na stanowiskach 44 i 45

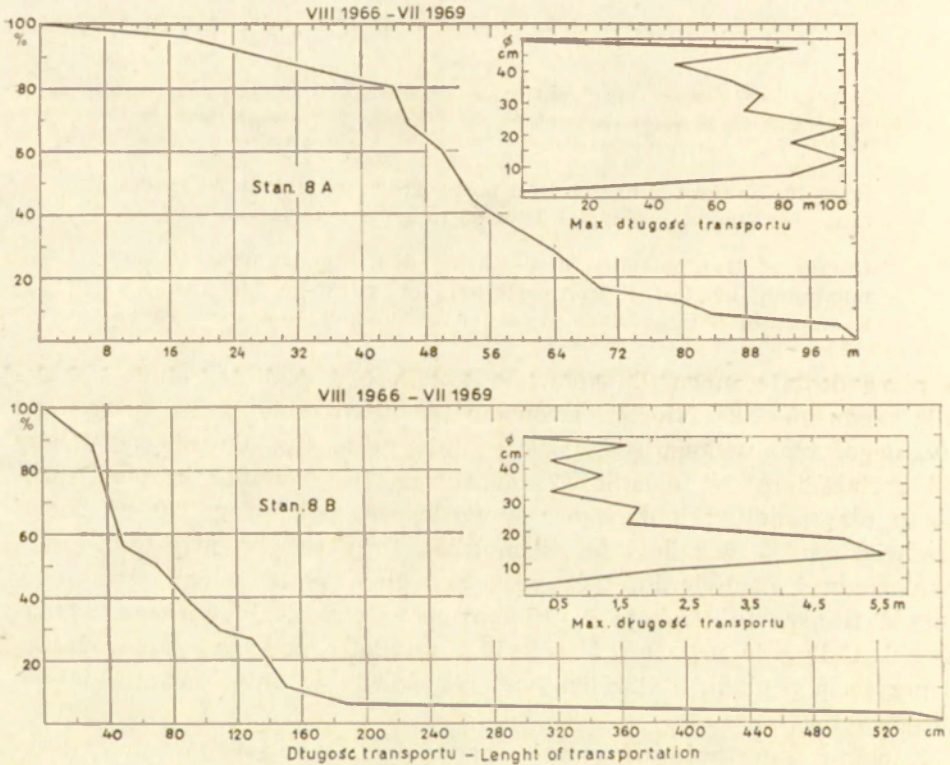
Curves of transportation of 5—15 cm debris and curves of the maximum length of transportation for sites no. 44 and 45. Example of a talus slope stabilized by long lasting snow cover

na piarg dostatecznego dla spowodowania erozji podłoża, mimo nachylenia rzędu 25—28°. Nie obserwowano też utworzenia bruku gruzowego niwalnego, tzn. wykazującego szczególnie gęste upakowanie okruchów pod obciążeniem. Na rycinie 12 zaznaczona jest również krzywa transportu dla mniej zacienionego stanowiska 44, położonego 20 m ponad stanowiskiem 45, w odległości 40 metrów. Przy podobnym składzie mechanicznym i nachyleniu, lecz poza zasięgiem płata śniegu firnowego, długość transportu (frakcja 5—15 cm) jest dwukrotnie większa, a maksymalna długość prawie 2,5-krotnie. Przykłady powyższe upoważniają do przyjęcia poglądu o stabilizującej roli śniegu w modelowaniu stoków piargowych.

Zupełnie inną rolę odgrywają lawiny śnieżne w przemieszczaniu gruzu na stożkach piargowych. Obserwacje i pomiary prowadzono na stoku Kamiennego o ekspozycji wschodniej. Stożek usypiskowo-napływowy utworzony na przedpolu żlebu skalnego przedstawiony na rycinie 7 posiadał pomalowane dwa pasy gruzu. Pierwszy usytuowany bezpośrednio u ujścia ze żlebu na wysokości 1400 m npm. w odcinku pełniącym funkcję transportową (stanowisko 8A), a drugi w środkowej części stożka na wysokości 1360 m npm. nadbudowanej przez materiał pochodzący ze żlebu i odcinka poprzedniego (stanowisko 8B). Corocznie w okresie zanikania pokrywy śnieżnej w żlebie skalnym powstają lawiny śnieżne, które wymiatają zwietrzały gruz z jego dna i składają go na stożku. Głazy o średnicy często powyżej 1 metra podczas transportu wykonują pracę korazyjną na odcinku 80 m wyorywując część zdeponowanego wcześniej materiału. Energia kinetyczna głazów transporto-



wanych ruchem skokowym (zagłębienia typu bump holes o głębokości 20—30 cm) jest ogromna, skoro głązy znaczone o frakcji 45—50 cm były w 3-letnim okresie pomiarowym przemieszczone na odległość 86 m, a maksymalna długość transportu wynosiła 101 m dla frakcji 20—25 cm. Na odległość 42 metrów i większą zostało przetransportowane 80% ogólnej liczby znaczonych okruchów o frakcji 5—15 cm wprowadzonej w ruch (ryc. 13, stanowisko 8A). Przy wyzwaniu tak dużej energii zmiany



Ryc. 13. Krzywe długości transportu gruzu o frakcji 5—15 cm oraz maksymalnej długości transportu. Krzywa 8A dla degradowanego odcinka przez lawiny, a krzywa 8B dla odcinka agradacyjnego

Curves of transportation of 5—15 cm debris and curves of the maximum length of transportation for sites 8A and 8B. Curve 8A is for the section eroded by snow avalanches, curve 8B represents the aggradational section

w obrębie odcinka degradowanego są ogromne, czego dowodem jest całkowite zniszczenie znaczonego pasa już po pierwszej zimie 1966/1967 i rozrzut bloków na odległość 42 m.

W odcinku agradacyjnym następuje składanie gruzu. Skaczące i toczące się bloki wytracają energię i przechodzą w ruch tylko toczący. Pochodzące od nich impulsy są już zdecydowanie mniejsze, czego dowo-

dem jest maksymalna długość transportu 5,60 m (dla frakcji 10—15 cm). Spoczywające na powierzchni głazy o osi długiej 45—50 cm były w ciągu 3 lat przemieszczone tylko na odległość 1,60 m (ryc. 13, stanowisko 8B). Transport masowy nie przekroczył 1,50 m. Różny sposób i rozmiary transportu wyrażają się za pomocą kształtu kumulatywnych krzywych transportu; wypukłej dla odcinka degradacyjno-transportowego i wklęsłej dla agradacyjnego.

Transport wodny na stokach piargowych jest znany we wszystkich górach kuli ziemskiej i opisywany pod różnymi nazwami. Najczęściej spotykaną nazwą dla form utworzonych przez wodę działającą w obrębie piargów jest alpejskie słowo „Murren”, a w postaci spolszczonej „mury” (M. Klimaszewski 1961; T. Ziętara 1974). Masa gruzowa uruchamiana jest przez wodę tylko podczas ulewnych deszczów i to tylko w miejscach szczególnie dużej koncentracji wody. Takimi miejscami są wyloty żlebów skalnych. Woda wypływająca gwałtownie ze żlebów transportuje luźny materiał i składa na stożku wykonując równocześnie pracę erozyjną. Spływy gruzowe osiągają wielkie rozmiary w Alpach i na Kaukazie. Badania tatrzańskie potwierdziły ich występowanie w Tatrach Wysokich (M. Lukniś 1973). W masywie Czerwonych Wierchów znane są liczne przykłady rynien i wałów typowych dla spływów gruzowych. Na ogół wszystkie są nieaktywne, tzn. powstały w wyniku jednorazowego zdarzenia hydrologicznego i nie rozwijają się nadal. Świadczą o tym plechy porostów pokrywające głazy budujące wały i rynny oraz roślinność murawowa. Jednym z nielicznych miejsc, w których następuje dalsza ewolucja raz utworzonych form jest stożek usypiskowo-napływowy Kamiennego opisany powyżej (ryc. 7). Po pierwszym roku obserwacji powstał jezor akumulacyjny o długości 12 metrów. Powstał w czasie deszczu nawalnego w dniu 22 V 1967 r., kiedy to stacja na Kasprowym Wierchu notowała opad dobowy 50,8 mm, na Hali Gąsienicowej 64,1 mm a Myślenickich Turniach 68,5 mm. Na wysokości 1500 m npm. występowała jeszcze pokrywa śnieżna w płatach, lecz w żlebie Kamiennego miały miejsce roztopy. Nałożenie efektu roztopowego i opadowego było przyczyną powstania spływu gruzowego. Język o szerokości 1,60 m składał się w przewodzie z drobnego gruzu o frakcji 3—4 cm, w którym tkwiły okruchy grubsze o osi długiej 10—60 cm. Podczas kolejnej zimy 1967/1968 nastąpiło niszczenie powierzchni języka. 18 VII 1968 r. wystąpił w całych Tatrach opad dobowy rzędu 100 mm. Stacja na Kasprowym Wierchu notowała 97,7 mm, a na Hali Gąsienicowej aż 149,3 mm. Nowy spływ gruzowy spowodował całkowite zniszczenie języka gruzowego z maja 1967 r. i utworzenie nowej formy o długości 65 m, szerokości do 8 m z typową rynną i wałami typu debris flow levée. Maksymalna miąższość osiągała 1,0 m. Czoło języka dotarło do pasa znaczonego lakierem materiału w środkowej części stożka (stanowisko 8B), a nawet nieznacznie go przekroczyło (por. ryc. 7). Kolejny bardzo wysoki opad do-

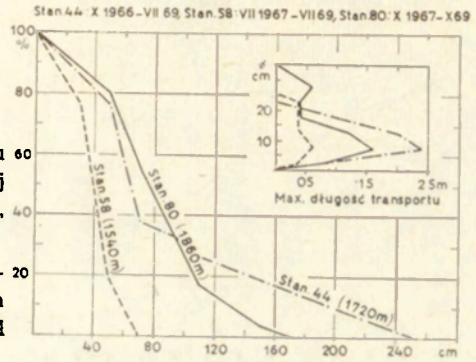
bowy zanotowano w Tatrach w dniu 30 VI 1973 r. Kasprowy Wierch zarejestrował 232,0 mm, Hala Gąsienicowa 300,0 mm, Myślenickie Turnie 173,6 mm a na Hali Kondratowej 269,4 mm. Analizowany stożek został wtedy rozmyty rynną o głębokości 1,0—1,5 m na długości 50 m, a jezór spływu zniszczył poprzednie mniejsze formy osiągając długość 35 m. W sumie nowa forma spływu gruzowego osiągnęła ogólną długość 90 m. Należy nadmienić, że opad z czerwca 1973 r. należał do największych dobowych, notowanych w czasach historycznych, a mimo to nie spowodował rozwoju wielu form typu „Murren”. Zdaniem autora zjawiska hydrometeorologiczne o wyjątkowo dużych rozmiarach wydają się być niegroźne dla wielu stoków. Tylko na pewnych stokach wystąpiły spływy gruzowe. Takimi są stoki u wylotu wyraźnych żlebów skalnych o dużej powierzchni zbiorczej, wreszcie stożki szczególnie często nadbudowywane gruzem przez lawiny śnieżne, a więc o niestabilnym ułożeniu gruzu na powierzchni. Powyżej przedstawiono rozważania nad tylko jednym stokiem usypiskowo-napływowym dla pokazania złożoności rozwoju form tego typu wyrażającego się w różnych rozmiarach i sposobach transportu gruzu. Transport wodny gruzu wydaje się zależeć bardziej od intensywności deszczu niż od wartości dobowych, chociaż między obydwoma parametrami istnieje związek. Dotychczas całkowicie brak studiów nad rozwojem form typu „Murren” w Tatrach. Istnieje potrzeba określenia warunków geomorfologicznych sprzyjających ich powstawaniu.

Analiza ściany skalnej i stoku piargowego jako integralnego układu morfodynamicznego zakłada, że działalność procesów na ścianie skalnej musi mieć swe odzwierciedlenie w aktywności procesów w obydwu podukładach piargowych (dolnym i górnym) lub jednym z nich (górnym). Inaczej mówiąc warunkiem koniecznym w układzie jest występowanie związków między wielkością dostawy wskutek odpadania a akumulacją na piargu. Również przemieszczenia na piargu zależą od procesów na ścianie, ponieważ wielkość dostawy stanowi o intensywności impulsów allochtonicznych. W rozdziale poświęconym wietrzeniu i odpadaniu wykazano, że zmieniające się z wysokością nad poziom morza warunki klimatyczne wpływają na intensywność tych procesów oraz że istnieje asymetria procesów na stokach o przeciwnych ekspozycjach. Występowanie podobnej asymetrii procesów na stokach piargowych będzie potwierdzeniem stwierdzonych prawidłowości. Wykonane w tym celu porównania przemieszczeń na stokach gruzowych wapienno-dolomitowych położonych w piętrze umiarkowanie zimnym (stanowisko 80) i bardzo chłodnym (stanowisko 44 i 58) pokazują, że na stokach i podobnej ekspozycji (W, NW) i nachyleniach (32—34°) występuje zróżnicowanie długości transportu w odcinkach o tych samych funkcjach morfodynamicznych (impulsy dla pełnienia pochodzą przede wszystkim od skaczących i toczonych głazów). Największe przemieszczenie stwierdzono na wysokości 1720 m npm. (stanowisko 44), które dla 3-letniego okresu pomiarowego (X 1966—

VII 1969) wynosiło 2,4 m przy transporcie masowym 1,0 m. Najwyżej położony punkt pomiarowy leżący w piętrze umiarkowanie zimnym na wysokości 1860 m npm. (stanowisko 80) zarejestrował w 2-letnim okresie (X 1967—X 1969) maksymalne przemieszczenia 1,6 m a transport masowy rzędu 1,0 m. W niższych położeniach długość transportu maleje. Na stanowisku 58 na wysokości 1540 m npm. notowano w 2-letnim okresie (VII 1967—VII 1969) maksymalne przemieszczenia 0,6 m, a transport masowy rzędu 0,5 m (ryc. 14). Wskaźniki te sugerują, że nie istnieje

Ryc. 14. Krzywe długości transportu o frakcji 5—15 cm oraz maksymalnej długości transportu na stanowiskach 44, 58 i 80

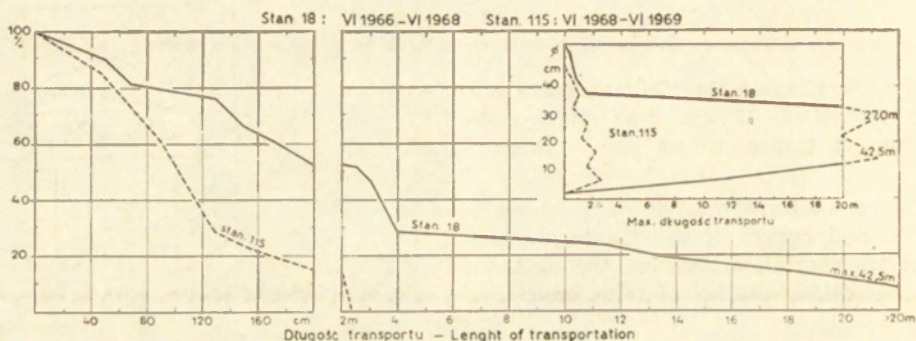
Curves of transportation of 5—15 cm debris and curves of the maximum length of transportation showing the altitudinal differentiation of talus creep



ściśły związek korelacyjny między wielkością dostawy na stok piargowy a wielkością przemieszczeń, gdyby bowiem taki istniał to stok położony najwyżej powinien wykazywać największą mobilność (por. wskaźniki odpadania ze ścian). Tymczasem dla stoków o ekspozycji W i NW stwierdza się istnienie warunków optymalnych dla pełnienia na wysokości około 1720 m npm., nie odpowiadających optymalnym warunkom dostawy. Wyjaśnienia tego zjawiska dostarcza analiza nadbudowania piargu świeżym gruzem. Na stanowisku najwyższym (80) pas znaczonego materiału nie na całej długości został zniszczony (zaburzony), lecz nadsypany świeżym gruzem o warstwie średniej 6 cm, a maksymalnie 16 cm (w okresie 8 lat: 1967—1974). Są to wartości bardzo duże, niereprezentacyjne dla całego stoku, bowiem średnia roczna obliczona w rozdziale poprzednim wyniosła 1,3 cm, a rozmiary akumulacji u podstawy stoku gruzowego były rzędu 0,28—0,35 cm/rok. Stąd nasuwa się wniosek, że przy wielkiej dostawie ze ścian przy równoczesnym długim konserwowaniu pokryw gruzowych pod pokrywą śnieżną ma miejsce szybkie zasypywanie piargu bez zaburzenia równowagi spoczywających okruchów. Transport gruzu odpadniętego odbywa się w dużym stopniu po powierzchni śniegu firnowego w okresie wiosny i lata kalendarzowego (okres IV—VII). W niższych położeniach z powodu mniejszej trwałości pokrywy śnieżnej odpadający materiał wprost na piarg daje impulsy do jego przemieszczania. To tłumaczy wysokie wskaźniki transportu na wysokości 1720 m npm. Ponieważ w jeszcze niższych piętrach klimatycznych zmniejsza się intensywność

ność wietrzenia fizycznego, więc i wskaźniki przemieszczeń gruzu pod wpływem czynników allochtonicznych ogólnie maleją (stanowiska 58, (ryc. 14); 5A, 5B, 6A, 6B (ryc. 11).

Problem asymetrii dynamicznej gruzowych stoków pełznących przeanalizujemy na przykładzie ruchu pokryw łupkowych w piętrze umiarkowanie zimnym. Stanowiska zlokalizowane na Kozim Grzybku oddzielającym Dolinę Mułową od Litworowej posiadają tę samą budowę geologiczną (wychodnia łupku marglistego), wysokość (1830 m npm. i nachylenie (30°), lecz przeciwną ekspozycję (W i E). Stok o ekspozycji zachodniej (stanowisko 18) był w 3-letnim okresie bardzo dyna-



Ryc. 15. Krzywe długości transportu gruzu o frakcji 5—15 cm oraz maksymalnych długości transportu na stanowiskach 18 i 115

Curves of debris transportation (marly shales) on a W-facing slope (site 18) and an E-facing slope (site 115) at the altitude of 1830 m

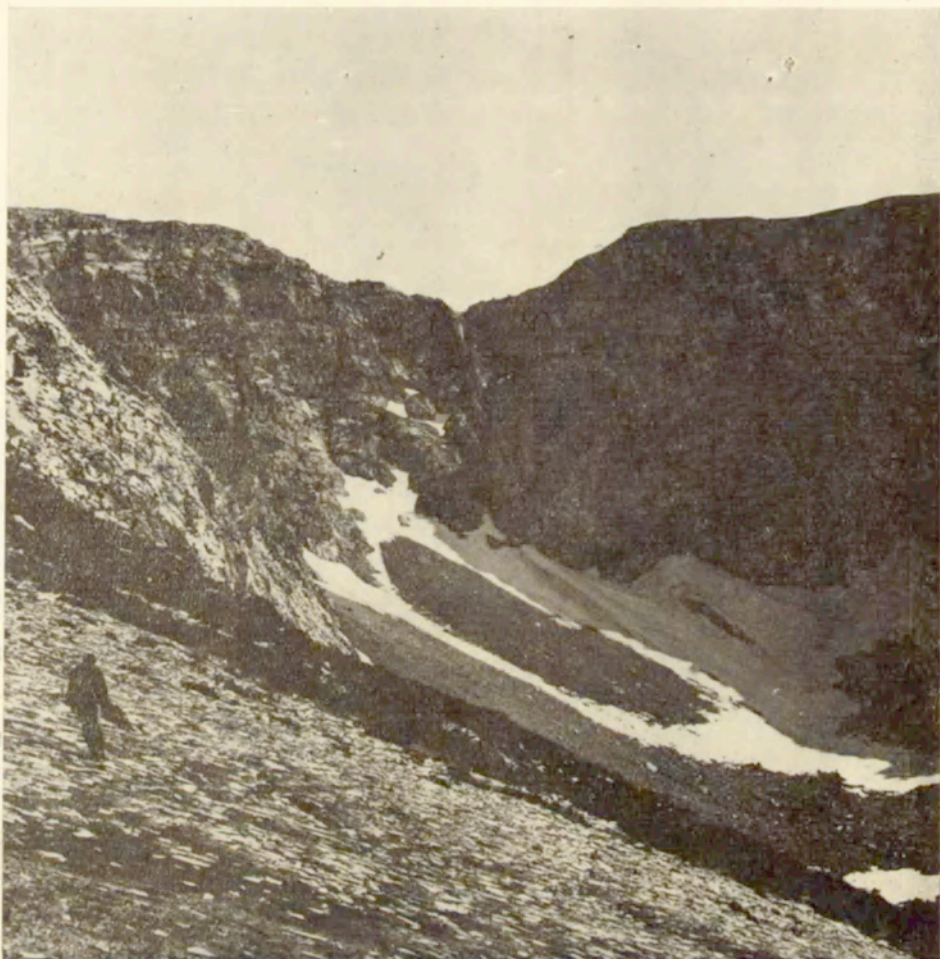
miczny. Maksymalna długość transportu równa 42,5 m i transport masowy na odległość 4,0 m wskazują na wielką rolę procesów kriogenicznych w uruchamianiu gruzu. Śnieg wytapia się tutaj bardzo wcześnie, często już w marcu. Powierzchnia stoku poddana jest działaniu lodu włóknistego. Stok o ekspozycji wschodniej posiada tylko 1-roczy okres obserwacji (stanowisko 115). Jednak maksymalna długość transportu rzędu 2 m wskazuje, że w okresie 3 lat nie powinna przekroczyć 10 m. Można przypuszczać, iż aktywność procesu pełznięcia gruzu łupkowego na stoku o ekspozycji wschodniej w piętrze umiarkowanie zimnym jest 3-krotnie mniejsza niż stoków o ekspozycji zachodniej (ryc. 15).

Odwrotna asymetria procesów istnieje w piętrze bardzo chłodnym, o czym można się przekonać porównując długość transportu na stanowisku 58 (ekspozycja W) i 11—12 (ekspozycja E), wszystkich leżących w wysokości 1520—1550 m npm. i posiadających nachylenie 33—36°. Przy ekspozycji zachodniej maksymalny transport nie przekroczył 1,0 m długości, a przy przeciwnej osiągnął 5,8 m. Interpretację danych komplikuje fakt, że stoki o ekspozycji wschodniej są długo konserwowane przez pokrywą śnieżną (por. rozdział poprzedni), a więc chronione przed impul-



Fot. 1. Małotączniak i górną część Doliny Małej Łąki (Kotliska). Główny obszar badań procesów denudacyjnych

Mt. Małotączniak and uppermost part of the Mała Łąka valley. Main research area of present-day slope processes



**Fot. 2. Północne i wschodnie stoki Doliny Mułowej. Obszar badań nad odpadaniem oraz spełzywaniem pokryw gruzowych**

**Glacial cirque of the Mułowa valley. An area of physical weathering, rockfall and talus creep measurement on calcareous slopes**



Fot. 3. Ściana skalna i odcinek stoku pokrywowego Wielkiej Turni nad Niżną Świątówką. Granica między stokiem a dnem doliny jest stopniowo przesuwana ku osi doliny wskutek nadbudowywania hałdy

East facing talus slope below the Wielka Turnia rockwall





**Fot. 4. Stoki Kamiennego nad Doliną Malej Łąki. Obszar pomiarów splezywania  
gruzu łupkowego oraz wapienno-dolomitowego**

**East facing slope of the Kamienne. An area of debris transportation measurements  
on limestone-dolomite and marly shale slope**

sami allochtonicznymi. Jednak dostawa ze ścian nie ustaje w okresie bezśnieżnym, więc i rozmiary przemieszczenia gruzu są znaczne. Stoki o ekspozycji zachodniej jako cieplejsze nie podlegają tak silnej degradacji. Podobny obraz zróżnicowania pełznięcia w zależności od ekspozycji rysuje się przy zestawieniu wskaźników ze stanowisk na stokach wapiennych na wysokości 1320—1360 m n.p.m. (np. stanowiska 5A, 5B, 6A, 6B (ryc. 11) i 8B (ryc. 13)). Pionowe zróżnicowanie intensywności procesów oraz asymetria procesów w piętrach klimatycznych Tatr istnieją zarówno na stokach skalnych i ścianach oraz na gruzowych stokach pokrywowych, co potwierdza założenie wyjściowe, że obydwa typy stoków stanowią integralną całość powiązaną dynamicznie.

#### PODSUMOWANIE

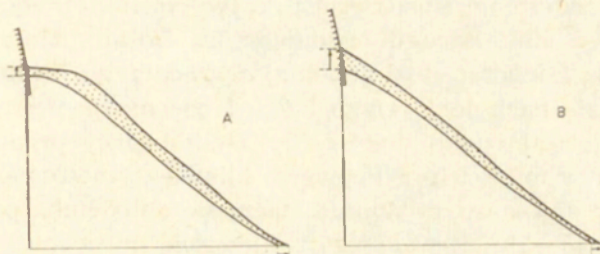
Przemieszczanie gruzu na stokach piargowych było przedmiotem kilku opracowań geomorfologicznych. Najpełniejsze wydają się być prace T. N. Caine (1963, 1969) bazujące na obserwacjach w północnej Anglii (Lake District) i południowych Alpach Nowozelandzkich. Również A. Rapp (1960a) poświęcił tym zagadnieniom rozdział w monografii Karkevagge. Piargi w rejonie Lake District położone na wysokości około 900 m n.p.m. były poddane częstym obserwacjom w okresie zimowym, gdyż w warunkach klimatu umiarkowanego morskiego Wysp Brytyjskich pełznięcie piargu w okresie letnim jest praktycznie bez znaczenia. Cecha ta zdecydowanie różni stoki brytyjskie od tatrzańskich. Jak wykazano na tych ostatnich okres zimy odznacza się większą stabilizacją spowodowaną obecnością miększej pokrywy śnieżnej. Wniosek tatrzański popiera spostrzeżenia J. Smitha (1960) uzyskane na stokach wyspy South Georgia na południowym Atlantyku, gdzie ruch na stoku gruzowym obserwowano tylko wtedy, gdy powierzchnia była wolna od śniegu.

Tempo przemieszczania gruzu może być, jak wykazano, bardzo różne w zależności od rodzaju czynników działających. Stąd trudność w ocenie i porównaniu dynamiki piargów w różnych obszarach. Zaskakująco wysokie wskaźniki otrzymał na przykład Albertini (*vide* G. Nangeroni 1957) w alpejskiej grupie Cevedale. Roczna szybkość pełznięcia gruzu stokowego 7—16 m musiała wiązać się z występowaniem aktywnych czynników allochtonicznych lub dotyczyła innego typu ruchu. Spostrzeżenia nad ruchem gruzu wykonał w Tatrach Bielskich R. Midriak (1972). W żlebach dolomitowo-wapiennych o nachyleniach 40—45°, 70% gruzu o najczęstszej frakcji 3—5 cm ulega rocznie przemieszczeniu na odległość 15—140 cm, a 10% na 140—250 m. Pozostałe 10% zostało przetransportowane na odległość 2,5—4,8 m, a pojedyncze okruchy na 21 m i więcej. Przy nachyleniach do 35° maksymalna długość transportu wynosi 7 m. Niewątpliwie mamy tam do czynienia z transportem liniowym w dnach rynien korazyjnych, w którym znaczny udział musiały mieć wody burzowe, zdolne do

rozmywania drobnoziarnistego gruzu. W zależności od intensywności deszczu długość transportu może przybierać różne rozmiary co pokazano w niniejszej pracy na przykładzie stanowiska 8A (ryc. 13). Porównanie wyników z węglanowych Tatr Polskich z innymi jest, jak widać, trudne lub wręcz niemożliwe z uwagi na różny rodzaj badanego gruzu oraz często fragmentaryczne potraktowanie zagadnienia. Porównywać można tylko ten sam proces (mechanizm). Na przykład A. Rapp (1960a) określił roczną długość transportu wskutek powolnego pełznięcia (true talus creep) do 10 cm. Wartości te są 2—2,5 krotnie mniejsze niż tatrzańskie. Różnica może być związana z rodzajem materiału (łupki mikowe metamorficzne) i sposobem jego ułożenia, a być może z mniejszą w szwedzkiej Laponii ilością wahań temperatury wokół 0° C.

Tatrzańskie stoki piargowe podlegają współcześnie stosunkowo szybkiej ewolucji ponieważ nadal pozostają w warunkach określonych przez A. Jahna (1970a) jako „złagodzony peryglacjał”. Z tych względów wszystkie obszary karpackie położone powyżej górnej granicy lasu, a więc leżące 1500 m n.p.m., zaliczono do dziedziny krioniwalnej (cryonival system), której główną cechą jest przewaga wietrzenia fizycznego nad chemicznym (A. Kotarba, L. Starkel 1972). Wielka ilość zwietrzliny gruzowej spadając na stoki piargowe decyduje o ich rozwoju. Stoki są najczęściej wykształcone w postaci hałd o prostym lub lekko wklęsłym profilu podłużnym lub jako stożki gruzowe pojedyncze i połączone o wypukło-wklęsłym profilu podłużnym. W odróżnieniu od stoków polarnych lub subpolarnych opisywanych przez A. Jahna (1960) i A. Rappa (1960a) stoki tatrzańskie zbudowane ze skał węglanowych nie posiadają pełnej sekwencji, na którą składa się odcinek soliflukcyjny (solifluction terrace) i zmywowy (wash slope). Dlatego stoki gruzowe w masywie Czerwonych Wierchów przechodzą bezpośrednio, często ostrym załomem wklęsłym w płaskie lub faliste dno dolinne wysłane utworami morenowymi. Akumulacja gruzu na stoku jest największa w jego górnej części w strefie „deszczu gruzowego” nazywanej górnym podukładem piargowym. Tak na przykład w piętrze bardzo chłodnym w Niżniej Świstówce na stoku o ekspozycji wschodniej początkowa część stoku gruzowego jest rocznie nadbudowywana warstwą 6 krotnie grubszą (0,292 cm) niż podstawa (0,047 cm). Wprawdzie wielkość akumulacji na 1 m<sup>2</sup> maleje z odległością od ściany (por. rozdział poprzedni), a zależność tę można wyrazić dla wyżej wspomnianego stoku za pomocą równania linii prostej  $y = 3224,2 - 16,2x$  ( $y$  — ilość gruzu w cm<sup>3</sup> na powierzchni 1 m<sup>2</sup>,  $x$  — odległość od ściany w m), to jednak maksimum akumulacji nie zawsze znajduje się najbliżej ściany, lecz w odległości kilku metrów. Położenie punktu maksymalnej akumulacji jest różne w zależności od kształtu i urzeźbienia ściany oraz od jej wysokości. Im z wyższa odpada gruz, tym dalej od ściany osiąga stok piargowy. Tym należy tłumaczyć występowanie pierwszego, krótkiego odcinka o nachyleniu 25°, znaczącego strefę nieco wol-

niejszego nadbudowywania przy podstawie ściany. Generalnie rzecz biorąc rozwój stoku polega na szybszym przyrastaniu górnej części stoku i tym samym zasypywania (grzebania) podnóża ściany oraz wydłużaniu u podstawy stoku piargowego wskutek transportu i akumulacji po powierzchni płatów śnieżnych oraz przez lawiny (ryc. 16). Nie stwierdzono



Ryc. 16. Schematy ilustrujące współczesne tendencje rozwojowe odcinków stoków piargowych w masywie Czerwonych Wierchów

Diagram showing the actual tendencies of talus slope evolution

tworzenia wałów gruzowych u podnóża stoków znanych pod nazwą protalus moraine, protalus rampart lub moraines de névé (J. T. Andrews 1961; J. Tricart 1970 *et al*). Nierównomierne nadbudowanie stoku prowadzi do zwiększenia ogólnego nachylenia w części środkowej aż do kąta naturalnego spoczynku. Kąt ten nie jest osiągnięty na dłuższych odcinkach, co wyraża się zmiennością spadku nawet na 10–20 metrowych odcinkach. W obrębie stoku działają procesy prowadzące do łagodzenia spadku. Są nimi splukiwanie i przemywanie piargu o drobnej frakcji i spływy gruzowe. Stwierdzeniem tym potwierdzam prawidłowość stwierdzoną wcześniej przez A. Gawlika (1962). Pewną pracę erozyjną wykonują lawiny. Efektywność procesów degradacyjnych na stokach pokrywowych jest zdaniem autora mniejsza niż procesów agradacyjnych.

#### MORFODYNAMIKA STOKÓW SKALNO-POKRYWOWYCH

Stoki skalno-pokrywowe są trzecim podstawowym rodzajem wyróżnionym w klasyfikacji stoków górskich w obszarze Czerwonych Wierchów. W najwyższych partiach gór systemu alpejskiego poddanych morfogenezie glacialnej nie zajmują one większych powierzchni, ponieważ uległy przekształceniu w ściany i stoki skalne. Dlatego tylko peryferyczne, mniej wyniesione nad poziom morza, partie gór lub obszary zbudowane ze skał sprzyjających konserwowaniu starych preglacialnych elementów rzeźby (skał krasowiejących) posiadają rozległe stoki skalno-po-

krywowe. W masywie Czerwonych Wierchów cechują je nachylenia zamykające się w przedziale 10—40° (tab. 9) i obecność pokrywy zwietrzelinowej gruzowo-gliniasto-piaszczystej o miąższości maksymalnej do 1 metra. Przy nachyleniu powyżej 40° stoki położone nawet w piętrach leśnych są prawie zawsze zdegradowane do litej skały, jeżeli czynniki naturalne (wiatr, lód, woda) lub antropogeniczne (wypas owiec, turystyka) spowodują uszkodzenie i usunięcie pokrywy roślinnej. Na przykład skalno-pokrywowy stok Bacugu opadający ku Dolinie Małej Łąki okryty ubogą rędziną inicjalną uległ zupełnej degradacji aż do litej skały wszędzie tam, gdzie nachylenie wynosi 42°, i obecnie podlega wietrzeniu fizycznemu miejscami jako stok skalny. Gruz będący produktem wietrzenia spoczywa w miejscu przykrywając kilkucentymetrową warstwą skałą litą i tylko w nieznacznym stopniu stacza się do odcinka położonego niżej o nachyleniu 35—38° utrwalonego roślinnością murawową i rzadkiem lasem. Zasadnicza faza oczyszczania powierzchni skalnej wskutek odtransportowywania luźnego gruzu ma miejsce podczas gwałtownych deszczy letnich. Stok o nachyleniu 35—38° przechwytyjąc gruz, utrwała go roślinnością, a pokrywa gruzowa rozrasta się ku górze i grzbie stoku skalny. Jest to proces regeneracji stoku skalno-pokrywowego po dewastacyjnej działalności człowieka. Na nowej utworzonej powierzchni stoku skalno-pokrywowego o nachyleniu nie przekraczającym 40° rozwija się rędzina inicjalna wtórna. Nachylenie 40° jest więc wartością graniczną, określającą górną granicę nachyleń stoku skalno-pokrywowego. Podobne stwierdzenia, popierające spostrzeżenia tatrzańskie, zawierają studia E. Stockera (1971) z południowych Alp Austriackich (Kreutzeckgruppe). W oparciu o rozwój form denudacyjnych typu „Plaiken” i ich późniejszego zaniku określa on kąt 40° jako graniczny dla stoku okrytego zwietrzeliną gruzowo-gliniastą. Również A. Young (1972) podaje, że górny graniczny kąt dla istnienia pokrywy zwietrzelinowej, czyli dolna granica stoku skalnego (free face), wynosi 40—45° w różnych warunkach klimatycznych i na różnych skałach. Dolna granica nachyleń stoku skalnopokrywowego nie jest tak wyraźna jak górna. Umownie przyjęto 10° w oparciu o analizę profilów, chociaż może ona wynosić również kilka stopni. Rozdzielenie ostre jest niemożliwe z powodu trudności w określeniu nachylenia, przy którym pionowy ruch wody w pokrywach oraz związana z nim migracja cząstek mineralnych są zastępowane ruchem bocznym równoległym do powierzchni. Morfodynamiczna klasyfikacja stoków wykonana przez J. B. Dalrymple *et. al.* (1968) wyróżnia jednostki stoku o różnych funkcjach. Wyróżniono 9 jednostek, z których dwie podpadają pod wprowadzone w Tatrach pojęcie stoku skalno-pokrywowego. Są to następujące jednostki: wypukły stok pełznący (the convex creep slope) i transportowy stok środkowy (the transportational mid-slope). Stok pełznący wiąże się z wypukłością przywierzchwinowej części stoku górskiego, a procesem dominującym jest pełznięcie spowodowane zróżnicowanym

uwilgoceniem i wysuszeniem cząstek glebowych oraz działaniem lodu włóknistego. Transportowy stok środkowy jest modelowany przez ruchy masowe o różnym tempie i rozmiarach, a zwłaszcza splezywanie, osiadanie i splukiwanie. Wszystkie wyróżnione rodzaje procesów działają w obrębie tatrzańskich stoków skalno-pokrywowych, a dołączają się do nich inne typowe dla obszarów wysokogórskich lub polarnych. Są to procesy niwalne i eoliczne, działalność lawin śnieżnych, pełznięcie głazów procesy kriogeniczne. Ze względu na specyfikę regionu dołącza do nich denudacja chemiczna. Poniżej omówimy procesy i formy charakterystyczne dla wysokogórskich stoków skalno-pokrywowych. W odróżnieniu od stoków pokrywowych-piargowych warstwa zwietrzelinowa otulająca stoki skalno-pokrywowe jest z reguły przeobrażona, to znaczy obok cząstek gruzowych (szkieletowych) zawiera części ziemiste z wierzchnim poziomem bogatym w substancje organiczne. Pokrywy są utrwalone roślinnością z wyjątkiem fragmentów, które są jej pozbawione ze względu na intensywną działalność degradacyjną procesów morfogenetycznych lub ingerencji człowieka.

#### POWOLNE PEŁZNIĘCIE POKRYW ZWIETRZELINOWO-GLEBOWYCH UTRWALONYCH ROŚLINNOŚCIĄ

Proces pełznięcia (soil creep) jest najczęściej określany jako powolny ruch pokrywy zwietrzelinowo-glebowej, zgodny ze spadkiem stoku, na ogół niedostrzegalny na powierzchni, a możliwy do stwierdzenia tylko poprzez długotrwałe obserwacje i pomiary lub na podstawie skutków widocznych w poziomach glebowych i zwietrzelinie. Gdy pełznięcie odbywa się cały rok, mówimy o ciągłym splezywaniu (continous creep wg K. Terzaghi 1950). Może występować na całych powierzchniach stoków przy nawet niewielkich nachyleniach rzędu  $9^{\circ}$  (M. A. Carson, M. J. Kirkby 1972), lecz tylko przy odpowiednich właściwościach fizycznych gruntu. Zdaniem M. Klimaszewskiego (1961) w warunkach klimatu umiarkowanego splezywanie nie jest procesem ciągłym, lecz występuje w okresach cechujących się dużym natężeniem zjawisk hydrologicznych (roztopy, opady deszczowe). Ponieważ podstawową cechą ruchu jest bardzo powolne przemieszczanie często trudne do zmierzenia, trudno definitywnie rozstrzygać o czasie trwania ruchu. Wydaje się, że zarówno ruch ciągły jak i nieciągły mogą zachodzić w obrębie nawet jednego stoku w zależności od jego cech morfometrycznych, typu pokryw i stopnia uwilgocenia. Ruch może odbywać się pod wpływem różnych czynników. Za najważniejszą przyczynę przyjmuje się zmiany wilgotności i temperatury pokryw. Również duże znaczenie przypisuje się działalności lodu w gruncie tworzącego się podczas wnikania fal mrozu w podłoże. Zmiany objętości wywołane zamrażaniem wody w glebie prowadzą do podnoszenia całej warstwy gruntu prostopadle do powierzchni stoku. Podczas tajania grunt

osiada pionowo, a cząstki glebowe zajmują nowe położenie na stoku. Efektem złożonego ruchu cząstek jest przemieszczanie w dół stoku wyróżnione spośród pozostałych sposobów pełznięcia (tylko grawitacyjnego) pod nazwą „frost controlled creeps” (L. F. Sharpe 1938) lub „frost creep” (A. L. Washburn 1967). Spelżywanie spowodowane zmianami stanu skupienia wody w pokrywach jest podstawowym sposobem przemieszczania na stokach skalno-pokrywowych w Tatrach. Świadczy o tym w sposób pośredni zmienność szybkości ruchu wędrujących głązów opisana w dalszej części pracy. Określenie sezonowego tempa spelżywania całych pokryw na stokach Czerwonych Wierchów jest niemożliwe z uwagi na bardzo powolny ruch i stosunkowo mało precyzyjne metody zastosowane do jego pomiaru. Dlatego ograniczono się do przedstawienia szybkości spelżywania w skali rocznej (tab. 14) w oparciu o pomiary wykonane w latach

Tabela 14

Szybkość spelżywania pokryw zwietrzelinowo-glebowych w masywie Czerwonych Wierchów  
Rate of soil creep in the area of Czerwone Wierchy, West Tatra Mts.

Lokalizacja Location				Okres obserwacji Measurement period	Spelżywanie Soil creep (cm/year)	
Stok Slope	Nr stanowiska Plot no.	Nachylenie Slope angle	Ekspozycja i wysokość n.p.m. Exposition and altitude		średnie mean	maksymalne max.
Kopa Kondracka	20	30–32°	NWW, 1970	13 VIII 1966– –16 VIII 1974	0,18	1,7
Wielka Turnia	103	20°	N 1850	16 X 1967– –7 VI 1968	–	0,7
Hala Mała Łąka	113	25°	N 1180	19 IV 1968– –10 VIII 1974	0,20	0,4
Dolny odcinek Doliny Małej Łąki	26, 31	45°	E 1020	16 VIII 1966– –10 VIII 1974	0,28	0,58

1966–1974. Wszystkie dane odnoszą się do ruchu powierzchniowej warstwy 0–7 cm, w której były instalowane metalowe punkty pomiarowe (szpilki).

Stanowiska reprezentują różne warunki geologiczne, klimatyczne i roślinne i tylko ogólnie informują o rzędzie wielkości przemieszczeń. Stanowisko na Kopie Kondrackiej (20) położone jest w piętrze klimatycznym umiarkowanie zimnym na stoku okrytym murawami wysokogórskimi. Zwietrzelina gnejsów andezytowo-biotytowych zawiera 50% części szkieletowych, a resztę stanowi piasek gliniasty lekko pylasty o górnej i dolnej granicy plastyczności 57,57%. Jest to utwór bardzo mało pla-

styczny, a przy dużym uwilgoceniu przechodzący w ruch płynięcia. Miejsce pomiaru znajduje się bezpośrednio ponad płytką niszą niwalną w strefie przejściowej do zwartej murawy. Punkty pomiarowe (szpilki metalowe o długości 5—7 cm) zamontowano w miejscach całkowicie utrwalonych roślinnością i w obrębie mikroteraset gruzowych zwanych soliflukcyjnymi, których krawędzie są porośnięte trawami. Najmniejsze przemieszczenia zbliżone do wartości średniej są charakterystyczne dla miejsc w pełni pokrytych murawą, a wartość maksymalna odnosi się do miejsc z nieciągłą pokrywą i mikrostopniami terasetowymi. W okresie obserwacji stwierdzono rozwój mikroteraset polegający na powiększaniu ich wymiarów (zwłaszcza szerokości) i przemieszczaniu w dół krawędzi. Ostatnim etapem rozwoju mikroteraset było rozerwanie darni utrzymującej gruzową płaszczyznę terasety, rozcięcie przez erozję liniową wód opadowych podczas miesięcy letnich i utworzenie rynny wysłanej gruzem pochodzącym z mikroteraset. Przykładowo podano poniżej zmiany wielkości jednej mikroterasety soliflukcyjnej, na której wystąpiło przemieszczenie maksymalne w okresie 1966—1974. Punkt pomiarowy tkwił w obrębie płaszczyzny 10 cm od krawędzi.

Tabela 15

Rozwój mikroterasety soliflukcyjnej na Kopie Kondrackiej  
Development of solifluction terracette on the Kopa Kondracka

Wymiar (cm) Size	1966	1967	1968	1969	1974
Długość Length	60	60	60	80	rozerwana i rozmyta
Szerokość Width	25	30	30	50	VI. 1973 dissected and washed out
Wysokość Height	30	30	30	30	VI. 1973

Stanowisko 103 położone na Wielkiej Turni posiada podobne warunki klimatyczne jak 20, lecz znajduje się w obrębie skał węglanowych, na których utworzyła się pokrywa złożona z rumoszu i gliny lekkiej silnie spiaszczonej, pylastej o górnej i dolnej granicy plastyczności równej 64,43%. Powierzchnia stoku posiada bogaty mikrorelief jęzorów soliflukcyjnych porośniętych gęstymi murawami i tylko z rzadka występującymi terasetami gruzowymi. Szybkość spełzania w takich warunkach jest przedmiotem ogromnego zainteresowania ze względu na istniejące jęzory lub terasy soliflukcyjne opisane przez A. Jahna (1958), a znane z obszarów polarnych pod nazwami: „turf-banked lobes, solifluction lobes czy nonsorted congelifluction lobes, solifluction terraces”. Pozostaje bowiem otwarte zagadnienie, czy formy te będące w Tatrach reliktem okresu zimnego nadal wykazują aktywność, czy też jako formy pasywne, martwe



ulegają zanikowi. Języki soliflukcyjne na ramieniu Małołączniaka opadającym ku Kotliskom i Wielkiej Turni, chociaż wyraźnie, nie posiadają czoł o brzegach pionowych i przewieszonych, a często czoła opadają łagodną pochyłością i nie wskazują by masa była przemieszczana. Na stanowisku 103 założono linię poprzeczną w stosunku do jezora umocowując pręty metalowe o długości 25 cm. Po rocznym okresie nie stwierdzono ruchu (możliwego do określenia z dokładnością  $\pm 1$  mm) na 20-metrowym profilu złożonym z 4 punktów pomiarowych. Tylko jeden pręt na języku wykazał zmianę położenia o 0,7 cm. Wartość ta została umieszczona w tabeli 15. Jest to jedyny pomiar, który może być brany pod uwagę tylko z ogromną ostrożnością. W niewielkiej odległości od miejsca pomiaru prowadzono obserwacje nad ruchem wędrującego głazu (stanowiska 50). Podczas kilkuletniego okresu pomiarowego głaz posiadający wyraźny tor za sobą i piętrzący wał u czoła przemieszczał się z prędkością 0,14 cm/rok. Ponieważ znajduje się na stoku z bogatym mikroreliefem jezorów soliflukcyjnych, wskazuje, że ruch tych pokryw jest mniejszy niż 0,14 cm/rok. Gdyby ruch był podobny lub większy to utworzona za blokiem rynna o długości 300 cm powinna być zniszczona przez nacierający od góry język, tak jak to ma miejsce w obszarach arktycznych lub subarktycznych (np. na zachodnich zboczach doliny Karkevagge w Laponii). Powyższe spostrzeżenia wskazują na bardzo powolny, niemożliwy do zmierzenia ruch jezorów na Wielkiej Turni lub brak przemieszczeń wskutek spływania. Wyniki zdają się wykluczać istnienie soliflukcji (kongeliflukcji) w pokrywach utrwalonych roślinnością skoro dla tego procesu przyjmuje się prędkości charakterystyczne rzędu 1—5 cm/rok (S. S. Woskresenskiy 1971), a nawet 5—15 cm/rok (P. J. Williams 1968; M. A. Carson, M. J. Kirkby 1972). Według A. Younga (1974) rozmiary soliflukcji są 10—100 razy większe niż spływania, a wskaźnik 0,14 cm/rok mieści się w przedziale określonym dla pełznięcia.

Pozostałe dwa stanowiska znajdują się znacznie poniżej górnej granicy lasu. Punkt pomiarowy 113 założony na morenie bocznej w dnie Doliny Małej Łąki reprezentuje warunki polany śródleśnej okrytej gęstą roślinnością pastwiskową. Podnóże stoku dobrze zasilane w wodę w okresie wiosennym z długo zalegających płatów śniegu (ekspozycja E) na skraju lasu, sprawiało wrażenie, że jest poddane procesowi spływania intensywniejszemu niż stoki przeciwne (Bacugu). Pokrywa posiada górną granicę plastyczności 62,16‰ i dolną 54,04‰. Na podstawie 13 punktów pomiarowych (pręty o długości 7 cm rozmieszczonych co 0,5 m stwierdzono w 6-letnim okresie największe przemieszczenie równe 2,4 cm (0,40 cm/rok); a na 4 punktach nie notowano w ogóle ruchu. Nieco większy ruch zamykający się w przedziale 0—0,58 cm/rok zarejestrowano na najniższym położonym stanowisku (nr 31 i 26). Na stromym stoku erozyjno-denudacyjnym pod Hrubym Regłem okrytym grubym rumoszem wykształciła się pokrywa gliny lekkiej słabo spiaszczonej pylastej. Sta-

Charakterystyka morfometryczna oraz szybkość przemieszczenia wędrujących głazów na stokach Czerwonych Wierchów  
Morphometric characteristics and rate of movement of ploughing blocks on the slopes of Czerwone Wierchy

Nr stano- wiska Site	Wysokość m npm. Altitude Ekspozycja Exposition	Nachylenie stoku Inclination	Rozmiary bloku Size of block (cm)	Waga i objętość bloku Weight and volume (kg) (m <sup>3</sup> )	Długość toru (cm) Lenght of depres- sion (cm)	Wysokość i szerokość kołnierza (cm) Height and width of mound (cm)	Średnie roczne przemieszczenie (cm) Mean annual displa- cement (cm)	Przemieszczenia sezonowe (cm) Seasonal displacements (cm)				Okres obserwacji Measurement period
								X 67—VI 68	VI 68—X 68	X 68—VI 69	VI—X 69	
22	NNE 1920	30	200×120×100	3175 1,27	300	80/50	2,50	3,2	0,4	0,8	0,6	VIII 1966—VIII 1974
23	NNE 1910	30	290×150×100	5750 2,30	500	170/100	0,43	0,2	0,0	0,5	0,0	VIII 1966—VIII 1974
51	NNE 1900	30	270×180×90	5850 2,34	400	80/45	3,25	1,0	1,1	1,4	0,5	VII 1967—VIII 1974
50	NNE 1890	24	180×130×80	2475 0,99	300	70/50	0,14	0,2	0,1	0,1	0,1	VII 1967—VIII 1974
16	S 1860	18	160×55×50	575 0,23	150	25/20	1,12	1,8	0,1	0,0	0,3	VIII 1966—VIII 1974
114	S 1740	28	170×70×60	800 0,32	100	35/20	0,90	—	0,0	0,1	—	V 1968—VIII 1974
57	N 1640	24	200×170×130	5850 2,34	150	34/20	0,95	0,3	0,0	0,7	0,6	VII 1967—VIII 1974
59	W 1500	20	110×80×70	800 0,32	150	50/35	0,83	0,5	0,0	0,0	0,2	VII 1967—VIII 1974
100	SW 1310	26	100×80×60	625 0,25	100	30/30	1,97	2,0	0,1	1,6	0,3	X 1967—VIII 1974
106	SW 1310	28	70×50×30	125 0,05	80	15/15	1,30	—	0,1	1,1	0,3	IV 1968—VIII 1974
107	SW 1310	28	170×90×70	1375 0,55	180	45/20	2,63	—	0,6	1,3	0,7	IV 1968—VIII 1974
108	SW 1310	30	130×90×60	925 0,37	60	35/40	1,15	—	0,0	0,6	0,1	IV 1968—VIII 1974
28	W 1290	25	300×150×130	7750 3,10	400	30/30	1,58	—	0,0	1,8	0,1	IV 1968—VIII 1974
29	W 1280	24	140×80×65	1825 0,73	170	70/50	1,05	—	0,1	1,9	0,3	IV 1968—VIII 1974
64	W 1270	26	80×70×50	350 0,14	130	35/70	0,23	—	0,1	0,0	0,5	IV 1968—VIII 1974
65	W 1270	25	200×190×100	5025 2,01	400	50/50	2,68	—	0,9	1,3	0,8	IV 1968—VIII 1974
66	W 1270	25	100×90×70	825 0,33	200	35/40	0,73	—	0,0	0,5	0,1	IV 1968—VIII 1974
67	W 1270	25	90×70×40	325 0,13	100	brak	0,60	—	0,0	0,4	0,1	IV 1968—VIII 1974
68	W 1270	22	110×70×20	200 0,08	200	brak	1,45	—	0,0	0,6	0,2	IV 1968—VIII 1974
69	W 1270	32	75×75×40	300 0,12	120	25/25	0,56	—	0,0	0,1	0,3	IV 1968—VIII 1974
30	W 1260	15	65×65×50	275 0,11	140	40/30	0,43	—	0,0	0,8	0,2	IV 1968—VIII 1974
97	E 1250	32	180×140×130	4325 1,73	200	brak	1,37	1,2	0,2	0,9	0,1	X 1967—VIII 1974
19	NW 1235	18	160×100×90	1900 0,76	100	30/30	2,35	2,8	1,1	1,4	0,6	VIII 1966—VIII 1974
109	E 1195	22	100×100×90	1175 0,47	300	35/30	1,30	—	0,0	1,0	—	IV 1968—V 1969
110	E 1195	24	130×70×60	725 0,29	200	50/50	1,06	—	0,2	1,0	0,1	IV 1968—VIII 1974
111	E 1195	30	210×120×70	2325 0,93	200	40/30	0,78	—	0,1	0,8	0,1	IV 1968—VIII 1974
112	E 1195	28	180×160×120	4575 1,83	180	60/40	1,71	—	0,2	0,8	0,1	IV 1968—VIII 1974
27	NW 1160	34	130×100×70	1200 0,48	140	50/25	1,00	1,6	0,1	0,3	0,0	X 1967—X 1969
74	NW 1160	34	110×100×70	1025 0,41	60	35/25	2,41	2,8	0,1	1,6	0,2	X 1967—VIII 1974
34	NE 1130	38	135×100×80	1420 0,57	60	35/30	0,80	—	0,1	0,0	0,4	IV 1968—X 1969

nowisko położone w lesie świerkowym posiada w podłożu dużą zawartość substancji organicznych, a więc gleba jest bardzo porowata o dolnej i górnej granicy plastyczności równej 75,92%. Punkty pomiarowe rozmieszczone były również co 0,5 m na linii poprzecznej do spadku o długości 8 m.

Wskaźniki spęływania pokryw na stokach Tatr węglanowych są bardzo niskie bez względu na wysokość nad poziom morza i rodzaj pokrycia roślinnego. Mimo że jest to proces obejmujący całe powierzchnie stoków skalno-pokrywowych lub pokrywowych (moreny) bogatych w części ziemiste, nie obserwowano współczesnego tworzenia mikrorzeźby w postaci zmarszczek, nabrzmień, obniżeń i pęknięć świadczących o pełnięciu. Jednak nowe obserwacje A. Jahna i M. Cielińskiej (1974) z terenu Karkonoszy pokazują, że mikrorzeźba złaziskowa nie koniecznie musi powstać na stokach, gdzie pełnie zwietrzelina wraz z płaszczem roślinnym. Obserwacje i pomiary wykonane na stokach Czerwonych Wierchów są nieliczne i nie obejmują różnych fragmentów stoków, zwłaszcza takich, które są bardzo obficie i długo zaopatrywane w wodę z topniejących płatów śnieżnych. Należy przypuszczać, że spęływanie w dnach starych, dziś zapłyniętych rynien korazyjnych położonych w strefie granicy lasu i w piętrach leśnych, jest większe, rzędu kilku centymetrów na rok, chociaż trudno zgodzić się z poglądem T. Gerlacha, że powyżej granicy lasu pokrywa darniowa wędruje z szybkością do 10 cm/rok (M. Klimaszewski 1961). Również pomiary M. Kłapy (1966) w rejonie Kasprowego Wierchu, wykazujące ruch kołków wbitych na głębokość 40—45 cm o 1—5 cm/dobę, a rocznie kilka do kilkunastu cm, są trudne do przyjęcia jako reprezentacyjne, skoro teren był w okresie pomiarów intensywnie wykorzystywany przez pasterstwo i objęty ruchem turystycznym. Zastrzeżenia te uczynił sam autor notatki. Najwyższy wskaźnik otrzymany w obszarze Czerwonych Wierchów (1,7 cm/rok) odnosi się do obszaru położonego w piętrze klimatycznym umiarkowanie zimnym, szybko odślanianego spod zimowego śniegu (wczesne roztopy insolacyjne i przez to kilkakrotne odślanianie i pokrywanie stoku śniegiem w okresie przedzimia i przedwiośnia). Stoki te podlegają modelowaniu przez procesy kriogeniczne prowadzące do osłabienia zwartej roślinności murawowej. O spęływaniu w tym piętrze decydują zmiany stanu skupienia wody w pokrywach pod wpływem wahań temperatury około 0°C (frost creep) i uwilgocenia podczas okresów roztopowych częstszych niż na stokach o ekspozycji przeciwnej (wschodniej) i północnej. W lasach reglowych spęływanie zachodzi na stokach leśnych i polanach śródleśnych, a wskaźniki nie świadczą o wyraźnym zróżnicowaniu szybkości ruchu. Nieco wyższe wskaźniki na stanowisku najniższym (1020 m n.p.m.) są z pewnością związane z dużym nachyleniem stoku.

Pomiary szybkości spęływania prowadzono w różnych obszarach wysokogórskich i polarnych kuli ziemskiej przy użyciu różnych metod

i technik. Wyniki badań są więc dość rozbieżne, gdyż w zależności od rodzaju użytych punktów odniesienia (długość szpilek) dotyczą albo ruchu powierzchniowego, albo ruchu warstwy przypowierzchniowej o różnej miąższości. Ogólnie panuje przekonanie, poparte pomiarami, że pełznięcie obejmuje nie tylko powierzchniową warstwę, ale sięga do głębokości 40—50 cm, a nawet 80 cm. J. B. Benedict (1970) zestawiał 71 prac z obszarów arktycznych, subarktycznych i alpejskich i obliczył, że średnia szybkość spełzywania na stokach pokrytych płaszczem roślinności murawowej wynosi 2,7 cm/rok. Jego własne badania w piętrze alpejskim Colorado (Niwot Ridge) wykazały przemieszczenia 0,4—4,3 cm/rok w obrębie języków soliflukcyjnych i teras, a wglębny ruch był możliwy do stwierdzenia do głębokości 50 cm. Dziesięcioletnia seria obserwacyjna przemieszczeń gleby w Karkonoszach wykazała średni ruch powierzchniowy 0,3—0,6 cm/rok (A. Jahn, M. Cielińska 1974), przy czym nachylenie nie odgrywało roli (16—39°) w zróżnicowaniu szybkości pełznięcia. Autorzy ci sądzą, że ilość punktów pomiarowych (osiem) była za mała dla wykazania zależności między przemieszczeniem a spadkiem, albo że cechy fizyczne pokryw odgrywają ważniejszą rolę. Wskaźniki określone dla Tatr węglanowych zajmują położenie pośrednie między wskaźnikami określonymi dla obszarów arktycznych i wysokogórskich a wskaźnikami charakterystycznymi dla obszarów umiarkowanych i półsuchych, dla których dane zebrane w 45 pracach zestawiał J. Benedict (1970). Obliczył on wartości średnie ruchu powierzchniowego 0,1 cm/rok, a maksymalne 1,4 cm/rok dla stoków pokrytych roślinnością trawiastą lub lasem. Podobne cyfry podaje A. Young (1974). Jeśli więc wskaźnik tatrzański w masywie Czerwonych Wierchów nie jest przypadkowy (z uwagi na niewielką ilość pomiarów), to intensywność spełzywania w tym obszarze wskazuje na pośrednie właściwości dynamiczne procesu lokalizujące go między wysokogórskimi obszarami alpejskimi i arktycznymi a obszarami o klimacie umiarkowanym.

#### WĘDRUJĄCE GŁAZY

O ile spełzywanie pokryw glebowo-roślinnych jest procesem ekstenywnym, działającym na całych stokach, to wędrujące glazy nie mają tego znaczenia morfodynamicznego z powodu punktowego oddziaływania na pokrywę. Rozważanie dynamiki wędrujących głazów jest pomimo to bardzo istotne, bo pozwala na określenie górnej granicznej szybkości pełznięcia pokryw. Głazy spoczywające na <sup>■</sup>stoku, jeśli wykonują ruch szybszy niż pokrywy zwietrzelinowo-glebowe, tworzą charakterystyczny mikrorelief, na który składają się wał przed czołem i rynna poza nim, znacząca przebyta drogę. Blok skalny tkwiący w pokrywie wykonuje podczas ruchu pracę podobną do pracy pługa wyorywując bruzdę erozyjną i odkładając na boki piętrowny materiał. Z tego względu nadano im

nazwę (L. Tufnell 1969,-1972) bloki orające (ploughing blocks), odróżniając je w ten sposób od tzw. wędrujących głazów (Wanderblock, travelling, migrating, gliding block), które to nazwy sugerują wędrowkę w ściśle określonym kierunku lub są użyte dla określenia głazów eracyjnych. Zastosowana nazwa — bloki orające — jest bardzo trafna i pozwala jednocześnie odróżnić pełznące głazy częściowo zanurzone w zwierzelinie o ruchu uwarunkowanym w dużym stopniu charakterem pokryw, od innych typów ruchu, np. ślizgowego lub toczonego po powierzchni, który chociaż odbywa się w inny sposób, to bywa włączany do tej samej kategorii zjawisk morfogenetycznych. Znane są również głazy wędrujące wolniej niż otoczenie, ale wtedy rozmieszczenie towarzyszących mikroform jest odwrotne. W naszych rozważaniach zachowamy tradycyjną nazwę (wędrujący głaz), ale zajmujemy się tylko blokami odpowiadającymi nazwie „ploughing block”, mimo że wielokrotnie znajdowano w masywie Czerwonych Wierchów bloki leżące na powierzchni, których szybkość przemieszczania znacznie przekraczała wskaźniki szybkości ruchu bloków orających. Uściślenie pojęć jest więc również istotne dla właściwego porównania wskaźników w różnych warunkach klimatycznych.

Wędrujące bloki były przedmiotem zainteresowań badaczy od z górą 70 lat. Pierwsze spostrzeżenia poczyniono w górach Skandynawii, a od lat 30-tych opisano je wielokrotnie w innych obszarach górskich kuli ziemskiej, a zwłaszcza w Alpach. Stwierdzono, że optymalne warunki dla egzystencji bloków orających występują w mniej surowych regionach peryglacialnych, gdzie grunt jest tylko okresowo przemarznięty (L. Tufnell 1972). Według H. Posera (1954) wędrowka głazów jest wynikiem geliflukcji. J. Schmid (1958) wiąże ruch z pełznięciem mrozowym (frost creep), a A. L. Washburn (1973) czyni obydwie procesy odpowiedzialnymi za przemieszczanie głazów. Natomiast zdaniem A. Jahna (1958) wędrujące głazy nie należą do zjawisk peryglacialnych w ścisłym tego słowa znaczeniu, gdyż procesy kriogeniczne nie mają decydującego wpływu na szybkość przemieszczania.

W masywie Czerwonych Wierchów spotyka się wędrujące głazy od wysokości około 1100 m n.p.m. po najwyższe szczyty, tj. do 2100 m n.p.m. Zawsze są związane ze stokami skalno-pokrywowymi lub pokrywowymi, bogatymi w składniki mineralne o frakcji ziemistej z wykształconą glebą rędzinową, okrytymi roślinnością murawową powyżej granicy lasu a zbiorowiskami łąk kośnych i pastwisk w piętrach reglowych. Las jakkolwiek przeciwdziała przemieszczaniu głazów, to jednak nie stabilizuje głazów całkowicie, przynajmniej w obrębie stoków o przerzedzonym drzewostanie. Dolna granica występowania głazów nie pokrywa się więc z górną granicą lasu i granicą występowania zjawisk peryglacialnych. Bloki podlegające przemieszczaniu pochodzą ze ścianek skalnych znajdujących się w obrębie stoków skalno-pokrywowych (np. profile V-2, XII-7)

i często po odpadnięciu wykonały pewną drogę ruchem toczącym, by po zatrzymaniu się na powierzchni stoku okrytego murawami rozpocząć wędrówkę powolnym ruchem pełznącym. Przebytą drogę od momentu złożenia znaczy rynna za blokiem rozpoczynająca się w pewnej odległości od ścianki, prawie zawsze zarośnięta trawami. O dwufazowym ruchu bloku świadczy wyraźny, nierozmyty początek toru. W niższych położeniach, tj. w strefie moren czołowych i bocznych, są to bloki, które po złożeniu moreny znalazły się na powierzchni. Trudno określić czy wykonują ciągły ruch od momentu złożenia moren, ponieważ brak długich, kilkudziesięciometrowych torów znaczących ich drogę. Tory mogły jednak ulec zniszczeniu wskutek innych procesów degradacyjnych, gdyż często rynna zanika stopniowo. Wędrujące bloki z reguły są zorientowane osią długą zgodnie z nachyleniem stoku i występują na stokach o nachyleniu  $15\text{--}38^\circ$  przy wszystkich możliwych ekspozycjach. Przedział optymalnych nachyleń wyznaczony w obszarach alpejskich  $10\text{--}30^\circ$  (L. Tufnell 1972) dość dobrze odpowiada granicom nachyleń w masywie Czerwonych Wierchów. Szerszy przedział nachyleń stoków charakterystycznych dla pełznięcia głazów ustalono między  $5\text{--}50^\circ$ .

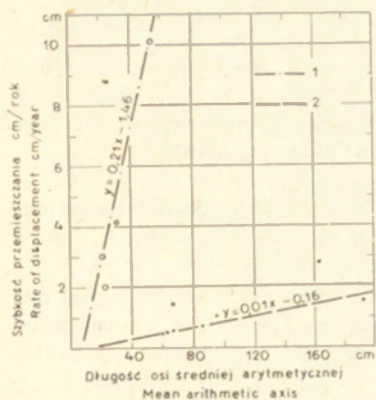
Tabela 16 zawiera cechy morfometryczne 30 bloków wziętych pod obserwację. Przedmiotem zainteresowania było zróżnicowanie ruchu w piętrach klimatycznych i roślinnych oraz sezonowa zmienność szybkości. W świetle przeprowadzonych pomiarów rysują się następujące prawidłowości.

Ruch bloku może odbywać się w kilku fazach:

- faza odpadnięcia i toczenia,
- faza pełznięcia po powierzchni,
- faza właściwego pełznięcia bloku zarytego w pokrywie,
- faza przyhamowania ruchu wskutek nadmiernego pogrążenia bloku w zwietrzelinie lub nadmiernego tarcia o płytko zalegające podłoże, aż do całkowitego zaniku ruchu.

Nie każdy blok przechodzi przez wszystkie fazy. Pierwsza faza nie dotyczy bloków złożonych przez lodowiec na morenie, chociaż mogą się przemieścić ruchem toczącym, podczas gwałtownych zjawisk hydrometeorologicznych. Wtedy faza pełznięcia właściwego może być przerwana. Gdy głaz wyruszony ze swego położenia stoczy się na pewną odległość powtórnie przechodzi dwie fazy poprzednie. Ruch taki obserwowano podczas katastrofalnego wiatru fenowego w maju 1968 r. przy powstawaniu powalów w przerzedzonym lesie w Bacugu. W fazie powierzchniowego ruchu ślizgowego głazy przemieszczają się kilkakrotnie szybciej niż podobnej wielkości bloki orające (ryc. 17). Jednak powierzchniowy ruch ślizgowy mierzono na stoku o większym nachyleniu ( $32^\circ$ ).

Stwierdzono wprost proporcjonalną statystyczną zależność między wagą (wielkością) bloków a szybkością pełznięcia. Dla ośmiu bloków o identycznych warunkach podłoża zgrupowanych blisko siebie na Wyż-



Ryc. 17. Zależność między szybkością przemieszczania głazów orających (2) i pełznących powierzchniowo (1) a wielkością bloków

1 — bloki Na Wyżniej (nr 28—30, 64—69) na stoku o nachyleniu 22—26°; 2 — bloki na stanowisku 4 w obrębie stoku o nachyleniu 32°

Relationship between the rates of movement of ploughing blocks (2), blocks sliding on surface (1) and sizes of blocks

niej stwierdzono związek korelacyjny  $r = 0,79$ . Większe bloki wędrują szybciej. Jest to wniosek przeciwny od wyprowadzonego przez L. Tufnell (1972) na podstawie pomiarów w górach północno-zachodniej Anglii (Moor House Reserve, Westmorland). L. Tufnell przyjmuje, że jedną z podstawowych przyczyn ruchu jest podnoszenie bloków prostopadle do powierzchni gruntu przez ruchy mrozowe (frost heave) i zmiana ich położenia po rozmarznięciu. W Tatrach autor nie znalazł żadnych dowodów na mrozowe podnoszenie głazów i z uwagi na wielkość i ciężar bloków wyklucza taki mechanizm.

Ruch bloków w masywie Czerwonych Wierchów jest powolny i zamykający się w przedziale 0,14—3,25 cm/rok. Arytmetyczna średnia roczna dla 30 bloków wynosi 1,3 cm. Wartości podobnego rzędu (1—2 cm/rok) notowano w Alpach (A. Pissart 1964), a nieco większe (5—7,5 cm/rok) w północno-zachodniej Anglii (L. Tufnell 1969, 1972). W profilu pionowym Tatr od 1130 do 1920 m n.p.m. nie obserwuje się zróżnicowania szybkości ruchu, które by mogło być wyjaśnione surowością klimatu w piętrach. Górna granica lasu nie stanowi granicy o znaczeniu dynamicznym.

Obserwacje tatrzańskie nie pozwalają na wykazanie związku między szybkością pełznięcia głazów a nachyleniem stoku, chociaż związek taki jest oczywisty. Nie stwierdził go też A. Pissart (1964) w Alpach i A. Jahn i M. Cielińska (1974) w Karkonoszach, z uwagi na zbyt małą ilość danych. We wschodnich Karpatach Fliszowych wykazał jego istnienie K. Pękała (1969).

Własności fizyczne pokryw, po których wędruje głaz są istotnym elementem wpływającym na wielkość ruchu. Zwietrzelina o dużej liczbie plastyczności ułatwia ruch już przy niewielkiej ilości wody w pokrywie. Tabela 17 pokazuje jednak, że utwory pokrywowe Czerwonych Wierchów mają bardzo wysoką dolną granicę plastyczności i niski wskaźnik plastyczności, co czyni je mało podatnymi na ruchy masowe typu „creep”. Tylko w przypadku gliny (stan. 74) budującej morenę czołową dolna

Tabela 17

Gatunek gleby (wg P. T. Gleb.) i właściwości plastyczne na wybranych stanowiskach wędrujących głazów

Mechanical classification of soils (fine earth only) after Polish Soil Science society, and plastic properties within nearest surrounding of some ploughing blocks

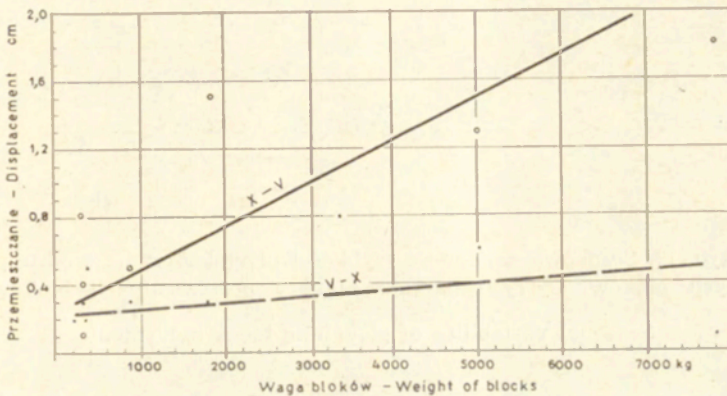
Stanowisko Location	Nazwa grupy mechanicznej Mechanical classification	Dolne granice plastyczności Lower limit of plasticity %	Wskaźniki plastyczności Plasticity index	Średnie roczne przemieszczenie głazu (cm) Mean annual rate of movement of ploughing block (cm)
22	glina średnia, pylasta	62,34	0,00	2,50
50	glina lekka, silnie spiaszczona pylasta	64,43	0,00	0,14
16	glina ciężka	44,82	10,85	1,12
107	glina ciężka	48,90	0,00	2,63
109	glina ciężka	54,04	8,12	1,30
110	glina ciężka	54,04	8,12	1,06
111	glina ciężka	54,04	8,12	0,78
112	glina ciężka	54,04	8,12	1,71
74	glina lekka, silnie spiaszczona	19,79	0,00	2,41

granica plastyczności jest niska, a pokrywa łatwo ulega upłynnieniu. Wskaźniki plastyczności nie są skorelowane ze wskaźnikami przemieszczeń bloków i świadczą o złożonym zespole przyczyn wywołujących ruch.

Pytanie o ciągłość ruchu w skali jednego roku jest równocześnie pytaniem o przyczyny i mechanizm przemieszczania głazów. Jeśli jest to proces typowy dla warunków peryglacjalnych, to powinien być stwierdzany, przynajmniej w niższych położeniach nad poziom morza tylko w okresach zimniejszych — w półroczu zimowo-wiosennym, a lato i jesień kalendarzowa powinny cechować się stagnacją. Wskaźniki sezonowego przemieszczania zamieszczone w tabeli 21<sup>o</sup> wskazują, że pewne bloki wykonują ciągły, choć zróżnicowany pod względem szybkości ruch, niezależnie od pory roku, a inne wędrują tylko w okresie roztopów wiosennych. Bloki o ciągłym ruchu wykonują największą drogę w skali roku rzędu 1,0—3,5 cm. Okresem najaktywniejszych ruchów jest półrocze zimowo-wiosenne. Obecność pokrywy śnieżnej uniemożliwia stwierdzenie, w jakim stopniu przemieszczenie miało miejsce w zimie. Na efekt półroczna zimowo-wiosennego składał się przede wszystkim okres roztopów, gdyż grunt podczas zimy był przemarznięty lub posiadał temperaturę około 0°C. Dopiero podczas roztopów może nastąpić ruch wywołany przez pełznięcie pokryw typu „frost creep”, lecz bez podnoszenia głazu.



Brak pełnienia mrozowego w pokrywach jest przyczyną wolniejszego przemieszczania nawet wielkich bloków w półroczu letnio-jesiennym (ryc. 18) skoro jest to okres największych opadów deszczowych (lipiec)



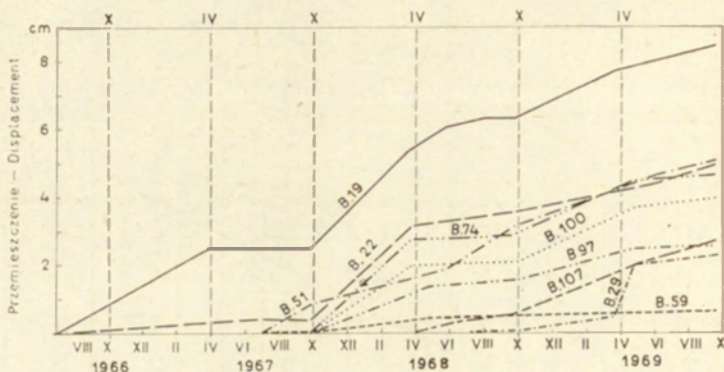
Ryc. 18. Zależność między tempem przemieszczania bloków wędrujących i ich wagą. Dane dla bloków zgrupowanych w wysokości 1260—1290 m npm.

Relationship between the rates of movement of ploughing block and their weight for two periods (May-October, October-May)

i znacznego uwilgocenia pokryw. Bloki wolno pełnące (0,14—1,0 cm/rok) nie pełną w półroczu letnio-jesiennym. Prawdopodobnie nawet duża ilość wilgoci gruntowej nie jest wtedy wystarczająca dla osiągnięcia stanu plastyczności w najbliższym otoczeniu bloków zwłaszcza, że dolna granica plastyczności jest wysoka, rzędu 50—60%.

Rycina 19 przedstawia w sposób kumulatywny wielkość przemieszczeń wybranych bloków, położonych w różnych wysokościach nad poziom morza. Nieciągły ruch bloków wskazuje, że mamy do czynienia z procesem nie związanym ściśle z warunkami surowego klimatu wysokogórskiego lub arktycznego. Potwierdza to spostrzeżenie A. Jahna (1958) mówiące, że nie jest to zjawisko peryglacialne sensu stricto. Wędrujące bloki są znane z obszarów o klimacie umiarkowanym i ze środowisk tropikalnych. Stwierdzony okres nasilenia ruchu bloków w okresie roztopowym podkreśla jednak wpływ procesów kriogenicznych w pokrywach na wędrowkę gładów.

Wskaźniki rocznych przemieszczeń pozwalają przyjąć, że pełnienie pokryw zwietrzelinowych, które jest wg A. Jahna i M. Cielińskiej (1974) 2,5—9 razy wolniejsze od ruchu bloków, jest istotnie niewielkie, jak to pokazano poprzednio i w żadnym przypadku nie przekracza 3 cm/rok. Sezonowa zmienność ruchu gładów potwierdza pogląd M. Klimaszewskiego (1961), że pełnienie pokryw zwietrzelinowo-glebowych jest procesem nieciągłym.



Ryc. 19. Sezonowa zmienność szybkości przemieszczania wędrujących bloków. Cyfry oznaczają numery poszczególnych bloków

#### Seasonal variability of ploughing block movements

Wędrujące głązy zawsze posiadają rynną znaczącą przebytą drogę lub jej część. Największa długość toru równa 5 m nie jest wielką w porównaniu z podobnymi formami w innych górach. W górach Skandynawii, w Alpach i Apeninach opisywano rynny o długości do 25 m. W górach północnej Walii stwierdzono długość rynien do 13 m (R. Goodier, D. F. Ball 1969). Ci ostatni przyjmują, że głązy wykazywały największą dynamikę podczas małej epoki lodowej, która w Anglii przypadała na lata 1550—1750. W Tatrach rynnom o podobnej długości odpowiadają różne wskaźniki przemieszczeń. Na przykład za blokami nr 22 i 50 znajdują się rynny o długości 300 cm. Gdyby przyjąć, że obecna średnia prędkość była zawsze taka sama, to w pierwszym przypadku tor powstałby w okresie 120 lat, a w drugim podczas 1500 lat. Nie ma żadnego uzasadnienia dla oceny, jaka część holecenu była korzystna dla przemieszczania głązów skoro nie znamy zróżnicowania ruchu nawet w okresie kilkudziesięciu lat, a długość rynien nie pozostaje w relacji do wskaźników ruchu.

#### MORFOGENETYCZNA DZIAŁALNOŚĆ ŚNIEGU

Morfologiczna działalność śniegu była od dziesiątków lat przedmiotem zainteresowania badaczy alpejskich i arktycznych, a i obecnie poświęca się jej sporo uwagi. Mimo wielu studiów z różnych obszarów kuli ziemskiej pewne aspekty morfologicznego oddziaływania pokrywy śnieżnej na podłoże są nadal nie wyjaśnione i dyskusyjne. Wpływ pokrywy śnieżnej na podłoże jest w obszarach o klimacie zimnym tak wielki, że wśród trzech podstawowych systemów ewolucji form tych obszarów jeden nazwano systemem niwacyjnym (J. L. Davies 1969). Śnieg oddziałuje w sposób bezpośredni, gdy przemieszcza się gwałtownie w postaci lawin

lub powoli pełźnie czy ślizga się po stoku. Działalność pośrednia uwiadcza się przy nieciągłej pokrywie i polega na stwarzaniu wokół długo zalegających płatów śnieżnych mikroklimatu sprzyjającego rozwojowi całego zespołu procesów erozyjno-denudacyjnych zwanego niwacją. Najbardziej kontrowersyjna jest wycena efektywności, a więc i morfologicznej ważności procesów związanych z zaleganiem pokrywy śnieżnej.

Lawiny śnieżne jako zjawisko groźne dla człowieka zawsze wywierają ogromne wrażenie sugerując, że ich rola w modelowaniu rzeźby górskiej jest dominująca. Zdaniem szeregu autorów lawiny tworzą specyficzne mezoformy w obrębie stoków i den dolinnych (m. in. A. Allix 1924; T. K. Tuszyńskiej 1949; A. Rapp 1959; M. I. Iwieronowa 1962a), a A. Rapp (1960a) twierdzi nawet, że erozja lawinowa może mieć znaczny wpływ na główne cechy rzeźby wielu wysokich gór i być przyczyną asymetrii zboczy zachodnich i wschodnich (przy przeważającej cyrkulacji wiatrów zachodnich). Wskaźniki lawinowej degradacji stoków są wysokie. A. Rapp (1960a) podaje, że rocznie 15,4 t/km<sup>2</sup> zwietrzeliny jest usuwane przez lawiny gruntowe w Szwedzkiej Laponii a M. I. Iwieronowa (1962a) obliczyła wskaźnik cofania zboczy skalnych w Tień-Szanie 0,002—0,49 mm/rok, przewyższający wskaźniki cofania wskutek opadania i obrywów.

Świeży śnieg osuwający się ze zboczy tworzy lawiny pyłowe nie mające znaczenia morfogenetycznego, a nie każda lawina gruntowa transportuje zwietrzelinę. Duża częstotliwość występowania lawin na stoku nie świadczy o jego silnej degradacji. Dotyczy to zwłaszcza stromych stoków i ścian skalnych. Z wyprowadzonej relacji między nachyleniem stoku a miąższością pokrywy śnieżnej wynika, że przy nachyleniu 50° lawiny mogą wystąpić już przy utworzeniu warstwy śniegu o miąższości 5 cm. Dla stoków o nachyleniu 30° miąższość krytyczna wynosi 15 cm, a dla 28° — 40—50 cm (C. Embleton, C. A. M. King 1968). Większe masy śniegu mogą gromadzić się tylko na stokach o mniejszych nachyleniach. W Tatrach stoki o nachyleniach 20—30° silnie rozczłonkowane systemami ryńien korazyjnych zbieżnych posiadają warunki dla gromadzenia i uruchamiania dużych mas śniegu. Najwyższe partie Tatr Wysokich o klasycznej rzeźbie glacialnej są zaliczone do obszarów mniej lawiniastych. Również w Dolinach Małej Łąki i Miętusiej na urwiskach skalnych Wielkiej Turni, Mnichowych Turni i Krzesanicy nie notuje się tak dużej ilości lawin, jak w innych dolinach Tatr Zachodnich słabiej przeobrażonych przez lodowce (np. Dolina Bystrej, górna część Doliny Kościeliskiej i Chochołowskiej).

Rolę lawin śnieżnych w przemieszczaniu gruzu na stokach piargowych przedstawiono w rozdziale poprzednim. Stok pokrywowy, na którym dokonano pomiarów jest często nawiedzany przez lawiny śnieżno-gruzowe dzięki specyficznym właściwościom stoku skalnego wznoszącego się ponad nim i nie reprezentuje przeciętnych (pod względem częstotliwości) wa-

Częstotliwość występowania lawin w Dolinach Małej Łąki, Strążyskiej i Białego (wg M. Kłapowej 1969)  
 Frequency of avalanches in the valleys of Mała Łąka, Strążyska and Biały (after M. Kłapow 1969)

Rok — Year	XII	I	II	III	IV	V	VI	Suma Total
1965/1966	0	2	2	3	9	0	0	16
1966/1967	0	0	2	6	2	0	0	10
1967/1968	0	2	0	5	3	0	0	10

runków. Tylko niektóre fragmenty stoków i ścian są często nawiedzane przez lawiny śnieżno-gruzowe, zdolne do wykonania dużej pracy geomorfologicznej. Są to fragmenty rzeźby zbudowane ze skał mało odpornych na wietrzenie fizyczne (np. łupki urgońskie w Żlebie Zagon) albo założone na strefach spękań, dyslokacji lub kontaktów tektonicznych. W takich miejscach czysto śnieżne lawiny śniegu mokrego podczas ruchu zbierają luźny gruz zgromadzony w dnach rynien korazyjnych, transportują i składają na przedpolu, tj. na stożku usypiskowym lub usypiskowo-napływowym. Praca erozyjna lawin jest mniejsza niż praca transportowa. Dna żlebów są pogłębiane wskutek działania zespołu procesów: odpadania ze zboczy i akumulacji w dnach rynien oraz wyprzątania przez lawiny. Lawiny w obszarze Czerwonych Wierchów bardzo rzadko są bogate w gruz skalny i zwietrzelinę drobnoziarnistą. W 8-letnim okresie obserwacyjnym zarejestrowano tylko jedną wielką lawinę gruntową w Żlebie Zagon (w I połowie maja 1967 r.), która wyprzątęła ze skalnych partii żlebu i złożyła w położej, dolnej części stoku masę równą 225,2 m<sup>3</sup>. Całkowita długość strefy depozycji wyniosła 200 m, a szerokość 70 m. W tym samym czasie z wapiennych zboczy Małego Giewontu (profil XI) obsunęła się lawina śnieżno-gruntowa, która na powierzchni 200 m<sup>2</sup> u podstawy Siadłej Turni zdeponowała zaledwie 0,51 m<sup>3</sup> gruzu. Inne obserwowane jęzory u podnóży stoków wapiennych zawierały mniejsze ilości gruzu. Obserwacje wykonane w Tatrach Polskich świadczą o dużej roli morfogenetycznej lawin, lecz ograniczonej do niewielkich obszarów. Oczyszczanie żlebów z ruchomego gruzu, transport i akumulacja na stokach piargowych to główne przejawy tej działalności. W obszarze Czerwonych Wierchów nie znaleziono dowodów na erozyjną działalność lawin w obrębie stoków skalno-pokrywowych, chociaż w podobnych geologicznie i geomorfologicznie Tatrach Bielskich R. Midriak (1972) stwierdził takie oddziaływanie. Modelowanie stoków tatrzańskich przez lawiny śnieżne jest niewielkie w porównaniu z oddziaływaniem innych procesów. Również porównanie skutków działalności lawin w Tatrach i innych obszarach górskich Europy sugeruje większą ich efektywność w Alpach i górach Skandynawii. Alpy z racji swego położenia w strefie ścierania się mas

powietrza zwrotnikowego i polarnego w stosunkowo niewielkiej odległości od oceanu otrzymują gwałtowne i bardzo wysokie opady często mokrego śniegu nie notowane w Tatrach. Alpejskie tory lawin są długie, rzędu tysiąca i więcej metrów, a zsuwająca się masa śniegu może zbierać wielką ilość gruzu (nawet 2000 m<sup>3</sup> i więcej) i uzyskiwać duże prędkości. W Tatrach Polskich największe notowane różnice wysokości torów lawinowych (od punktu najwyższego, tj. miejsca oderwania, do najniższego, tj. czoła jezora) wynoszą według K. Chomicza (Tatrzański Park Narodowy, Mapa turystyczna 1 : 30 000) około 900 m, a przeciętnie 300—400 m. W górach Skandynawii i częściowo w Alpach występują lawiny śniegu mokrego o konsystencji płynnej masy (slush avalanches) posiadające wielką kompetencję, a więc zdolne do transportowania wielkich głazów nawet przy nachyleniach poniżej 20°. W Tatrach ten typ lawin jest nieznan. Dlatego zdaniem autora wskaźniki degradacji i agradacji stoków przez lawiny są mniejsze niż obliczone przez A. Rappa dla gór Skandynawii. W literaturze nadal brak danych reprezentacyjnych dla większych obszarów wysokogórskich, które by pozwoliły na wycenę morfogenetycznej roli lawin. Należy zasygnalizować istnienie pośredniego oddziaływania lawin na podłoże. Lawiny tatrzańskie rodzące się nieco ponad górną granicą lasu wkraczając w teren zalesiony łamią i przewalają drzewa. Materiał glebowo-zwierzelinowy przemieszcza się wtedy na systemie korzeniowym, a na stoku powstaje mikrorelief kopczyków i zagłębień podobnych jak podczas huraganowych wiatrów fenowych (A. Kotarba 1970a).

N i w a c j a rozumiana jako zespół procesów towarzyszących płatom śnieżnym jest ograniczona do niewielkich powierzchni stokowych. Miejscami długiego zalegania śniegu są formy wklęsłe w obrębie stoków i strefy załomów wklęsłych, zwłaszcza w miejscach ocienionych, a także położone po zawietrznej stronie grzbietów. Problem pełnienia samego płatu śnieżnego i wykonywanie przezeń pracy erozyjnej został naszkicowany w rozdziale poprzednim. W świetle dowodów zebranych w niektórych obszarach wysokogórskich nie da się wykluczyć poglądu o mechanicznym oddziaływaniu śniegu na podłoże. Jest ono jednak możliwe tylko w pewnych specyficznych warunkach, opisanych najlepiej przez Costina *et al.*, (1964, 1973) w australijskich Górach Śnieżnych. Powolny ślizgowy ruch śniegu stwierdzono w cyrku glacialnym o wygładzonych powierzchniach skalnych przy gęstościach śniegu 0,50—0,75 g/cm<sup>3</sup>. Bloki skalne przemieszczone na odległość do 280 cm w ciągu roku zarysowały podłoże tworząc tory (rysy) świadczące o erozji niwalnej. Wysoka gęstość pokrywy w Górach Śnieżnych jest związana z oceanicznym pochodzeniem mas powietrza dających opady śniegu w półroczu chłodnym. W warunkach tatrzańskich takie gęstości osiąga pokrywa tylko późnym latem (sierpień, wrzesień) w obrębie nielicznych płatów zanikających, a gęstość roztopowa (krytyczna) śniegu wynosi 0,3—0,4 g/cm<sup>3</sup> (K. Chomicz 1954). Gęstość śniegu w płatach istniejących do maja jest rzędu 0,4—0,5 g/cm<sup>3</sup>.

Tylko wyjątkowo notuje się płyty śnieżne o większych gęstościach. M. Kłapowa (1974) opisała płat w leju krasowym na Hali Gąsienicowej w końcowej fazie zanikania pokrywy, w którym gęstość śniegu bardzo twardego zcementowanego lodem osiągnęła wartość 0,61—0,70 g/cm<sup>3</sup>. W obszarze Czerwonych Wierchów podłoże odsłaniające się spod wytapiającego się płata było zawsze scementowane, przemarznięte, stabilne, a konserwująca rola pokrywy śnieżnej była udokumentowana w rozdziale poprzednim. Powyższe względy upoważniają do pominięcia śniegu jako czynnika erozyjnego w obszarze badanym i rozpatrzenie tylko pośredniego wpływu płatów na najbliższe otoczenie.

Mikroklimat peryniwalny wytworzony w otoczeniu płatu śniegu firnowego charakteryzuje się dobowym rytmem termicznym. Miejsca szczególnie długiego zalegania śniegu są z reguły pozbawione roślinności. Zachodzące naprzemian zamarzanie i rozmarzanie wokół płatów powoduje dezintegrację podłoża i dostarcza materiału frakcji gruzowej i ziemistej. Woda wytapiająca się z płatów podczas dnia wykonuje pracę transportową wynosząc zwietrzelinę poza otoczenie płata oraz nasycą pokrywę w takim stopniu, iż umożliwi powstanie spływów soliflukcyjnych oraz spelzywanie typu „frost creep”. W skład zespołu procesów niwacyjnych wchodzi więc: wietrzenie fizyczne, erozja, transport i sedymentacja wodna oraz ruchy masowe związane ze zjawiskami kriogenicznymi.

Przebieg modelowania stoków skalno-pokrywowych przez zespół procesów niwacyjnych studiowano w obszarze Czerwonych Wierchów na przykładzie dwóch stanowisk (92 i 21). Dwie nisze o kształcie owalnym są wycięte w pokrywie rumoszowo-gliniastej i z roku na rok wypełnione śniegiem do końca maja, a w niektórych latach do połowy czerwca. Stanowisko 21 położone jest w Kotliskach na wysokości 1920 m npm. (profil V). Pokrywa składa się w około 50% z części szkieletowych (wapienie i łupki), a resztę stanowi glina lekka, słabo spiaszczona, pylasta o dolnej granicy plastyczności 39,65% i górnej 48,11%. Nisza o maksymalnej głębokości do 1,5 m ograniczona jest wyraźnymi krawędziami o wysokości 30—65 cm. Nachylenie ogólne wynosi 30°. Przez okres ośmiu lat kartowano zmiany wielkości i kształtu niszy oraz zachodzących w niej procesów (ryc. 20 i 21). Podobnymi studiami objęto stanowisko 92 położone na wysokości 1750 m npm. na ramieniu Kopy Kondrackiej (nachylenie 32°) schodzącym ku Przełęczy Kondrackiej (pobliże profilu X). Pokrywa stokowa na podłożu krystalicznym (granit biały aplitowy), w której została utworzona nisza, składa się z rumoszu (50%) i piasku gliniastego lekkiego o dolnej i górnej granicy plastyczności równej 52,40%. W odróżnieniu od niszy poprzedniej (stan. 21) daje początek długiemu żlebowi skalno-gruzowemu schodzącemu z Mnichowych Turni do dna Doliny Małej Łąki. Cechą odróżniającą jest również ekspozycja nisz. Nisza w Kotliskach (stan. 21) jest eksponowana ku północy, a nisza na ramieniu Kopy Kondrackiej ku zachodowi.

Inicjalne formy obydwu nisz były prawdopodobnie nie związane genetycznie z niwacją. Nisza w Kotliskach znajduje się w obrębie odcinka stoku o jednostajnym nachyleniu nie sprzyjającym szczególnie długiemu zaleganiu śniegu, chociaż całe Kotliska dzięki swej ekspozycji północno-wschodniej dłużej utrzymują pokrywę śnieżną w stosunku do stoków o innych ekspozycjach. Pierwotne zagłębienie inicjujące akumulację śniegu powstało przypuszczalnie wskutek upłynnienia, a następnie erozji pokrywy podczas jakiegoś intensywnego deszczu letniego. Ograniczona wyrażnymi krawędziami z góry i z boku przechodzi u podstawy w kilkumetrową rynnę. Natomiast nisza na ramieniu Kopy Kondrackiej jest usytuowana w odcinku stoku o powierzchni wklęsłej, zbierającej wodę opadową koncentrycznie. Zwiększona wilgotność pokryw sprzyja procesowi spełzania, a więc osłabia jej odporność. Teren znajdował się zawsze na na szlaku wypasowym owiec z Hali Małej Łąki. Owce wędrując idealnie po poziomicach wydeptały szereg równoległych ścieżek, które tu spowodowały osłabienie, a miejscami przerwanie roślinności murawowej i szczególnie narażenie na działalność wody podczas katastrofalnych opadów. Erozyjny impuls musiał dać początek rozerwaniu zwartego płaszcza roślinnego i utworzenie podłużnego obniżenia erozyjnego predysponującego do gromadzenia większej ilości śniegu w okresie zimowym, zachodnia ekspozycja stoku nie sprzyja bowiem zaleganiu śniegu. Za taką genezą formy inicjalnej przemawia bardzo urozmaicony przebieg linii krawędzi nisz. Linia posiada liczne zatoki znajdujące kontynuację w ścieżkach i stopniach owczych po obydwóch stronach nisz. W terenach górskich i wyżynnych intensywnie wypasanych obserwuje się taki rozwój nisz erozyjno-denudacyjnych (J. Tivy 1957). W piętrach klimatycznych umiarkowanie zimnych i bardzo chłodnych, w których znajdują się analizowane nisze, średnia maksymalna grubość pokrywy śnieżnej wynosi ponad 200 cm, a liczba dni z pokrywą 215—250 (M. Hess 1965), a więc każda forma wklęsła w obrębie stoku ma bardzo długi potencjalny okres trwania płatów śnieżnych rzędu 300 dni. Jeśli ukształtowanie terenu sprzyja zgromadzeniu większej ilości śniegu ( $> 200$  cm) płyty śnieżne mogą egzystować w półroczu ciepłym. Proces niwacji rozumiany jako wspomniany zespół procesów rozpoczyna się dopiero wtedy, gdy zniszczeniu (przerwaniu) ulegnie zwarta pokrywa roślinności alpejskiej i odsłoni się gleba. Zniszczenie roślinności może być spowodowane innym zespołem procesów, które dają predyspozycję dla rozwoju niwacji.

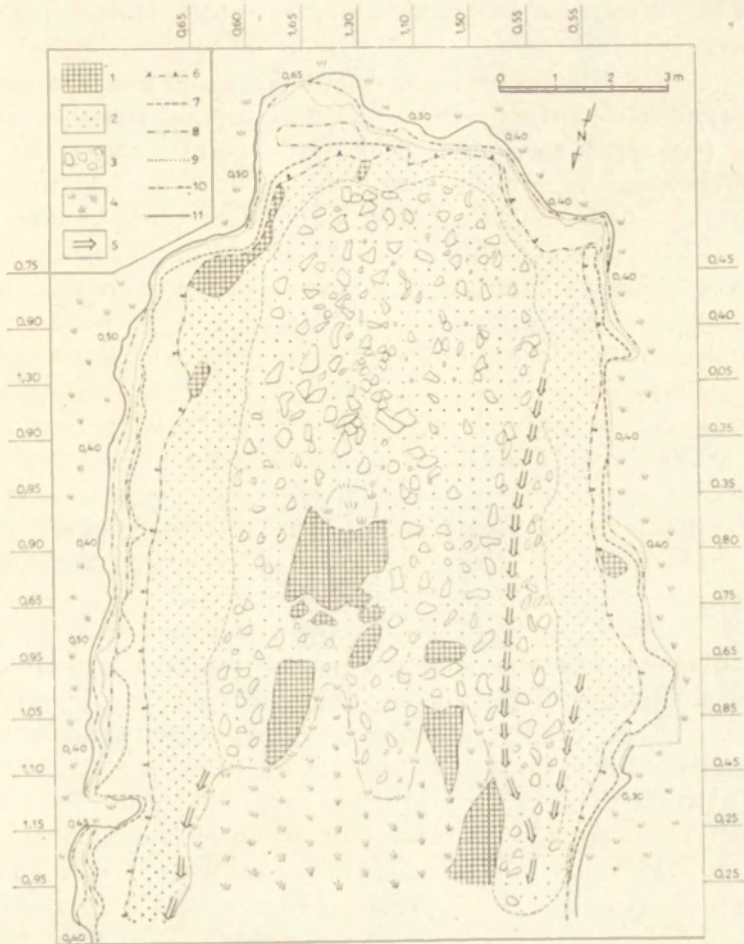
Rozwój nisz niwalnych odbywa się podczas całego roku. Na stanowisku 92 obserwowano roczny przebieg procesów morfologicznych przy zastosowaniu materiału znaczonego i metalowych gwoździ. Podczas półroczna zimowo-wiosennego, obejmującego część lata kalendarzowego, stwierdzono, że głównymi procesami kształtującymi niszę są soliflukcja swobodna i spełzanie mrozowe oraz działalność lodu włóknistego. Obejmują one stopniowo całą niszę w miarę wytapiania płatów śniegu od

krawędzi. Część niszy pokryta śniegiem podczas zimy i w okresie późniejszego wytapiania jest morfogenetycznie martwa, gdyż grunt jest przemarznięty. Zaobserwowano podczas wytapiania śniegu, że w odległości do 100 cm na zewnątrz od krawędzi płata grunt jest przemarznięty (widoczne kryształki lodu gruntowego — ziarnistego), a nadtapia się tylko powierzchniowa warstwa 10—25 cm. Jest to strefa przesycona wodą, w której dochodzi do upłynnień masy gruzowo-ziemistej i powstania języków soliflukcyjnych. W pierwszej połowie maja 1968 r. zmierzono (10 V) dużą ilość języków powstających zarówno powyżej płata, jak i na jego obrzeżeniu. Gdy języki upłynnionej masy zwietrzelinowej ponad płatem śnieżnym spływają na powierzchnię śniegu, przemieszczają się wtedy z szybkością kilku centymetrów na sekundę i osiągają długość nawet do 25 m. Po przejściu masy po płacie śnieżnym pozostają na jego powierzchni ziemista smuga o szerokości 20—30 cm, a na jej obrzeżeniach są widoczne wałki zbudowane z części ziemistych i szkieletowych, przypominające miniaturowe debris (mud-) flow levee. Masa soliflukcyjna po osiągnięciu płata śnieżnego zmienia sposób przemieszczania materiału i przechodzi w ruch płynięcia, w którym następuje segregacja materiału, odkładanie grubszej frakcji w wałkach brzegowych. Jeśli przemieszczona masa zatrzyma się na powierzchni śniegu, tworzy wypukły język. Formy na śniegu świadczą, że masa podlegająca soliflukcji poza płatem na jego powierzchni została zastąpiona spływem gruzowo-błotnym. Podobne formy na powierzchni śniegu obserwował M. Kłapa (1970) w Tatrach Wysokich nazywając proces supraniwalnym. I. F. Owens (1972) w kanadyjskich Górach Skalistych cały zespół procesów wokół płata i na płacie uznał za mudflows.

W okresie 24 X 1968—23 VII 1969 obserwowano w niszy pas poprzeczny z miazgi węglowej. Po okresie zimowej stagnacji roztopy nie miały charakteru radiacyjnego jak w maju 1968 r., lecz zanikanie okresowej zmarzliny wokół płata było powolniejsze. Nie doszło do upłynnień masy zwietrzelinowej tak dużych, by mógł nastąpić szybki spływ, a wystąpiła tylko soliflukcja swobodna. Stwierdzono soliflukcyjne przemieszczenia rzędu 100—200 cm dla zwietrzelin gruzowo-ziemistej z blokami o wielkości do 25 cm. W strefie zbudowanej ze zwietrzelin niezdegradowanej, tj. nie wzbogaconej w gruz, przemieszczenia soliflukcyjne były rzędu 50—100 cm. Natomiast pojedyncze języki masy ziemistej, prawdopodobnie bardziej nasyconej wodą, osiągały długość 300-400 cm.

W okresie jesieni przed opadem śnieżnym procesem najwyższym jest podnoszenie i przemieszczanie cząstek przez lód włóknisty. Szczególnie narażone są fragmenty zboczy nisz eksponowane na zachód i południe. Podczas mroźnych słonecznych dni zbocza eksponowane na północ i wschód często bywają przemarznięte lub rozmarzają tylko na bardzo krótki okres podczas dnia. Fragmenty nisz eksponowane na zachód i południe są w takich dniach wysuszone na powierzchni i rozmarzają, a na





Ryc. 20. Plan geomorfologiczny niszy niwalnej w Kotliskach (stanowisko 21) oraz zmiany jej kształtu i wielkości w okresie 1966—1974

1 — podłoże skalne i większe bloki odsłaniające się w dzień; 2 — pokrywa zwietrzelinowa odsłonięta spod pokrywy roślinnej, niezdegradowana; 3 — pokrywa zwietrzelinowa zdegradowana — bruk niwalny; 4 — zwarta pokrywa murawowa; 5 — bruzdy erozyjne. Zarys krawędzi niszy: 6 — lipiec 1966, 7 — lipiec 1967, 8 — lipiec 1968, 9 — czerwiec 1969, 10 — październik 1969, 11 — sierpień 1974. Na ramce zaznaczone rozmiary cofnięcia krawędzi podczas obserwacji (wartości w metrach)

Nivation hollow in the Kotliska (site 21). Changes of shape and size during the period 1966—1974

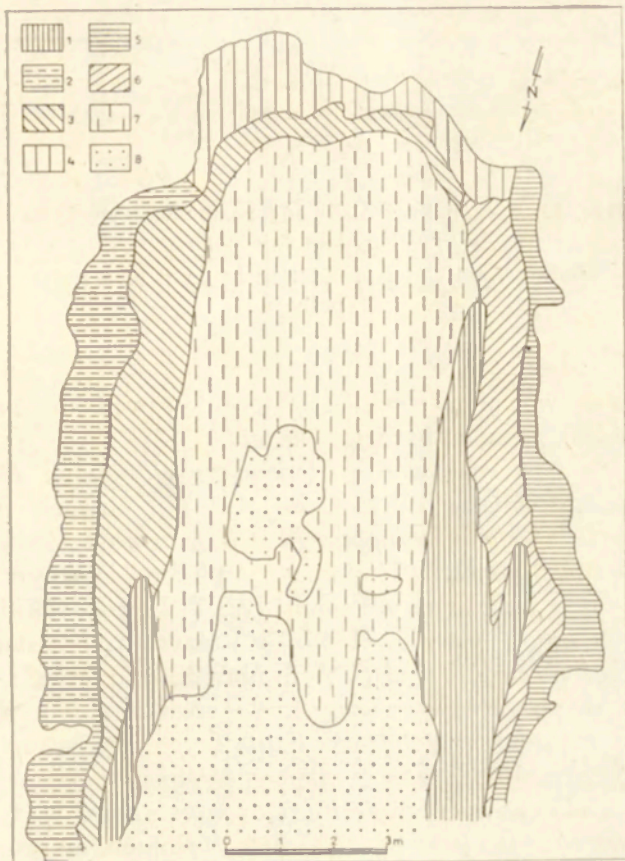
1 — bedrock; 2 — waste cover not degraded; 3 — nival pavement; 4 — dense alpine vegetation; 5 — erosional rills. Position of the scarps on: 6 — July 1966, 7 — July 1967, 8 — July 1968, 9 — June 1969, 10 — October 1969, 11 — August 1974. Rate of scarps retreat in m since 1966 are shown on the margin

ich powierzchni wyrastają szczotki lodu włóknistego, łamiące się w godzinach południowych.

Rycina 20 przedstawia rozmiary cofania krawędzi niszy na stanowisku 21 w okresie 8 lat (1966—1974). Zwraca uwagę wyraźna asymetria w tempie rozwoju w zależności od ekspozycji. Krawędzie i zbocza niszy o ekspozycji zachodniej uległy cofnięciu rzędu 0,65—1,30 m, a zbocza o ekspozycji wschodniej 0,25—0,85 m mimo identycznej budowy i wysokości. Tylne nisza uległa cofnięciu od 0,50 do 1,65 m. Różnice w szybkości cofania zboczy niszy są związane ze zróżnicowaniem procesów występujących w ich obrębie. Zbocza o ekspozycji zachodniej są poddane częstym zmianom temperatury około 0°C oraz częstemu i większemu przesuszaniu wskutek insolacji.

W zespole procesów niwacyjnych dominuje spełzywanie mrozowe, działalność lodu włóknistego, a soliflukcja schodzi na dalsze miejsce. Na zboczach przeciwnych wilgotność pokrywy jest prawie zawsze większa, rzadsze są przejścia przez 0°C, grunt dłużej jest okryty śniegiem i podczas roztopów łatwiej dochodzi do upłynnienia soliflukcyjnego. Soliflukcja rozpatrywana jako zdarzenie jednorazowe jest bardziej efektywna niż spełzywanie mrozowe i lód włóknisty, gdyż przemieszcza materiał na większą odległość. Ponieważ występuje ona rzadziej niż pozostałe procesy, to w konsekwencji wolniej degraduje zbocze o ekspozycji wschodniej. Na tylnim zboczu niszy eksponowanym na północ działa soliflukcja, spełzywanie mrozowe i lód włóknisty, a grawitacyjne przemieszczanie zgodnie ze spadkiem sprzyja szybszej ewakuacji materiału. Przedstawione zróżnicowanie procesów w obrębie niszy przedstawia rycina 21.

W dotychczasowych rozważaniach pominięto rolę wód roztopowych, tj. wypływających z topniejącego płata śniegu. Ponieważ przypisuje się im różną rolę morfogenetyczną, trzeba więc poświęcić nieco uwagi tym zagadnieniom. Badane płyty w niszach nigdy nie miały na styku śniegu z gruntem kanałów wyciętych przez wody roztopowe. Woda pojawiła się tylko na powierzchni śniegu i na jego obrzeżeniu w pokrywach i pochodziła z powierzchniowego odgórnego nadtapiania śniegu i przemarzniętych pokryw. Nawet przy silnych insolacyjnych roztopach nie obserwowano bardzo wydajnych strumieni zdolnych do wykonania pracy erozyjnej. Strugi wody błędząc wśród gruzu wymywały tylko materiał najdrobniejszej frakcji ziemistej 0,1—0,02 mm i nie wykazywały dużego zmaczenia. Duże zmaczenie występowało tylko wyjątkowo i lokalnie, gdy pokrywa zwietrzelinowa poniżej niektórych płatów śniegu była nasycona w takim stopniu, iż nie mieściła wszystkiej wody i oddawała ją w mikroźródłkach pulsujących wodą przez krótki okres czasu. Warunki takie powstają w pewnej odległości od płatów (co najmniej 10 m) w strefie, gdzie pokrywy są już częściowo utrwalone roślinnością murawową, a woda wypływa pod wpływem ciśnienia hydrostatycznego. Powstają wtedy kilkucentymetrowe bruzdy erozyjne i stożki napływowe (ryc. 22).

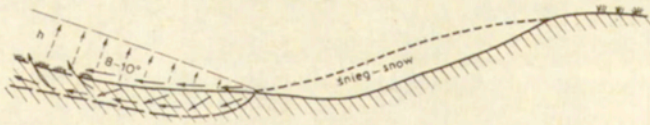


Ryc. 21. Przestrzenne zróżnicowanie przeważających procesów w obrębie niszy (stanowisko 21):

1 — strefa splukiwania brzdowego; 2 — strefa cofania krawędzi wskutek spelzywania mrozowego; 3 — strefa degradacji wskutek spelzywania mrozowego i splukiwania powierzchniowego; 4 — strefa cofania krawędzi wskutek lodu włóknistego, spelzywania mrozowego i osiadania; 5 — strefa cofania krawędzi soliflukcji swobodnej; 6 — strefa degradacji pokrywy zwietrzelinowej wskutek soliflukcji swobodnej i splukiwania powierzchniowego; 7 — strefa degradacji dna niszy wskutek spelzywania mrozowego, soliflukcji i splukiwania powierzchniowego; 8 — strefa stabilna na podłożu skał litych lub w obrębie pokryw utrwalaonych roślinnością alpejską

Dominant morphogenetic processes within nivation hollow (site 21)

1 — zone of rill wash; 2 — zone of scarp retreat due to frost creep; 3 — zone of degradation by frost creep and sheet wash; 7 — zone of degradation by frost creep, solifrost creep and slumping; 5 — zone of scarp retreat due to solifluction; 6 — zone of degradation by solifluction and sheet wash; 4 — zone of scarp retreat due to needle ice, fluction and sheet wash; 8 — stable zone



Ryc. 22. Sposób krążenia wody roztopowej wypływającej z płata śnieżnego  
Mode of meltwater circulation in front of a snow path

Formy takie obserwowałem również na terenie szwedzkiej Laponii (Park Narodowy Abisko), gdzie są bardziej okazałe.

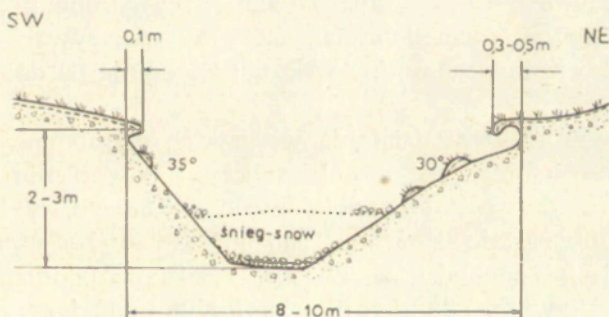
Spostrzeżenia nad rolą wód roztopowych w niszach niwalnych są zgodne ze spostrzeżeniami L. McCabe (1939) z obszaru Spitsbergenu i S. Rudberga (1974) z gór Skandynawii. Nie oznacza to jednak, że woda roztopowa nie może penetrować pomiędzy płatem śnieżnym i gruntem. Znane są opisy nisz niwalnych z Islandii (W. V. Lewis 1939) i innych obszarów zimnych (np. J. Gardner 1969), w których podkreślana jest rola wody wnikałej w szczeliny na górnym obrzeżeniu płatów i wycinającej kanały nawet w płatach poprzecznych do spadku stoku. Niewątpliwie szereg płatów śniegów wieloletnich istniejących w Tatrach Wysokich i posiadających szczeliny brzeżne między śniegiem i ścianą skalną lub piargiem jest penetrowanych, może i erodowanych przez wody roztopowe. Generalnie stwierdza się jednak w Tatrach Wysokich, że grunt pozostaje przemarznięty pod płatami jednorocznymi i w ich brzeżnych strefach nawet do połowy czerwca (M. Hess 1963; M. Kłapa 1966). Rozwój nisz niwalnych w obrębie stoków skalno-pokrywowych odbywa się przy udziale zespołu procesów niwalnych oraz, w okresie bezśnieżnym, wskutek działania procesów erozyjnych, a rola tych ostatnich może być równie wielka jak procesów niwalnych. Nie można więc zespołu procesów niwalnych uważać za jedyny odpowiedzialny za rozwój nisz niwalnych.

Klasyfikacja pól śnieżnych stworzona przez W. V. Lewisa (1939), przyjmująca za kryterium ich kształt, wyróżnia trzy rodzaje płatów: poprzeczne — gdy oś płata jest prostopadła do linii spadku, podłużne — o przebiegu zgodnym ze spadkiem i owalne. Uwagi przedstawione powyżej dotyczą płatów owalnych. W masywie Czerwonych Wierchów można znaleźć również pozostałe dwa rodzaje. Płaty poprzeczne występują w odcinkach stoków skalno-pokrywowych o schodowych profilach uwarunkowanych strukturalnie. Wychodnie skalne mniej odporne uległy większemu wypreparowaniu niż gruboławicowe serie odporniejsze, a strefami najsłabszymi są fugi międzyławicowe mające często (np. w Kotliśkach) przebieg prostopadły do spadku. Ponieważ procesami destrukcyjnymi były wietrzenie fizyczne i denudacja chemiczna, utworzone depresje

mają charakter rowów i niecek krasowych bezodpływowych (typu bogaz) nie łączących się ze sobą. Woda wytapiająca się z poprzecznych płyt śnieżnych zalegających te zagłębienia nie odpływa powierzchniowo, ale wnika w głąb masywu krasowego.

Ciekawych informacji dostarczają studia nad działalnością procesów morfogenetycznych w otoczeniu płyt podłużnych. Płyty podłużne wypełniają dolinki korazyjne (żleby) na stokach skalnych i dolinki erozyjno-denudacyjne na stokach skalno-pokrywowych i pokrywowych. Najwyraźniejsze rynny rozcinające stoki skalno-pokrywowe lub pokrywowe są utworzone wskutek akcji wód torencjalnych, tj. wód działających na stokach podczas krótkotrwałych, bardzo intensywnych deszczy. Stok Małolączniaka opadający do Kotlisk (profil V) oraz stok w obrębie Koprowego Żlebu (profil VIII) są w 3/4 długości rozczłonkowane rynnami utworzonymi przez spływy gruzowo-błotne. Rynny osiągają głębokość do 3 m i są każdej zimy wypełniane śniegiem po brzegi, a w okresie wiosennym zalegają w ich dnach płyty podłużne nawet do połowy czerwca.

Rycina 23 przedstawia przekrój rynny o takiej genezie, usytuowanej w Koprowym Żlebie na wysokości 1770 m npm. W okresie od 14 X 1967 do 8 VII 1974 r. rynnę objęto obserwacjami zmierzającymi do określenia



Ryc. 23. Przekrój rynny torencjalnej w Koprowym Żlebie (stanowiska 88–90)

Section across a torrential gully in the Koprowy Żleb

tendencji rozwojowej tego typu form. Pomalowano dwa poprzeczne pasy na materiale gruzowym wypełniającym dno (stanowiska 88 i 90) oraz zamontowano w dnie siatkę plastikową o powierzchni jednego metra kwadratowego (stanowisko 89). Gruz oznaczono lakierem w celu określenia długości transportu w przypadku ponownego powstania spływu gruzowo-błotnego w dnie, natomiast siatka miała za zadanie określenie rozmiarów spodziewanej akumulacji gruzu. W ciągu 7 lat obserwacji nie doszło w rynnę do upłynnienia i masowego uruchomienia zwietrzliny, mimo wystąpienia w czerwcu 1973 r. deszczu o niespotykanej wydajności oraz

wielokrotnie powtarzających się deszczy o sumie dobowej  $\geq 50$  mm. Stanowiska pomiarowe 88, 89, 90 zarejestrowały natomiast zmiany spowodowane działaniem zespołu procesów niwacyjnych. W okresach wiosennych każdego roku (IV—V) obserwowano ożywioną działalność procesów soliflukcji i spełzywania mrozowego oraz lodu włóknistego, a w okresach jesiennych (bezsnieżnych) akcję lodu włóknistego. Zmiany objętości wilgotnych pokryw budujących zbocza rynny wskutek wahań temperatur około  $0^{\circ}\text{C}$  powodowały zaburzenie równowagi i zsuwanie lub staczanie większych okruchów skalnych na dno rynny. Procesy krionivalne powodowały degradację gleby pod pokrywą roślinną w strefach krawędzi rynny, podkopywały je i tworzyły nisze o głębokości do 0,5 m (ryc. 23). Jednoroczne rozmiary niszczenia były rzędu 0,1—0,2 m. Podczas zimy zwisające fragmenty płaszcza roślinnego odrywały się w postaci skib darniowych albo przyklejały do podłoża chroniąc glebę przed dalszym podkopywaniem. W okresach letnich odbywało się słabe splekiwanie ze zboczy materiału o frakcjach ziemistych i składanie w dnie rynny. Zwraca uwagę asymetria zboczy o ekspozycjach NE i SW potwierdzająca spostrzeżenia uczynione przy omawianiu zespołu procesów niwacyjnych w Kotliskach. Ponieważ dno rynny jest wypełnione grubym gruzem, woda opadowa i roztopowa spływa powoli błędząc między okruchami i nie wykonując znacznej pracy transportowej. Stwierdzono generalny brak piaszczysto-pylastych form dennych, które by wskazywały na morfogenetycznie istotny transport wodny wskutek wleczenia po dnie lub unoszenia.

Sumarycznym efektem działania wszystkich wymienionych procesów jest nadbudowanie dna, złagodzenie zboczy i poszerzenie całej rynny. W okresie 7 lat dno zostało nadbudowane o 5,88 cm, czyli, że na powierzchni  $1\text{ m}^2$  zostało złożone  $0,058\text{ m}^3$  gruzu i części ziemistych. Wszystkie materiały pochodziły ze zboczy. Transport podłużny w rynnach, której nachylenie wynosi  $32^{\circ}$ , był niewielki. Kilka pojedynczych okruchów o długości osi „a” równej 10—25 cm przemieściło się w okresie 7 lat na odległość 30—60 cm (stanowiska 88 i 90). Przyczyną zaburzenia ich równowagi i przemieszczania były uderzenia staczających się okruchów ze zboczy. Większość okruchów wzdłuż poprzecznych pasów w dnie nie uległo zaburzeniu.

Rynny torencyjne utworzone wskutek spływów gruzowo-błotnych są formami sprzyjającymi gromadzeniu i długiemu zaleganiu płatów śnieżnych podłużnych. Zespół procesów niwacyjnych prowadzi do łagodzenia kontrastów morfologicznych polegającego na spłycaaniu i poszerzaniu rynn. Brak śladów znacznej erozyjnej pracy wody płynącej w dnach rynn odróżnia w sposób zasadniczy ich funkcje morfodynamiczne od funkcji pełnionych przez podobne formy na stokach polarnych a zwłaszcza subpolarnych islandzkich (W. V. Lewis 1939; E. Schunke 1974).

Przekształcanie wysokogórskich wierzchołków grzbietowych i stoków przez wiatr polega na uderzaniu strug powietrza o podłoże, usuwaniu luźnych cząstek glebowych (deflacja). Deflacji podlegają powierzchnie pozbawione płaszcza roślinnego i przesuszane w takim stopniu, że międzycząsteczkowe siły spójności są mniejsze od sił odrywających wywołanych strugami wiatru. Grzbiety górskie jako naturalne bariery klimatyczne są z reguły nawiedzane przez porywiste wiatry niezależnie od strefy klimatycznej, w której się znajdują. Ponieważ udział wiatrów z różnych kierunków jest zawsze nierównomierny, szczególnie narażone na morfogenetyczne oddziaływanie są stoki dowietrzne w stosunku do najczęściej występujących wiatrów. Stwierdza się ścisły związek między przebiegającymi kierunkami wiatrów a rozmieszczeniem i kształtem mikroform deflacyjnych (m. in. P. Plesnik 1956; V. Pasak 1967; R. Midriak 1972). Okoliczność tę wykorzystano nawet dla wykreślenia map cyrkulacji wiatrów przy powierzchni gruntu w terenach górskich Skandynawii nie posiadających gęstej sieci stacji meteorologicznych (S. Rudberg 1968).

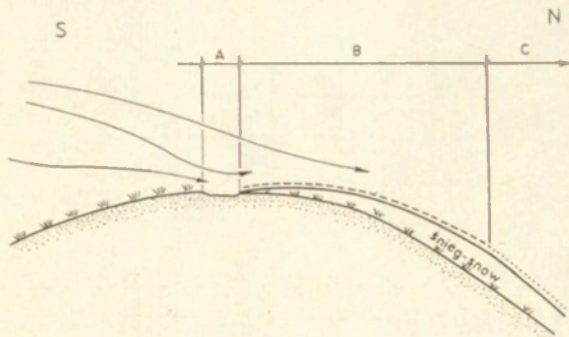
Obok bezpośredniego oddziaływania wiatru na grunt obserwuje się efekt pośredni polegający na usuwaniu pokrywy śnieżnej. W ten sposób proksymalne fragmenty stoków są poddane intensywniejszemu zamarzaniu i odmarzaniu nawet w pełni zimy, a płaszcz roślinności ulega degradacji lub rozluźnianiu. Powierzchnia gruntu jest przygotowywana dla działalności procesów kriogenicznych i eolicznych.

Minimalna prędkość wiatru potrzebna dla erozji i transportu cząstek gleby o frakcji 0,08—0,1 mm wynosi 5 m/sek na poziomie 1 metra nad gruntem (F. Hjulström, Å. Sundborg, Å. Falk 1955). Wartość ta wyprowadzona w oparciu o studia R. A. Bagnolda (1941) odnosi się do materiału jednorodnego, tj. tej tylko frakcji. Gleba o niejednorodnym składzie granulometrycznym posiada większą odporność na deflację. Przyjmuje się, że w węglanowych Tatrach Bielskich wywiewanie cząstek gleby piaszczysto-gliniastej odbywa się przy krytycznej prędkości wiatru przy powierzchni 6,4 m/sek (gleba sucha) lub 11 m/sek, gdy gleba jest wilgotna (V. Pasak 1967). Prędkości tego rzędu są zjawiskiem powszechnym na grzbiecach tatrzańskich. Podstawowym kryterium dla wydzielenia wiatru halnego jest według M. Orlicza (1954) prędkość  $\geq 9-10$  m/sek z kierunków SSE—S—SSW. Podobnie klasyfikują fen tatrzański M. Morawska-Horowska (1970) i W. Stachlewski (1974). Według W. Stachlewskiego (1974) w dwudziestolecie 1951—1970 na Kasprowym Wierchu przez 1765 dni wiały wiatry halne, a przeciętnie w ciągu roku notuje się je tam od 60 do 100 dni. Średnia liczba dni z wiatrem halnym na Kasprowym Wierchu wynosi 82,3 (M. Orlicz 1962). Prędkości wiatru na grani są wielkie. M. Orlicz (1962) podaje dla niektórych lat wartości rzędu 60—70 m/sek.

W maju 1968 r. (6 V) szacowano, że huraganowy wiatr osiągnął prędkość 75 m/sek. Duże prędkości rzędu 20 m/sek i więcej notuje się również w piętrach leśnych Tatr. Wydaje się więc, że morfogenetyczna rola wiatru jest bardzo istotna zarówno w wysokogórskiej, jak i średniogórskiej części Tatr, chociaż niewiele prac podjęło tę problematykę (J. Ksandr 1954; P. Plesnik 1956; J. Sekyra 1958; M. Kłapa 1963; V. Pašák 1967; A. Kotarba 1970b; R. Midriak 1972). Prace słowackie zwracają uwagę na rolę wiatru w przekształcaniu form kriogenicznych typu teras soliflukcyjnych (girlandove pudy). Przyjmują, że formy te są zjawiskiem współczesnym. Gdy procesy regelacyjne w gruncie pokrytym zwartą roślinnością murawową doprowadzą do utworzenia szczelin, a następnie do ich poszerzenia przez lód włóknisty, dołącza się wiatr, który wywiewa z odsłoniętych spod roślinności fragmentów gleby drobny materiał ilasty. R. Midriak (1972) stwierdził, że na powierzchni teraset soliflukcyjnych brakuje mikroagregatów o frakcji poniżej 0,05 mm. Makroagregaty są również w dużym stopniu wynoszone z przesuszonej powierzchni (wilgotność 13%). Zdaniem P. Plesnika (1956) kierunek teraset dość wyraźnie pokrywa się z kierunkiem przeważających strug wiatru w strefach przełęczy, a erozyjna działalność wiatru polega na przedmuchiwaniu powierzchni teraset oraz łączeniu ich ze sobą. Stwierdził na dowietrznych stokach zagłębienia erozyjne o długości 5—15 cm, a niektóre nawet 1-metrowe (przełęcz w grzbiecie Hlupego w Bielskich Tatrach).

Obserwacje własne w masywie Czerwonych Wierchów w pełni potwierdzają spostrzeżenia ze słowackiej części Tatr. Przywierzchowinowe części wysoko położonych stoków dowietrznych eksponowane w kierunku S, SW i W posiadają najsilniej zdegradowaną pokrywę roślinną i glebową. Pokrywa śnieżna jest z nich zwiewana nawet w pełni zimy. Roztopy insolacyjne pozbawiają je śniegu już w lutym lub marcu. Wiatr jest czynnikiem równorzędnym w stosunku do procesów kriogenicznych. Ilościowe rozdzielenie roli wiatru jest niemożliwe. Wiatr przesusza powierzchnie wolne od śniegu i roślinności murawowej, a następnie podrywa cząstki frakcji piaszczystej, pylastej i ilastej i składa je po stronie zawietrznej. Cząstki o frakcji ilastej są transportowane bardzo daleko na odległość kilkuset metrów. Śnieg zanika najwcześniej na stokach o ekspozycji południowej i południowo-zachodniej, a najpóźniej na stokach eksponowanych ku północy i wschodowi. Corocznie obserwuje się po zawietrznej stronie znaczną ilość śniegu przewianego z wierzchowiny grzbietowej i tworzącego płyty zalegające w niektórych latach do połowy maja. Materiał glebowy przewiany z przesuszonych, wolnych od roślinności grzbietów jest składany na śniegu dając mu brunatne zabarwienie znacząco długość transportu (ryc. 24). Transport odbywa się w suspensji, saltacji lub poprzez powierzchniowe peźnięcie cząstek. Zdaniem szeregu autorów (m. in. W. Chepil 1945; G. O. Schwab *et al.* 1966) najczęściej cząstek odbywa ruch wskutek saltacji (55—72%), później w suspensji,





Ryc. 24. Przekrój przez wierzchowinę grzbietową na Przełęczy pod Kopą Kondracką (1 V 1969)

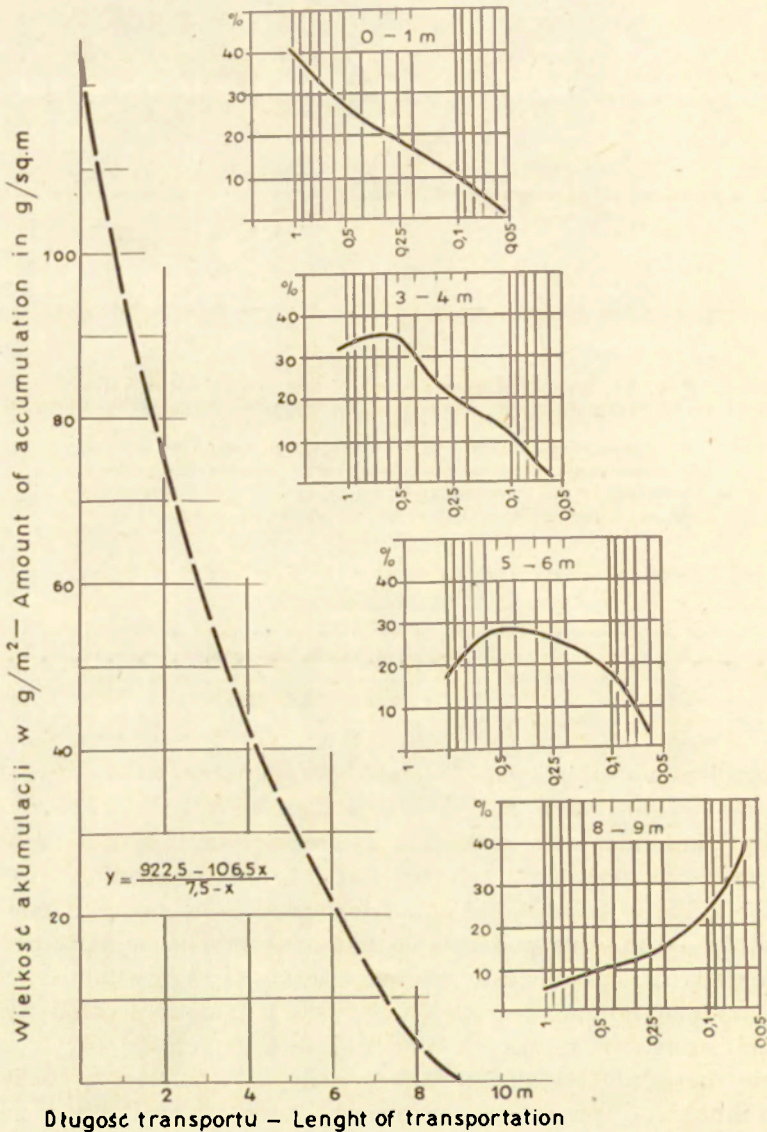
A — ścieżka turystyczna o szerokości 1 m wolna od śniegu i przesuszona — obszar deflacji; B — strefa akumulacji materiału frakcji piaszczystej na śniegu; C — strefa akumulacji materiału frakcji pyłowej. Strzałki wskazują kierunek wiatru

Section across a ridge crest near Przełęcz pod Kopą Kondracką

A — snow-free footpath, 1 m wide — area of deflation;  
B — zone of wind deposited sandy materials on snow;  
C — zone of silt deposition. The arrows denote wind direction

a powierzchniowe pełznięcie (surface creep), stanowi najwyżej 25%. Obserwacje wykonywane na grzbietach Czerwonych Wierchów w okresach wiosny kalendarzowej wskazują na zróżnicowanie sposobu transportu eolicznego z odległością od miejsca deflacji. Powierzchniowe pełznięcie występuje tylko w początkowej strefie depozycji na odcinku pierwszych 2—3 metrów od miejsca poderwania. Materiał przemieszczony przez pełznięcie układa się na śniegu w postaci warstewki nierównomiernej miąższości z wyraźnymi nagromadzeniami cząstek piaszczystych i pylastych w postaci smug. W miejscach bardziej oddalonych od strefy deflacji rozłożenie materiału na śniegu jest bardziej równomierne, co świadczy zdaniem autora o przewadze transportu wskutek saltacji i suspensji (ryc. 24, strefa B). Najdalej od miejsca degradacji eolicznej jest składany materiał frakcji pyłowej i ilastej transportowany w suspensji (ryc. 24, strefa C). Zróżnicowanie wielkości akumulacji eolicznej i składu mechanicznego frakcji piaszczystej na śniegu pokazano przykładowo na rycinie 25. Pomiaru dokonano na Przełęczy pod Kopą Kondracką (pokrywa zwietrzelinowa na gnejsach andezytowo-biotytowych) w dniu 1 V 1969 r. Materiał był wywiewany ze śnieżki turystycznej o szerokości 1 m, przesuszonej i degradowanej podczas poprzedzających 5 dni.

Tabela 19 zawiera dane o prędkościach wiatru, stanie pokrywy śnieżnej i usłonecznieniu na Kasprowym Wierchu w okresie poprzedzającym (jest to najbliższa stacja meteorologiczna położona w strefie depresji



Ryc. 25. Zróżnicowanie wielkości akumulacji eolicznej na śniegu na Przełęczy pod Kopą Kondracką (1 V 1969) oraz zmienność składu mechanicznego frakcji piaszczystej (% wagowe) na polatkach o powierzchni 1 m<sup>2</sup> w strefie B

Distribution of aeolian deposits on snow (May 1, 1969) and differentiation of sand grain composition (weight %) for 4 plots within zone B

Goryczkowej). Ostatni opad świeżego śniegu wystąpił 25 IV i od tego dnia należy liczyć początek deflacji i akumulacji na zimowym śniegu ziarnistym (gatunek oznaczony symbolem 8). Podczas pierwszych dni po-

Tabela 19

Warunki śniegowe, anemometryczne i usłonecznienie na Kasprowym Wierchu w okresie  
24—30 IV 1969 r.

Snow, wind and insolation condition on main Tatra ridge during the period 24—30 IV 1969

Data	Opad śniegu świeżego (cm)	Średnia prędkość wiatru (m/sek)	Usłonecznienie	Gatunek śniegu (wg PIHM)
Date	New snow fall (cm)	Mean wind velo- city (m/sec)	Insolation	Kind of snow
24 IV 69	3	6,0	1,2	3
25 IV	2	3,3	6,6	1
26 IV	0	4,7	8,1	6
27 IV	0	8,0	13,9	8
28 IV	0	9,7	13,0	8
29 IV	0	6,0	7,9	8
30 IV	0	4,0	9,4	8

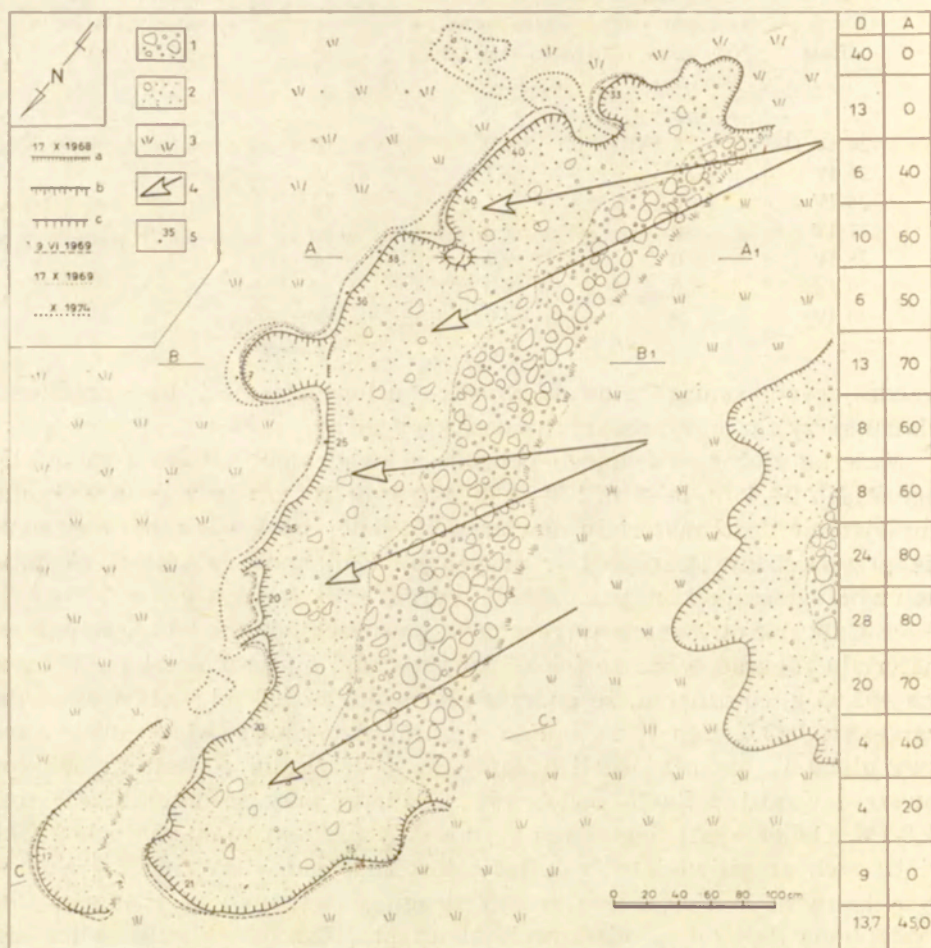
przedzających pomiar notowano wysokie usłonecznienie i duże prędkości wiatru sprzyjające wysuszeniu powierzchni gleby.

Materiał złożony na śniegu pobrano z kwadratów o boku 1 m w odległościach 0—1 m, 5—6 m i 8—9 m. Na 9 metrze obserwowano wyraźne zmniejszenie ilości materiału nawianego, a dalej śnieg był tylko nieznacznie przyprószony (transport w suspensji). Zmienność wielkości akumulacji z odległością od miejsca deflacji wyraża krzywa typu  $y = a + bx + c + dx$ . Całkując otrzymane wyrażenie w granicach od 0 do 9 obliczono ilość materiału zdegradowaną ze ścieżki turystycznej o szerokości 1 m. Wynosi ona 402,05 g, co oznacza, że podczas pięciu dni ze ścieżki została usunięta warstwa 0,00335 mm (przyjmując ciężar objętościowy wierzchniej warstwy gleby 1,2 g/cm<sup>3</sup>). Jeżeli uznamy, że podczas dni z wiatrem halnym zawsze zachodzi deflacja podobnego rzędu, to przy średniej liczbie dni 82,3 (M. Orlicz 1962) degradacji wynosiłaby 0,5 mm w ciągu 10 lat. Dni wietrznych umożliwiających deflację jest znacznie więcej niż dni z wiatrem halnym. Ponieważ nie znamy drugiego warunku niezbędnego dla wystąpienia deflacji, a mianowicie stanu przesuszenia gruntu, obliczenie realnych wskaźników jest niemożliwe bez stacjonarnych pomiarów nad wilgotnością gruntu na grzbietach.

Z odległością od strefy deflacji zmniejsza się ilość cząstek frakcji grubszej na korzyść cząstek drobniejszych. Na przykład na pierwszym metrze cząstki o średnicy 1 mm stanowią 40%, a na 9-tym tylko 6%, a jeszcze dalej obserwowano całkowity ich brak.

Morfogenetyczna działalność wiatru nie obejmuje równocześnie całych powierzchni wierzchołków grzbietowych i przywierzchołkowych do-wietrznych części stoków. Wiatr działa selektywnie atakując tylko miejsca obnażone i suche. Podrywane cząstki podczas ruchu uderzają o wypukłe mikroformy powodując rozluźnienie ich spójności, a następnie ści-

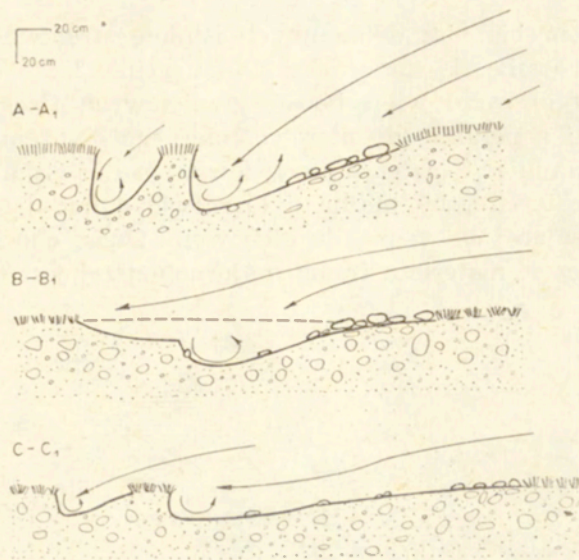
nanie równo z poziomem gruntu. W okresie od 17 X 1968 do 1 X 1974 r. objęto obserwacją i pomiarami niszę deflacyjną na grzbiecie Twardego Uplazu na wysokości 1790 m n.p.m. w strefie Przełączki przy Kopie (stanowisko 116). Obszar zbudowany jest z wapieni szarozielonych i margli



Ryc. 26. Plan geomorfologiczny niszy deflacyjnej w pobliżu Przełączki przy Kopie (stanowisko 116) na Twardym Uplazu oraz jej zmiany w okresie X 1968—X 1974 r. 1 — pokrywa zwietrzelnowa zdegradowana — bruk eoliczny (deflacyjny); 2 — pokrywa częściowo (20% gruzu) zdegradowana; 3 — zwarta pokrywa murawowa; 4 — kierunki przeważających wiatrów; 5 — wysokości krawędzi: a — 0—10 cm, b — 10—20 cm, c — 20—40 cm. Na marginesie zaznaczono rozmiary degradacji (cofania) krawędzi (D) i agradacji (utrwalania, stabilizacji) podłoża (A) w cm

Aeolian niche (site 116) and changes of shape and size during the period October 1968—October 1974:

1 — aeolian pavement; 2 — waste cover partly degraded; 3 — dense alpine meadow, 4 — prevailing winds; 5 — height of edges; a — up to 10 cm, b — 10—20 cm, c — 20—40 cm. On right margin of the diagram rates of degradation (D) and aggradation — stabilization (A) are shown

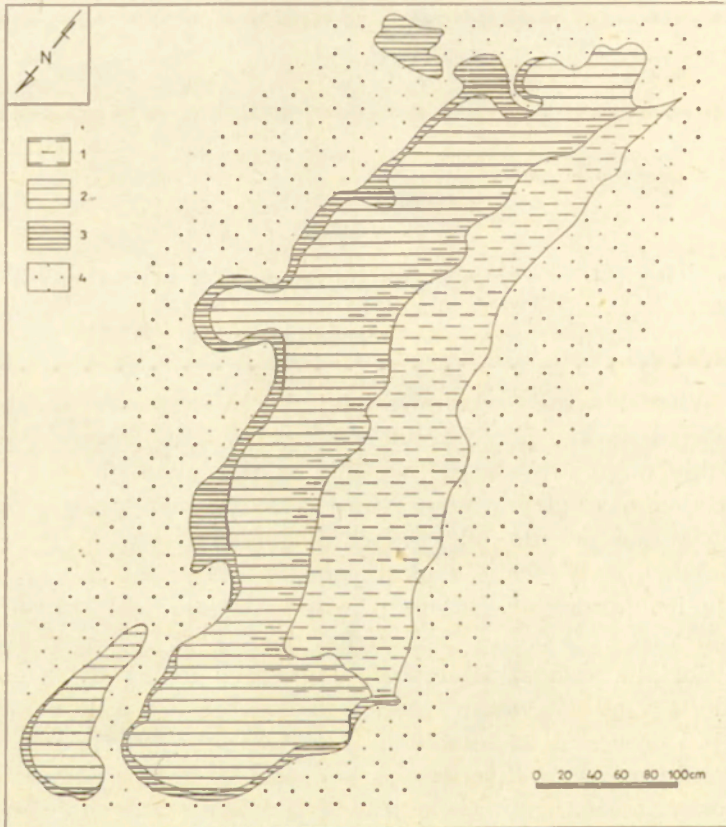


Ryc. 27. Przekroje poprzeczne przez niszę deflacyjną  
na Twardym Uplązie (stanowisko 116)  
Section across an aeolian niche (site 116)

neokomu. Wierzchowina grzbietowa i jej zbocza eksponowane na S i SW są silnie zdegradowane przez deflację i procesy kriogeniczne. Występują liczne płytkie nisze lub stopnie wycięte w pokrywie glebowej (ryc. 26 i 27) o kształcie asymetrycznym. Ostre krawędzie nisz opadają pionowym zboczem o wysokości do 40 cm w kierunku przeważającego wiatru. Częstki glebowe wywiewane z płaskiego dna niszy uderzają o te zbocza i powodują ich korazyjne cofanie. Część materiału jest transportowana poza obręb niszy. Wskutek zubożenia dna w części ziemiste rośnie względny udział części szkieletowych i grubego gruzu przez co tworzy się bruk deflacyjny. Z czasem bruk skutecznie chroni podłoże przed dalszą deflacją i proces ulega osłabieniu. Jeśli bruk nie jest zniszczony przez inne czynniki (np. pasterstwo, turystykę), powierzchnia zdegradowana ponownie pokrywa się roślinnością trawiastą i skutecznie utrwala. W ten sposób „wędruje” cała forma deflacyjna zgodnie z ruchem strug wiatru. Na marginesie ryciny 26 przedstawiono wielkość degradacji niszy ( $D$ ) wyrażającą się szybkością cofania niszy i szybkość stabilizowania bruku niwalnego w okresie obserwacyjnym. Średnia wielkość cofania krawędzi wyniosła 13,7 cm, czyli 2,28 cm/rok. Wkraczanie roślinności murawowej w dno odbywało się szybciej (7,5 cm/rok). Z czasem może dojść do pełnego utrwalenia formy deflacyjnej, jeżeli nie dołączy się inny czynnik destrukcyjny. Nie oznacza to, że wszystkie formy deflacyjne ulegną stabilizacji, jeżeli teren zostanie wyłączony spod użytkowania przez człowieka. Zawsze działają inne naturalne procesy morfogenetyczne, które mogą zainicjować rozwój nowych form, zwłaszcza gdy przyjmują rozmiary eks-

tremalne. W obrębie nisz deflacyjnych istnieje strefowe zróżnicowanie procesów ilustrowane dla stanowiska 116 na rycinie 28.

Deflacja w obszarze wierzchołków grzbietowych Czerwonych Wierchów prowadzi generalnie do nierównomiernego obniżenia powierzchni. W strefach akumulacji materiału wywiewanego nie gromadzi się dostateczna ilość materiału, by można było mówić o budującej działalności wiatru zaznaczającej się w profilu glebowym. Duża, chociaż niemożliwa do określenia część materiału frakcji najdrobniejszej jest transportowana



Ryc. 28. Przestrzenne zróżnicowanie przeważających procesów morfogenetycznych w niszy deflacyjnej na Twardym Uplazie (stanowisko 116)

1 — strefa bruku deflacyjnego, słabe wywiewanie i stopniowe utrwalanie roślinnością murawową; 2 — strefa degradacji pokrywy zwietrzelinowej, silne wywiewanie, lokalny zmyw powierzchniowy, tworzenie bruku deflacyjnego; 3 — strefa cofania krawędzi deflacyjnej wskutek korazji materiałem wywiewanym ze strefy 2 i 3, udział lodu włóknistego; 4 — strefa transportu i depozycji materiału eolicznego pochodzącego ze stref 2 i 1.

Distribution of dominant morphogenetic processes within the niche:  
1 — weak deflation and sheet wash, expansion of grasses; 2 — strong deflation and sheet wash; 3 — corrasion, needle ice; 4 — zone of transportation and aeolian deposition

daleko poza grzbiety i składana w dnach dolin (M. Kłapa 1963). Materiał ten można obserwować w okresach wiosennych na powierzchni płatów śnieżnych. Na stokach wystawionych bezpośrednio na uderzenie wiatrów w obszarach przełęczy obserwuje się lokalnie na łatwo wietrzejących skałach (np. marglach) całkowitą degradację pokryw, aż do litej skały. Nie można jednak deflacji uznać za jedyny proces odpowiedzialny za zniszczenie pokryw. W miesiącach wiosennych wiatr współdziała z procesami kriogenicznymi, a w okresie lata kalendarzowego z erozją wodną. Dopiero mając na względzie powyższe stwierdzenie można analizować szybkość rozwoju nisz eolicznych rozpatrując deflację jako proces wiodący.

Bezpośrednie destrukcyjne oddziaływanie strug wiatru na podłoże obserwuje się tylko w najwyższych partiach gór, w strefie łąk alpejskich i nagich powierzchni skalnych na grzbietach i graniach, szczególnie w obszarach rozległych przełęczy. W piętrach roślinnych niżej położonych, kosodrzewiny i lasów reglowych, brak form wskazujących na takie działanie wiatru mimo występowania wiatrów spadających o sile zdolnej do podrywania cząstek glebowych. Pokrywa roślinna skutecznie chroni podłoże. Istnieje mimo to bardzo duże pośrednie oddziaływanie wiatru. Podczas silnych wiatrów halnych następuje na stokach obalanie drzew wraz z systemem korzeniowym. Wraz z korzeniami podniesieniu i przemieszczeniu ulega gleba. Zagadnieniu temu poświęcono więcej uwagi w osobnym opracowaniu (A. Kotarba 1969, 1970b) nazywając ten proces denudacją wykrotową. Szacując geomorfologiczne skutki wiatru fenowego w Tatrach w dniu 6 maja 1968 r. obliczono, że na powierzchni 1 km<sup>2</sup> pionowe przemieszczenie pokryw zwietrzelinowo-glebowych na stokach o nachyleniu 25—30° przy całkowitej dewastacji lasu wynosi około 50 tys. m<sup>3</sup> · m. Rozmiary denudacji wykrotowej podczas katastrofalnych wiatrów halnych wielokrotnie przewyższają działalność wszystkich pozostałych procesów morfogenetycznych.

W świetle spostrzeżeń uczynionych w obszarze Czerwonych Wierchów nasuwa się wniosek, że morfogenetyczna działalność wiatru była dotychczas niedoceniana w rozważaniach geomorfologicznych. Wiatr oddziałując bezpośrednio na podłoże może doprowadzić do zupełnej degradacji pokryw w obrębie stoków skalno-pokrywowych i przekształcić je w stoki skalne okryte co najwyżej brukiem deflacyjnym. Proces jest jednak ściśle ograniczony do pewnych fragmentów rzeźby górskiej, a więc do wierzchowin grzbietowych, stref rozległych przełęczy stanowiących drogi dla przeważających wiatrów oraz w początkowych przywierzchowinowych odcinkach stoków dowietrznych. Pośrednie działanie wiatru przejawiające się w denudacji wykrotowej uwidacznia się szczególnie w miejscach łączenia dużych dolin i w strefach ujść dolin bocznych do głównej, na stokach w obrębie przewężeń dolinnych i w odcinkach nagłych zmian kierunku dolin.

## CECHY WSPÓLCZESNEGO MODELOWANIA STOKÓW TATR NA TLE INNYCH OBSZARÓW WYSOKOGÓRSKICH EUROPY

Traktowanie stoku jako układu otwartego, którego podstawą funkcjonowania jest dostawa energii oraz ciągły przepływ energii i materii, pozwala na określenie jego tendencji rozwojowej lub przy szerszym potraktowaniu zagadnienia, kierunku ewolucji rozpatrywanej rzeźby. Obszar górski otrzymuje stale pewną sumę energii słonecznej i podlega rozwojowi kontrolowanemu przez warunki wewnętrzne i zewnętrzne. Wśród warunków wewnętrznych trzeba wymienić przede wszystkim budowę geologiczną z uwzględnieniem współczesnej tektoniki i cech odpornościowych skał oraz charakter rzeźby, czyli tzw. energię rzeźby (relief energy). Energia rzeźby wyraża się w takich jej cechach, jak: wysokości względne, nachylenia stoków czy stopień ich rozczłonkowania. Wysokość nad poziom bazy erozyjno-denudacyjnej (w szczególnych przypadkach, w górach nadmorskich jest wysokością nad poziom morza) decyduje o wielkości wprowadzonej sumy energii potencjalnej, która przy zamianie na energię kinetyczną jest zdolna do wykonania pracy. Ponieważ wielkość energii potencjalnej zależy od wysokości względnych ( $E_p = m \times g \times h$ ), przeto i rozmiary wykonanej przez nią pracy rzeźbotwórczej będą zależeć od energii rzeźby obszaru górskiego. Warunki zewnętrzne są przede wszystkim funkcją wysokości nad poziom morza, co wyraża się piętrowym zróżnicowaniem cech klimatycznych i roślinnych. Oddziaływanie elementów klimatycznych na podłoże sprowadza się głównie do osłabiania warunków wewnętrznych masywu górskiego stanowiących o jego odporności na działanie czynników niszczących. Szata roślinna odgrywa zarówno rolę destrukcyjną, jak i konstruktywną. Ta druga polega na utrwalaniu form rzeźby.

Każdy masyw górski posiada własny zespół warunków wewnętrznych i zewnętrznych. Jest rzeczą niemożliwą pokazanie dwóch grup górskich o identycznych cechach środowiskowych. To stwierdzenie wyjaśnia dlaczego tak trudne jest porównanie obszarów górskich, nawet w obrębie jednej strefy klimatycznej. Porównania sprowadzają się do określenia ogólnych różnic w przebiegu i natężeniu procesów morfogenetycznych, przy czym rzadko bywają uwzględnione wszystkie warunki środowiska górskiego traktowanego jako układ otwarty. Klimatyczny kierunek w geo-



morfologii stawia na naczelnym miejscu decydujący wpływ parametrów klimatycznych i roślinnych na rozmiary modelowania gór. Tymczasem wyniki badań porównawczych w różnych górach świata (J. Corbel 1959; K. Hewitt 1972) świadczą, że w wielu przypadkach wskaźniki degradacji stoków górskich zależą w większym stopniu od ich energii rzeźby niż od różnic klimatycznych. Przy porównaniu Pamiru i Karakorum — gór o podobnej wysokości oraz o podobnej rzeźbie i klimacie — K. Hewitt (1972) wykazał, że Karakorum podlegają zdecydowanie silniejszej degradacji niż Pamir, z powodu większego stopnia rozczłonkowania gór. Przy podobnej sumie wprowadzonej energii cechy morfometryczne mogą zmniejszyć lub zwiększyć efektywność procesów morfogenetycznych. Zagadnienie to należy rozpatrzyć w odniesieniu do Tatr, by określić cechy współczesnych procesów tatrzańskich. Na tej drodze można określić ogólne podobieństwa i różnice w modelowaniu stoków Tatr i innych gór wysokich w Europie.

Z rozważań przedstawionych w poprzednich rozdziałach wynika, że rozpatrując procesy z punktu widzenia ich intensywności i czasu trwania oraz pionowego zróżnicowania, można w Tatrach wyróżnić: procesy piętrowe i apiętrowe oraz procesy katastrofalne i umiarkowane (sekularne).

Procesami piętrowymi ograniczonymi tylko do pięter geoekologicznych, położonych ponad górną granicą lasu, są: spływanie mrozowe, soliflukcja swobodna i związana, zespół procesów niwacyjnych i deflacja.

Procesami apiętrowymi, czyli mogącymi wystąpić we wszystkich piętrach geoekologicznych Tatr, są: wietrzenie fizyczne i odpadanie, denudacja chemiczna, korazja, splukiwanie powierzchniowe i liniowe, spływanie głazów oraz pokryw gruzowych i glebowo-zwietrzelinowych. Pozycję pośrednią zajmuje morfologiczna działalność lawin, gdyż często rodzą się one ponad górną granicą lasu, a są deponowane w lasach regla górnego. Mozaikowość, wzajemne przenikanie się mikro- i mezośrodowisk stokowych (odcinków morfodynamicznych) powoduje, że nie można wyróżnić pięter procesowych i określić ich granic. Można jedynie mówić o piętrach geoekologicznych z dominacją pewnych procesów. Autor wyróżnia dwie podstawowe granice w Tatrach Zachodnich, ważne z racji swego znaczenia morfodynamicznego. Są to górna granica lasu i pas wysokościowy izotermy rocznej  $0^{\circ}\text{C}$ . Granice te wyznaczają pionowe zróżnicowanie jakościowe i ilościowe procesów stokowych. O piętrowym zróżnicowaniu współczesnej morfodynamiki stoków świadczy nie tylko obecność procesów piętrowych, lecz również zróżnicowanie natężenia procesów apiętrowych. Wietrzenie fizyczne i odpadanie oraz denudacja chemiczna mają charakter apiętrowy, ale ich stosunek do siebie zmienia się w profilu pionowym Tatr. W piętrach położonych ponad górną granicą lasu przeważa wietrzenie

fizyczne i odpadanie, (natężenie około 37 razy większe niż denudacji chemicznej), a w piętrach leśnych różnice w intensywności zmniejszają się i u podnóża Tatr przyjmują podobne wartości (cofanie powierzchni skałek przez odpadanie wynosi 0,10 mm/rok, a cofanie wskutek denudacji chemicznej — 0,09 mm/rok).

Procesy katastrofalne zwane również ekstremalnymi tworzą główne mikro-i mezoformy stoków tatrzańskich, które trwają przez dziesiątki lat. Są to formy utworzone wskutek niszczącej lub budującej działalności spływów gruzowo-błotnych, lawin śnieżno-gruntowych i denudacji wykrotowej, a mianowicie: rynny erozyjne i wały oraz języki akumulacyjne (rezultat spływów gruzowo-błotnych), pagórki i wały lawinowe, mikrorelief kopczyków i zagłębień na stokach z drzewami powalonymi przez wiatry fenowe.

Procesy umiarkowane dążą do likwidowania form stokowych utworzonych przez procesy o maksymalnym natężeniu i przystosowywania tych form do przeciętnych, najczęściej występujących warunków hydrologicznych i meteorologicznych. Tendencja do zacierania form utworzonych przez procesy krótkotrwałe, ekstremalne, wyraża się w degradacji wypukłych elementów stokowych i wypełniania elementów wklęsłych przez łagodzenie zboczy rynien, zasypywania den czy rozmywanie (spielzanie) zboczy pagórków, jezorów itp. Procesy umiarkowane działają w sposób długotrwały i obejmują wszystkie powierzchnie stoków.

Jedną z cech współczesnego modelowania wysokogórskich stoków tatrzańskich jest klimatyczna asymetria procesów na stokach o ekspozycji wschodniej i zachodniej. Asymetria procesów jest spowodowana różnym kształtowaniem się termiki i wilgotności powierzchni stoków. Niezależnie od wysokości nad poziom morza stoki o ekspozycji wschodniej są ogólnie wilgotniejsze od przeciwnych. Większa wilgotność stoków o ekspozycji wschodniej wiąże się z ich warunkami mezo- i mikroklimatycznymi favoryzującymi dłuższe w skali roku zaleganie pokrywy śnieżnej, a więc i dłuższe, miejscami całoroczne zasilanie stoków w wodę roztopową. Stoki o ekspozycji wschodniej mają mniejsze usłonecznienie, ponadto przy przeważających wiatrach z sektora zachodniego śnieg jest na nich gromadzony w formie nawisów i zasp. Surowość termiczna powyżej 1800 m n.p.m. wyraża się w dłuższym czasie trwania zementowania mrozowego stoków i mniejszą w skali roku ilością przejść temperatury na powierzchni gruntu przez 0°C. Stąd wietrzenie fizyczne i odpadanie odgrywają tu mniejszą rolę niż na stokach o ekspozycji zachodniej, podlegających intensywnej regelacji. Dlatego wskaźniki cofania ścian i stoków skalnych eksponowanych na zachód są 10-krotnie większe. Również poniżej pasa rocznej izotermy 0°C asymetria klimatyczna jest widoczna, chociaż efekt morfodynamiczny jest odwrotny niż w wyższych położeniach. Stoki o ekspozycji wschodniej są współcześnie poddane wietrzeniu fizycznemu i cofają się szybciej niż stosunkowo „cieplejsze” stoki o ekspozycji zachodniej. Asy-

metria procesów w odcinkach ścian i stoków skalnych jest przenoszona na odcinki stoków pokrywowych—piargowych, gdyż są one dynamicznie zintegrowane. W rezultacie tego zintegrowania ruchy masowe na hałdach gruzowych nawiązują do schematu dynamicznego zróżnicowania stoków obu rozpatrywanych ekspozycji.

Asymetria procesów w obrębie stoków skalno-pokrywowych położonych ponad górną granicą lasu i pozbawionych zwartego płaszcza roślinnego wyraża się w dominacji procesu spełzywania mrozowego na stokach eksponowanych ku zachodowi, a soliflukcji swobodnej na powierzchniach o ekspozycji wschodniej. Spełzywanie mrozowe jest procesem około 2 krotnie efektywniejszym niż soliflukcja. Biorąc pod uwagę brak wiecznej zmarzliny w piętrze subniwalnym (seminiwalnym i alpejskim) Tatr i innych wysokich gór europejskich, można sądzić, że spełzywanie mrozowe jest w ich obrębie znacznie ważniejszym procesem niż soliflukcja. Być może, że proporcje efektywności obu procesów w środowisku wysokich gór strefy umiarkowanej i środowiskach arktycznych i subarktycznych są cechą zasadniczo różniącą te obszary. Hipoteza ta wymaga sprawdzenia poprzez szczegółowe studia ilościowe nad intensywnością obu procesów.

Tatrzańskie procesy o działaniu umiarkowanym, a więc wietrzenie fizyczne i odpadanie, spełzywanie pokryw glebowo-zwierzelinowych gruzowych, soliflukcja, działanie lodu włóknistego, mają swój roczny rytm wyrażający się sezonową zmiennością natężenia. Szczególne ich nasilenie przypada na okresy przejścia z półroczia zimowego w półrocze ciepłe (roztopy wiosenne) i z półroczia ciepłego w półrocze zimowe (jesień i przedzime), gdy występują częste przejścia temperatury powietrza i gruntu przez  $0^{\circ}\text{C}$  powiązane z dużym uwilgoceniem. Wskaźniki intensywności procesów są najbardziej zbliżone do odpowiednich wartości uzyskanych w węglanowych masywach alpejskich, chociaż bliższe są dolnych przedziałów intensywności wyznaczonych dla Alp. Intensywność procesów o działaniu umiarkowanym wskazuje na pośrednie właściwości dynamiczne tych procesów i stawia środowisko tatrzańskie między wysokogórskimi środowiskami subniwalnymi alpejskimi i arktycznymi a środowiskami obszarów średniogórskich i wyżynnych leżących w strefie klimatu umiarkowanego. Warunki klimatyczne, obok właściwości mechanicznych pokryw, decydują o przebiegu i natężeniu procesów umiarkowanych, zaś energia rzeźby (określana wysokościami względnymi) nie odgrywa istotnej roli.

Procesy katastrofalne w Tatrach mają znacznie mniejszą intensywność i efektywność niż w Alpach, Pirenejach czy na Kaukazie, również i wtedy gdy są wywołane przez czynniki hydrometeorologiczne o identycznym natężeniu. Katastrofalne w swych skutkach i zarejestrowane w kronikach i opracowaniach naukowych wielkie spływy gruzowo-błotne (Murren) oraz osuwiska i formy denudacyjne typu Plaiken w Alpach

Wschodnich były wywołane ulewnymi deszczami o dobowych sumach opadowych rzędu 40—150 mm. Alpy i Tatry posiadają jednakowy rząd wielkości opadów maksymalnych, a typowe dla Alp sumy dobowe występują w Tatrach w każdym roku. Mimo to nie są stwierdzane w środowisku tatrzańskim spływy gruzowo-błotne równe alpejskim, przemieszczające masy luźnego materiału o kubaturze rzędu 50 000—400 000 m<sup>3</sup> opisane między innymi przez A. Aulitzky'ego (1970) i T. Pippan (1974). Wynika stąd podstawowy wniosek, że w Tatrach mimo bardzo korzystnych warunków klimatycznych stosunkowo mała energia rzeźby nie pozwalała na wyzwalaanie dostatecznie wielkiej energii kinetycznej wody i transportowanego przez nią materiału zwietrzelinowego, która byłaby w stanie wykonać wielką pracę geomorfologiczną i przeobrażać stoki w takim stopniu, jak to ma miejsce w Alpach. Żleby skalne są w Tatrach zbyt krótkie i ich obszary alimentacyjne są zbyt małe by umożliwić koncentrację wód, a więc stworzyć warunki dla wyzwalaania wielkiej energii określonej ilości masy wody i luźnego materiału oraz prędkością ( $E_k = m \cdot V^2/2$ ). Stwierdzenia te dotyczą w takim samym stopniu lawin śnieżnych i ich roli w przekształcaniu stoków wysokogórskich. Formy typu „Murren” o większych rozmiarach są spotykane tylko w słowackich Tatrach Wysokich o największej energii rzeźby, zaś w Tatrach Polskich w rejonie Morskiego Oka. Powstają one u podnóży najdłuższych ścian tatrzańskich opadających ku dolinom: Kieżmarskiej (np. ściana Małego Kieżmarskiego Szczytu), Zimnej Wody, Staroleśnej czy Jaworowej. Wielkością nigdzie jednak nie dorównują murom alpejskim.

Rozmiary przemodelowywania stoków wysokogórskich zależą również od własności teksturalnych skał budujących masyw i długości trwania morfogenezy postglacjalnej. Góry Skandynawii w znacznym stopniu zbudowane są z amfibolitów i łupków metamorficznych sprzyjających fragmentacji ścian i stoków skalnych. Stoki są silnie rozczłonkowane równoległymi, rozległymi i głębokimi rynnami korazyjnymi. W okresach letnich rynny są obszarami alimentacyjnymi dla wód torencjalnych zdolnych do uruchamiania wielkich spływów gruzowo-błotnych. W okresach zimowych funkcjonują jako zbiorniki śniegu, w których rodzą się katastrofalne lawiny śnieżno-gruzowe lub lawiny przepojone wodą roztopową zwane slushers. Na tak wykształconych stokach, przy mniejszej niż w Tatrach energii rzeźby, nawet stosunkowo niewielki w skali gór europejskich opad letni rzędu 50 mm/dobę wyzwała spływy gruzowo-błotne o rozmiarach większych niż w Tatrach.

Ostatnią okolicznością faworyzującą rozwój procesów katastrofalnych jest długość czasu trwania morfogenezy postglacjalnej, czyli czasu, jaki upłynął od odsłonięcia stoków spod pokrywy lodowej. W górach posiadających krótką historię postglacjalną (szwedzka i norweska Laponia, góry arktyczne) pokrywy stokowe nie są ustabilizowane w takim stopniu jak w Tatrach lub w subniwalnych piętrach Alp, Pirenejów lub Kaukazu.

Słabe upakowanie gruzu na stokach piargowych pokrywowych lub skalno-pokrywowych oraz uboga roślinność tundrowa nie przeciwdziałają skutecznie uruchamianiu pokryw, tak jak to obserwuje się na przykład w górach Europy Środkowej. Nierozczłonkowane stoki skalno-pokrywowe w Tatrach i Alpach są tak stabilne, utrwalone wysokogórską roślinnością murawową, że wody z opadów dobowych o natężeniu uznawanym za katastrofalne, nie są w stanie zniszczyć płaszcza roślinnego i degradować podłoże powyżej górnej granicy lasu. Dla potwierdzenia tej prawidłowości wystarczy zwrócić uwagę na niewielkie zniszczenia w piętrze semi-niwalnym Tatr podczas katastrofalnych deszczów w dniach 29 VI—1 VII 1973 r., gdy dobowe sumy wynosiły 200—300 mm. Tymczasowe opady o sumie dobowej rzędu 40 mm spowodowały zasadnicze przekształcenia (rozcięcia) stoków skalno-pokrywowych i pokrywowych w dniu 6 VII 1972 r. w Dolinie Tarfala w szwedzkim masywie Kebnekaise (A. Rapp 1974), gdzie rozmiary denudacji gruzowych pokryw osiągnęły około 5 mm. Pireneje odróżniają się od wszystkich innych wysokich gór Europy swoim zespołem warunków środowiskowych. Posiadają dużą energię rzeźby (wysokości względne 500—1000 m n.p.m.), najwyższe opady maksymalne (300—1000 mm/dobę) oraz długi, podobny jak w Alpach okres morfogenezy postglacjalnej piętra subniwalnego. Stoki często nawiedzane przez katastrofalne zjawiska hydrologiczne są silnie degradowane, o czym świadczą pokrywy zwietrzelinowe osiagające u podnóży stoków 5—8 m miąższości i leżące na pokrywach morenowych (wg G. Soutade 1969). Stoki są tam prawdopodobnie przystosowane do warunków maksymalnych zjawisk hydrologicznych. Podobne przystosowanie występuje w niektórych wysokich górach Azji, a zwłaszcza w Tiań-Szaniu (M. I. Iwieronowa 1962b), gdzie maksymalne procesy związane są z wystąpieniem maksimum opadowego w okresie roztopów. Tatry a być może i Alpy (z wyjątkiem Alp Południowych) nie osiągnęły takiego stopnia przystosowania stoków do zjawisk o dużym natężeniu.

Po przeanalizowaniu roli procesów morfogenetycznych katastrofalnych i umiarkowanych we współczesnym modelowaniu stoków wysokogórskich Tatr Zachodnich rysuje się generalny wniosek, że w stosunku do środowiska alpejskiego, arktycznego czy subarktycznego, środowisko tatrzańskie cechuje się większą stabilnością. Tylko wietrzenie fizyczne i odpadanie w obrębie tatrzańskich stoków skalnych węglanowych ma podobną intensywność jak na stokach alpejskich, a przewyższa odpowiednie wskaźniki charakterystyczne dla stoków arktycznych i subarktycznych.

Współczesne procesy morfogenetyczne w Tatrach nie spowodowały zupełnego przekształcenia stoków o założeniach trzeciorzędowych i plejstoceńskich. Modelowanie stoków skalnych i skalno-pokrywowych stanowi zaledwie retusz na rzeźbie stoków o starszych założeniach, polegający na wydobywaniu różnic litologicznych przez selektywne niszczenie.

## WNIOSKI

Na podstawie przeanalizowanych cech współczesnego modelowania stoków tatrzańskich i porównania ich z modelowaniem innych obszarów wysokogórskich można sformułować ogólne prawidłowości modelowania:

1) Efektywność oddziaływania krótkotrwałych katastrofalnych procesów morfogenetycznych, decydujących o wykształceniu mezoform stokowych, jest uzależniona w równym stopniu od warunków klimatycznych (częstotliwości występowania oraz rzędu wielkości zjawisk ekstremalnych) i energii rzeźby.

2) Właściwości teksturalne skał i sposób upakowania materiału budującego pokrywy uzależniony od czasu trwania morfogenezy postglacjalnej w znacznej mierze decydują o stabilności morfodynamicznej stoków wysokogórskich.

3) Procesy umiarkowane o działaniu długotrwałym zmierzają do zacierania form utworzonych w rezultacie gwałtownych, krótkotrwałych procesów katastrofalnych i przystosowania stoków do statystycznie najczęściej występujących warunków hydrometeorologicznych.

4) Pionowe różnicowanie współczesnych procesów rzeźbotwórczych wyraża się nie tylko obecnością procesów piętowych, związanych z określonym piętnem geoeekologicznym, lecz także zróżnicowaniem natężenia procesów apiętowych.

5) Klimatycznie uwarunkowana asymetria procesów na stokach wysokogórskich o różnej ekspozycji polega na zmianie natężenia poszczególnych procesów morfogenetycznych oraz na różnym kształtowaniu się hierarchii ich ważności.

## LITERATURA

- Adamczyk B., 1962, *Studia gleboznawczo-fitosocjologiczne w Dolinie Matej Łąki w Tatrach*, Acta Agraria et Silv., Ser. leśna, vol. 2.
- Ahnert F., 1967, *The role of the equilibrium concept in the interpretation of landforms of fluvial erosion and deposition*, L'évolution des versants, vol. 40, Les Congrès et Colloques de l'Université de Liège.
- Allix A., 1924, *Avalanches*, Geogr. Rev., 14.
- Andrews J. T., 1961, *The development of scree slopes in the English Lake District and Central Québec—Labrador*, Cahiers de Géogr. de Québec, no. 10.
- Aulitzky H., 1961, *Die Bodentemperaturen in der Kampfzone oberhalb der Waldgrenze und im subalpinen Zirben—Lärchenwald, Ökologische Untersuchungen in der Subalpine Stufe zum Zwecke der Hochlagenaufforstung*, Teil I, Mitteil. der Forstlichen Bundes-Versuchsanstalt Mariabrunn, H. 59.
- 1970, *Der Enterbach (Inzing in Tirol) am 26. Juli 1969: Versuch der Analyse eines Murganges als Grundlage für die Neuerstellung einer zerstörten Wildbachverbauung, Wildbach- und Lawinenverbau*, Jg. 34, H. 1.
- Bagnold R. A., 1941, *The physics of blown sand and desert dunes*, London.
- Bednarz Z., 1973, *Badania dendroklimatyczne nad limbą »Pinus cembra L.« oraz innymi gatunkami drzew tatrzańskich*, rkps. pracy dokt., Kraków.
- Benedict J. B., 1970, *Downslope Soil Movement in a Colorado Alpine Region: Rates, Processes, and Climatic Significance*, Arctic and Alpine Research, vol. 2, no. 3.
- Bocz S. G., 1946, *Sneźniki i sneżnaja erozja w sewernych czastiach Urala*, Izv. Wsesojuz. Geogr. Obszcz. 78, wyp. 2.
- Bowman J., 1916, *The Andes of Southern Peru*, Amer. Geogr. Soc., Henry Holt and Co.
- Boyé M., 1952, *Névés et érosion glaciaire*, Rev. de Geomorph. Dyn., 1.
- Büdel J., 1950, *Das System der Klimatischen Morphologie*, Deutsch. Geogr.-Tag, München.
- 1963, *Klima — Genetische Geomorphologie*, Geogr. Rundschau, 15.
- Caine T. N., 1963, *Movement of low angle scree slopes in the Lake District, Northern England*, Rev. de Geomorph. Dyn., 10—11—12, XIV.
- 1969, *A model for alpine talus slope development by slush avalanching*, Journ. of Geology, 77.
- Carson M. A., Kirkby M. J., 1972, *Hillslope form and process*, The University Press, Cambridge.
- Chepil W. S., 1945, *Dynamics of wind erosion*, Soil Sci., 60.
- Chomicz K., 1954, *Prognozowanie wezbrań roztopowych*, Gosp. Wodna, z. 4.
- 1957, *Les Avalanches dans la Montagnes de Tatra. Méthodes de Mesures*, Extract de la publication no. 69 de l'A.I.H.S. Symposium Intern. sur les Aspects Scientifiques des Avalanches de Neige.

- Chorley R. J., Kennedy B. A., 1971, *Physical Geography, A System Approach* London.
- Corbel J., 1959, *Vitesse de l'érosion*, Zeitschr. für Geomorph., 3.
- Corbel J., Stchouzkoy T., Franck J. C., Muxart R., 1965, *Chemical Erosion in the Moravian Karst (Comparison of Results with Those Obtained in the Neighbouring Karst Regions)*, Problems of the Speleological Research, Prague.
- Costin A. B., Jennings J. N., Bautovich B. C., Wimbush D. J., 1973, *Forces developed by snowpath action, Mt. Twynam, Snowy Mountains, Australia*, Arctic and Alpine Research, 5 (2).
- Costin A. B., Jennings J. N., Black H. P., Thom B. G., 1964, *Snow action on Mount Twynam, Snowy Mountains, Australia*, Journ. of Glaciology, 5.
- Czeppe Z., 1966, *Przebieg głównych procesów morfogenetycznych w południowo-zachodnim Spitsbergenie*, Zesz. Nauk. UJ., 77, Prace geogr., z. 13.
- Dalrymple J. B., Blong R. J., Conacher A. J., 1968, *An hypothetical nine unit landsurface model*, Zeitschr. für Geomorph., N.F. Bd. 12, H. 1.
- Davies J. L., 1969, *Landforms of Cold Climates, An Introduction to Systematic Geomorphology*, vol. 3, The M.I.T. Press, Cambridge, Massachusetts. London.
- Dawitaja F. F., (red.) 1972, *Związek Radziecki — Gruzja*, PWN.
- Derruau M., 1968, *Mountains* [In:] *The Encyclopedia of Geomorphology*, Reinhold Book Corporation, New York.
- Dobija A., 1973, *Present-day gravitation processes on the slopes of the Jaworzynka valley (the Polish Tatra Mountains)*, Studia Geomorph. Carp.—Balcanica, vol. VII.
- Dyson J. L., 1937, *Snowslide strations*, Journ. of Geology, 45.
- Embleton C., King C. A. M., 1968, *Glacial and Periglacial Geomorphology*, Edinburgh.
- Engelen G. B., 1967, *Landslides in the metamorphic northern border of the Dolomites (N. Italy)*, Eng. Geol., 2 (3).
- Fabijanowski J., 1962, *Lasy tatrzańskie*, [W:] *Tatrzański Park Narodowy*, Kraków.
- Fairbridge R. W., 1968a, *Mountain and Hilly Terrain*, [In:] *The Encyclopedia of Geomorphology*, Reinhold Book Corporation, New York.
- 1968b, *Holocene, Postglacial or Recent Epoch*, [In:] *The Encyclopedia of Geomorphology*, Reinhold Book Corporation, New York.
- Furrer G., 1965, *Die Subnivale Höhenstufe und ihre Untergrenze in den Bündler und Walliser Alpen*, Geogr. Helvetica, t. 20, nr 4.
- Furrer G., Bachmann F., 1972, *Solifluktiionsdecken im schweizerischen Hochgebirge als Spiegel der postglazialen Landschaftsentwicklung*, Zeitschr. für Geomorph., Suppl. Bd. 13.
- Gagószidze M. S., 1970, *Sielewyje jawlenia i borba s nimi*, Izdat. „Sabczota Sakartweło”, Tbilisi.
- Galibert G., 1960a, *L'évolution actuelle des „faces Nord” de la haute montagne alpine dans le massif de Zermatt*, Rev. Géogr. des Pyrénées et du Sud-Ouest, 31.
- 1960b, *Les processus actuels d'évolution du relief de haute montagne dans le massif de Zermatt (Alpes Valaisannes)*, Bull. de l'Association de Geogr. Français, 290/91.
- 1961, *Le climat solaire et l'évolution actuelle des parois ensoleillées de la haute montagne alpine*, Annales de Geogr., 70, so 380.
- Gardner J., 1969, *Snowpathes: their influence on mountain wall temperatures and the geomorphic implications*, Geogr. Annaler, vol. 51A, 3.
- Gawlik A., 1962, *Stożki usypiskowe w Tatrach*, Roczn. Nauk.-Dydakt. WSP w Krakowie, Prace geogr., zesz. 10.



- 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 Tatras polonaises, Processus périglaciaires, étudiés sur le terrain*, Les Congrès et Colloques de l'Université de Liège, vol. 67.
- Gieysztorowa I., 1971, *Obserwacje nad unosinami w dwóch potokach tatrzańskich*, Przegł. geogr., t. 43, z. 3.
- Gołubiew G. N., Flejszman C. M., 1968, *Osnownyje mechanizmy formowania sielei i puti ich prognozowania*, Dokładny X wsiesoj. konf. po sielewym potokam i gornom rusłowym procesam, Erewań.
- Goodier R., Ball D. F., 1969, *Recent ground pattern phenomena in the Rhinog mountains, North Wales*, Geogr. Annaler, vol. 51a, 3.
- Gray J. T., 1972a, *Postglacial rockwall recession in the Ogilvie and Wernecke mountains, Central Yukon Territory*, Intern. Geography 1972, 1, Papers Submitted to the 22rd Intern. Geogr. Congress, Canada, University of Toronto Press.
- 1972b, *Debris accretion on talus slopes in the central Yukon Territory*, [In:] *Mountain Geomorphology* B. C. Geogr. Series, no. 14, Vancouver.
- Grochocka-Piotrowska K., 1970, *Fotointerpretacja i geneza struktur nieciągłych w masywie granitowym polskiej części Tatr Wysokich*, Acta Geol. Pol., r. 20, nr 2.
- Haefeli R., 1953, *Creep problems in soil, snow and ice*, Proc. of the 3rd Intern. Conf. on Soil Mechanics and Foundation Engineering, Zurich, vol. 3.
- Halicki B., 1933, *Parę uwag o rozwoju dolin tatrzańskich*, Sprawozd. Pol. Inst. Geol., t. VII, zes. 4.
- Hann J., 1911, *Handbuch der Klimatologie*, III Band, II Teil, Stuttgart.
- Hess H., 1904, *Die Gletscher*, Braunschweig.
- Hess M., — 1962, *Wpływ pokrywy śnieżnej i lodowej na bilans promieniowania i mikroklimat gór*, Zesz. Nauk. UJ, Prace Inst. Geogr. nr 27.
- 1963, *Problems of the Perinival Climate in the Tatra Mountains*, Bull. de l'Acad. Pol. des Sci., Ser. géol. et géogr., V, XI, nr 4.
- 1965, *Piętra klimatyczne w polskich Karpatach Zachodnich*, Zesz. Nauk. UJ, Prace geogr., z. 11.
- 1968, *Próba rekonstrukcji klimatu w holocenie na terenie Polski Południowej*, Folia quaternaria, 29.
- Hewitt K., 1972, *The mountain environment and geomorphic processes*, [In:] *Mountain Geomorphology*, B. C. Geogr. Series, no 14, Vancouver.
- Higler A., 1897, *Über verwitterungsvorgänge bei krystallinischen und sedimentargesteinen*, Landwirtschafliche Jahrbücher, 8.
- Hjulström F., Sundborg A., Falk A., 1955, *Problems concerning the deposits of windblown silt in Sweden*, Geogr. Annaler, vol. 37, 1—2.
- Höllermann P. W., 1964, *Recente Verwitterung, Abtragung und Formenschatz in den Zentralalpen am Beispiel des oberen Suldentales (Ortlergruppe)*, Zeitschr. für Geomorph., Suppl. Bd. 4.
- Iwieronowa M. I., 1962a, *Reżim sneżnich obwałów w Terskej-Atatau i ich gidrologiczeskoje i geomorfologiczeskoje znaczenie*, Raboty Tjanszanskoj fizyko-geogr. stancji 7, Trudy Inst. Geogr. AN SSSR, t. 81.
- 1962b, *Dejatielnost wremiennych potokow w wysokogornom obramlenii Isyk-Kulskoj Kotlowiny*, Raboty Tjanszanskoj fizyko-geogr. stancji 7, Trudy Inst. Geogr. AN SSSR, t. 81.
- Jahn A., 1947, *Przyczynek do znajomości stożków usypiskowych w krajach polarnych*, Przegł. geogr. t. 21, z. 1—2.
- 1954, *Denudacyjny bilans stoku*, Czasop. geogr., t. 25, z. 1—2.
- 1958, *Mikrorelief peryglacjalny Tatr i Babiej Góry*, Biul. Perygl. nr 4.

- 1960, *Some remarks on the evolution of slopes on Spitsbergen*, Zeitschr. für Geomorph., Suppl. Bd. 1.
- 1961, *Quantitative analysis of some periglacial processes in Spitsbergen*, Zesz. Nauk. Univ. Wrocław, Nauka o Ziemi, II, Ser. B, nr 5.
- 1968, *Denudational Balance of Slopes*, Geogr. Polonica, vol. 13.
- 1970a, *Zagadnienia strefy peryglacialnej*, PWN, Warszawa.
- 1970b, *Najniższe stanowisko czynnych gruntów strukturalnych w Tatrach i problem dolnej granicy występowania zjawisk peryglacialnych w górach*, Acta Geogr. Lodziensia, nr 24.
- Jahn A., Cielińska M., 1974, *Ruchy gruntu na stokach Karkonoszy*, Acta Univ. Wratisl., no 236, Prace Inst. Geogr. ser. A.
- Kaszowski L., 1969, *Z badań nad transportem rumowiska wlezonego w Dolinie Białego Potoku w Tatrach*, Spraw. z Posiedz. Kom. Nauk. PAN w Krakowie, lipiec—grudzień.
- 1973, *Morphological Activity of the Mountain Streams (with Biały Potok in the Tatra Mts. as example)*, Zesz. Nauk. UJ, Prace geogr., 31.
- 1975, *Morfodynamika koryta potoku Białego*, Folia Geographica, Ser. Geogr.-Physica, vol. IX.
- Kaszowski L., Sroka J., 1975, *Przegląd badań geomorfologicznych w Tatrzańskim Parku Narodowym*, Instytut Kształtowania Środowiska, Kraków, (mpis.).
- Kelletat D., 1969, *Verbreitung und Vergesellschaftung rezenter Periglazialscheinungen im Apennin*, Göttinger Geogr. Abhandl., H. 48.
- Klimaszewski M., 1935, *Morfologiczne skutki powodzi w Małopolsce Zachodniej w lipcu 1934 r.*, Czasop. geogr., t. 13, z. 2—4.
- 1958, *Pogląd na rozwój geomorfologiczny Tatr Polskich*, Przew. VI Ogólnopolsk. Zjazdu P.T.G., cz. I, Kraków.
- 1961, *Geomorfologia ogólna*, PWN, Warszawa.
- 1962, *Zarys rozwoju rzeźby Tatr Polskich*, [W:] *Tatrzański Park Narodowy*, Kraków.
- 1971, *A Contribution to the Theory of Rock-Face Development*, Studia Geomorph. Carp.-Balcanica, vol. V.
- 1972, *Karpaty Wewnętrzne*, [W:] *Geomorfologia Polski*, t. 1, PWN, Warszawa.
- Kłapa M., 1963, *Prace Stacji Badawczej Instytutu Geografii PAN na Hali Gąsienicowej w latach 1960 i 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.
- 1970, *Problématique 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. Carp.—Balcanica, vol. 4.
- Kłapowa M., 1968, *Wpływ temperatury powietrza na temperaturę gruntu w obszarze górnej granicy lasu w Tatrach*, Przegł. geogr., t. 40, z. 2.
- 1969, *Obserwacje lawin śnieżnych w Tatrach*, Wierchy, r. 38.
- 1974, *Szata śnieżna w Tatrach*, Czasop. geogr., t. 45, z. 1.
- Kotarba A., 1969, *O morfogenetycznej roli wiatru halnego*. Spraw. z Posiedz. Kom. Nauk. PAN w Krakowie, styczeń—czerwiec.
- 1970 a, *Investigations of Contemporaneous Morphogenetic Processes in the Western Tatra Mts.*, Studia Geomorph. Carp. — Balcanica, vol. 4.
- 1970b, *The Morphogenetic Role of Foehn Wind in the Tatra Mts.*, Studia Geomorph. Carp.—Balcanica, vol. 4.
- 1971, *The Course and Intensity of Present-day Superficial Chemical Denudation in the Western Tatra Mts.*, Studia Geomorph. Carp.—Balcanica, vol. 5.
- 1972a, *Comparison of physical weathering and chemical denudation in the*

- Polish Tatra Mts., *Processus périglaciaires étudiés sur le terrain*, Les Congrès et Colloques de l'Université de Liège, vol. 67.
- 1972b, *Quelques aspects du modelage actuel des terrains des hautes montagnes*, Travaux du Symposium de Géographie Physique des Carpates, Bucaresti.
- 1972c, *Powierzchniowa denudacja chemiczna w wapienno-dolomitowych Tatrach Zachodnich*, Prace geogr. IG PAN, nr 96.
- Kotarba A., Starkel L., 1972, *Holocene morphogenetic altitudinal zones in the Carpathians*, Studia Geomorph. Carp.-Balcanica, vol. 6.
- Ksandr J., 1954, *Mrazové půdni formy v Tatrach*, Ochrana prirody, 9 (4).
- Lauscher F., 1965, *Die Tagesschwankung der Lufttemperatur auf Höhenstationen in allen Erdteilen*, Sonderdruck aus 60—62. Jahresbericht des Sonnenblick-Vereines für die Jahre 1962—1964, Wien.
- Leopold L. B., Wolman M. G., Miller J. P., 1964, *Fluvial Processes in Geomorphology*, William Freeman and Co., San Francisco.
- Lewis W. V., 1939, *Snow patch erosion in Iceland*, Geogr. Journ., 94.
- Love D., 1970, *Subarctic and Subalpine; Where and What?* Arctic and Alpine Research, vol. 2, no. 1.
- Lukniš M., 1973, *Relief Vysokých Tatier a ich predpolia*, Bratislava.
- Matthes F. E., 1900, *Glacial Sculpture of the Bighorn Mountains*, Wyoming, U. S. Geol. Surv., 21st A. Rep. (1899-1900).
- McCabe L. H., 1939, *Nivation and corrie erosion in West Spitsbergen*, The Geogr. Journ., vol. 94.
- Midriak R., 1972, *Deštrukcia pôdy vo vysokohorskej oblasti Belanských Tatier*, Lesn. študie č. 11-12.
- Morawska-Horawska M., 1970, *Wlijanie sformiowania powierzchni 700 mb i strujnego teczzenia na wznikanie gornego wietra w werchnej zonie Tatr*, Prace geogr. UJ, z. 26.
- Myczkowski S., Bednarz Z., 1974, *Limba »Pinus cembra L.«*, Studia Ośrodka Dokumentacji Fizjograficznej, t. 3, *Rodzime drzewa Tatr*, cz. 1.
- Nangeroni G., 1957, *Sprawozdanie z badań peryglacialnych we Włoszech*, Biul. Perygl., nr 5.
- Okołowicz W., 1969, *Klimatologia ogólna*, PWN, Warszawa.
- Oleksynowa K., Cipor M., Skiba S., Zasoński S., 1968, *Pedological Features of Thufurs in the Polish Tatra Mts.*, Polish Journ. of Soil Sci., vol. 1, nr 1.
- Orlicz M., 1954, *O stosunkach anemometrycznych na szczytach tatrzańskich*, Wiad. Służby Hydr.-Meteorol., t. 3, z. 4.
- 1962, *Klimat Tatr*, [W:] *Tatrzański Park Narodowy*, Kraków.
- Owens I. F., 1972, *Morphological characteristics of alpine mudflows in the Nigel Pass area*, [In:] *Mountain Geomorphology*, B. C. Geogr. Series, no. 14, Vancouver.
- Pasák V., 1967, *Rychlost větru a odnos půdy*, Meliorace, 3.
- Paschinger V., 1928, *Untersuchungen über Doppelgrate*, Zeitschr. für Geomorph., Bd. 3.
- Pawłowska S., 1962, *Świat roślinny Tatr*, [W:] *Tatrzański Park Narodowy*, Kraków.
- Pelišek J., 1953, *Poličkovité a terasovité půdy ve Vysokých a Belánských Tatrách*, Geogr. časop., 5, č. 1—2.
- Pellegrini G. B., 1969, *Osservazioni geografiche sull' alluvione del Novembre 1966 nella Valle del torrente Mis (Alpi Dolomitiche)*, Atti e Memorie dell' Accademia Patavina di Scienze, Lettere ed Arti, vol. 81 (1968—1969).
- Peltier L. C., 1950, *The Geographic Cycle in Periglacial Regions as it is Related to Climatic Morphology*, Ann. of the Assoc. of Amer. Geographers, vol. 40, nr 1

- Pękala K., 1969, *Rumowiska skalne i współczesne procesy morfogenetyczne w Bieszczadach Zachodnich*, Annales UMCS, Sec. B, vol. 24, 2.
- Pippan T., 1974, *Die Bedeutung Meteorologischer Faktoren für die Auslösung Gegenwärtiger Geomorphologischer Prozesse am Beispiel des Landes Salzburg*, Beiträge zur Klimatologie, Meteorologie und Klimamorphologie, Festschr. für H. Tollner zum 70. Geburtstag, Salzburg.
- Pissart A., 1964, *Vitesses des mouvements du sol au Chambeyron (Basses Alpes)*, Biul. Perygl., nr 14.
- 1972, *Vitesse des mouvements de pierres dans des sols et sur des versants périglaciaires au Chambeyron (Basses Alpes)*, *Processus périglaciaires étudiés sur le terrain*, Les Congres et Colloques de l'Université de Liège, vol. 67.
- Plesnik P., 1956, *Vplyv vetra na vznik a vyvoj pôd vo východnej polovici Belanských Tatier*, Geogr. časop., 8, 1.
- 1971, *Horna hranica lesa vo Vysokých a v Belanských Tatrách*, Vyd. SAV, Bratislava.
- 1972, *A Contribution to the Question of the Geographical Character of European High Mountains*, Geogr. časop., 24, 2.
- Poser H., 1954, *Die Periglazial — Erscheinungen in der Umgebung der Gletscher des Zemmgrundes*, Göttinger Geogr. Abhandl., 15, II.
- Rapp A., 1959, *Avalanche boulder tongues in Lappland*, Geogr. Annaler, vol. 41, 1.
- 1960a, *Recent development of mountain slopes in Kärkevagge and surroundings, Northern Scandinavia*, Geogr. Annaler, vol. 42, 2—3.
- 1960b, *Talus slopes and mountain walls at Tempelfjorden, Spitsbergen*, Norsk Polarinstitut Skrifter, 119.
- 1963, *The debris slides at Ulvådal, western Norway, An example of catastrophic slope processes in Scandinavia*, Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, 13.
- 1974, *Slope Erosion due to Extreme Rainfall, with Examples from Tropical and Arctic Mountains*, Abhandl. der Akad. der Wiss. in Göttingen, Math.-Physik. Klasse, nr 29.
- Rudberg S., 1968, *Wind erosion — preparation of maps showing the direction of eroding winds*, Biul. Perygl., nr 17.
- 1969, *Distribution of Small-Scale Periglacial and Glacial Geomorphological Features on Axel Heiberg Island, Northwest Territories, Canada*, [In:] *The Periglacial Environment, Past and Present*, Montreal, McGill — Queen's University Press, Montreal.
- 1970, *Recent quantitative work on slope processes in Scandinavia, New contribution to slope evolution*, Zeitschr. für Geomorph., Suppl. Bd. 9.
- 1974, *Some Observations concerning Nivation and Snow Melt in Swedish Lapland*, Abhandl. der Akad. der Wiss. in Göttingen, Math.-Physik. Klasse, nr 29.
- Sawicki L., 1917, *Osuwisko ziemne w Szymbarku i inne zsuwy powstałe w 1913 r. w Galicyi Zachodniej*, Rozpr. Wydz. Mat. Przyr. PAU, t. 56, ser. A.
- Schaufelberger P., 1959, *Klima-, Klimaboden — und Klimavegetationstypen*, Geogr., Helvetica, t. 14.
- Scheidegger A. E., 1970, *Theoretical Geomorphology*, London — New York.
- Schmid J., 1958, *Recente und fossile Frosterscheinungen im Bereich der Gletscherlandschaft der Gurgler Ache (Ötztaler Alpen)*, Schlern — Schriften, 190.
- Schunke E., 1974, *Formungsvorgänge an Schneeflecken im isländischen Hochland*, Abhandl. der Akad. der Wiss. in Göttingen, Math.-Physik. Klasse, nr 29.
- Schwab G. O., Frevert R. K., Edminster T. W., Barnes K. K., 1966, *Soil and Water Conservation Engineering*, New York.
- Sekyra J., 1950, *Thufury a girlandove pudy v Bělských Tatrách*, Sbor. Čs. spol. zeměp., 55, č. 3—4.

- 1958, *Kryopedologická terminologie*, Časop. pro miner. a geol., roč. 1958, nr 3.
- 1960, *Působení mrazu na půdu, Kryopedologie se zvláštním zřetelem k ČSR*, Geotechnica, nr 27.
- Sharpe C. F., 1938, *Landslides and Related Phenomena*, Columbia, New York.
- Smith J., 1960, *Cryoturbation data from South Georgia*, Biul. Perygl. nr 8.
- Souchez R., 1968, *Rate of Frost-shattering and Slope Development in Dolomitic Limestones in Ellesmere Island, Canada*, Abstracts of Papers 21st Intern. Geogr. Congress, India.
- Soutadé G., 1969, *Un milieu sub-alpin de glyptogénèse*, Rev. Géogr. des Pyrénées et du Sud-Ouest, t. 40, fasc. 4.
- Stachlewski W., 1974, *Wiatry halne na Kasprowym Wierchu i w Zakopanem*, Czasop. geogr., t. 45, z. 1.
- Starkel L., 1972, *The Role Catastrophic Rainfall in the Shaping of the Relief of the Lower Himalaya (Darjeeling Hills)*, Geogr. Polonica, vol. 21.
- Stingl H., 1969, *Ein periglazialmorphologisches Nord-Süd-Profil durch die Ostalpen*, Göttinger Geogr. Abhandl., 49.
- Stocker E., 1971, *Plaiken — Erscheinungsbilder rascher Hangentwicklung*, Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, Bd. 101, Graz.
- Stoddart D. R., 1969, *Climatic Geomorphology, Introduction to Fluvial Processes*, London.
- Strahler A. N., 1965, *Introduction to Physical Geography*, New York.
- Suchodrowskij V. L., 1962, *Fizycznejskoje wywietriwanije gornych porod w prilednikowej zonie Zemli Franca-Josifa*, Isledowanija lednikow i lednikowych rajonow, Wypusk 2, Izd. Akad. Nauk SSSR.
- Terzaghi K., 1950, *Mechanism of landslides*, Geol. Soc. Amer. Bull., (Berkey) Volume.
- Thompson W. F., 1962, *Cascade Alp slopes and gipfelfluren as clima — geomorphic phenomena*, Erdkunde, Bd. 16, H. 2.
- Tivy J., 1957, *Influence des facteurs biologiques sur l'erosion dans les Southern Uplands Écossais*, Rev. de Géomorph. Dyn., 8, 1—2.
- 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.
- Trewartha G. T., 1954, *An Introduction to Climate*, Tokyo.
- Tricart J., 1957a, *Une lave torrentielle dans les Alpes Autrichiennes*, Rev. de Geomorph. Dyn., 11—12.
- 1957b, *Application du concept de zonalité à la geomorphologie*, Tijdschrift. Leiden.
- 1960, *Prace doświadczalne w zakresie zagadnienia wietrzenia mrozowego*, [w:] *Zagadnienia geomorfologiczne*, PWN, Warszawa.
- 1970, *Geomorphology of Cold Environments*, Macmillan and Co., Edinburgh.
- Tricart J., et al., 1961, *Mechanismes normaux et phénomènes catastrophiques dans l'évolution des versants du Bassin du Guil*, Zeitschr. für Geomorph., 5.
- Troll C., 1961, *Klima und Pflanzenkleid der Erde in dreidimensionaler Sicht*, Die Naturwissenschaften, Jg. 48, H. 9.
- 1962, *Die dreidimensionale Landschaftgliederung der Erde*, Hermann von Wissmann—Festschrift, Tübingen.
- 1972, *Geocology and world — wide differentiation of high-mountain ecosystems*, [In:] *Geocology of the High Mountain Regions of Eurasia*, Proc. Symp. of the IGU Commission on High Altitude Geocology Nov. 20—22, 1969, Mainz, Erdwissenschaftliche Forschung, IV, Steiner, Wiesbaden.

- 1973a, *High Mountain Belts between the Polar Caps and the Equator: Their Definition and Lower Limit*, Arctic and Alpine Research, vol. 5, nr 3, Part 2.
- 1973b, *The Upper Timberlines in Different Climatic Zones*, Arctic and Alpine Research, vol. 5, nr 3, Part 2.
- Tufnell L., 1969, *The range of periglacial phenomena in northern England*, Biul. Perygl., nr 19.
- 1972, *Ploughing blocks with special references to north-west England*, Biul. Perygl., nr 21.
- Turner H., 1958, *Maximaltemperaturen oberflächennaher Bodenschichten an der alpinen Waldgrenze*, Wetter und Leben, 10.
- Tuszynskij T. K., 1949, *Lawiny*, Moskwa.
- Vitásek F., 1956, *Sněžná čara ve Vysokých Tatrách*, Geogr. časop., VIII, 4.
- Wallen C. C., 1960, *The Kårsa glacier and its relation to the climate of the Torne Trask region*, Geogr. Annaler, vol. 41, 4.
- Washburn A. L., 1967, *Instrumental observations of mass-wasting in the Meesters Vig District, Northeast Greenland*, Meddelelser om Grønland udgivne af Kommissionen for Videnskabelige Undersøgelser i Grønland, Bd. 166, nr 4, København.
- 1973, *Periglacial processes and environments*, London.
- Wdowiak S., 1961, *Współczesny lodowiec karowy w Wielkim Kotle Miękuszo-wieckim nad Morskim Okiem w Tatrach*, Biul. Geol., Uniw. Warsz., t. 1.
- Williams P. J., 1968, *Solifluction*, [In:] *The Encyclopedia of Geomorphology*, Reinhold Book Corporation, New York.
- World Weather Records 1941—1959*, Washington D. C., 1959.
- Woskresenskij S. S., 1971, *Dinamiczeskaja geomorfologia — formirowanije sklonow*, Izdat. Mosk. Uniw., Moskwa.
- Young A., 1972, *Slopes*, Oliver-Boyd, Edinburgh.
- 1974, *The rate of slope retreat*, Inst. Brit. Geogr. Spec. Publ., nr 7.
- Zierhoffer A., 1935, *Kilka przykładów działania wód powodziowych w dorzeczcu Struja i Oporu*, Czasop. geogr., t. 13, z. 2—4.
- Ziętara T., 1974, *Uwagi o roli murów w modelowaniu rzeźby Karpat*, Roczn. Nauk.-Dydakt. WSP, zesz. 55, Prace geogr., VI, Kraków.
- Zandajew M. Ż., 1972, *Geomorfologia Zailijskiego Ałatau i problemy formowania recznych dolin*, Izd. „Nauka”, Alma-Ata.
- Ponadto wykorzystano:
- Materiały archiwalne PIHM, Oddział Kraków,
- Mapa turystyczna, 1:30 000, *Tatrzański Park Narodowy*, 1969, PPWK, Warszawa.

## РОЛЬ МОРФОГЕНЕТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ФОРМИРОВАНИИ ВЫСОКОГОРНЫХ СКЛОНОВ

### Резюме

В работе представлена дифференциация морфогенетических процессов в вертикальном профиле известняко-доломитовых Западных Татр. На фоне климатических и растительных ярусов была проанализирована изменчивость интенсивности в годичном цикле следующих процессов: физического выветривания, отпадения, химической денудации, сползания покровов обломочного материала, а также покровов, сложенных продуктами выветривания и почвой, перемещения так называемых ползучих валунов, свободной солифлюкции, эрозионные процессы, нивация и дефляция. На основании полевых измерений, проводившихся в 1966—1974 г., были определены показатели интенсивности этих процессов.

Было констатировано, что Татры — в сопоставлении с другими высокими горами Европы — больше всего похожи на Известняковые (Северные) Альпы, несмотря на то, что показатели интенсивности процессов ближе нижних пределов, определенных для Альп. Интенсивность постоянных, круглогодичных процессов указывает на косвенные динамические черты этих процессов и ставит татринскую среду между высокогорными субнивальными альпийскими и арктическими средами и средой среднегорных территорий, расположенных в зоне умеренного климата. Интенсивность и эффективность катастрофических, кратковременных процессов значительно меньше, чем в Альпах, Пиренеях или на Кавказе.

*Перевел Данель Хорович*

## THE ROLE OF MORPHOGENETIC PROCESSES IN MODELLING HIGH-MOUNTAIN SLOPES

### Summary

The paper presents the differentiation of morphogenetic processes in limestone-dolomitic West Tatra Mts. On the background of climatic and vegetation belts there were distinguished and analysed groups of processes characteristic of high-mountain and middle-mountain slopes of the Polish Tatra followed by a comparison drawn between the indices of intensity of processes in the Tatra and appropriate indices for other mountainous areas of Europe. Research was carried out in valleys dissecting the northern slope of the massif of Czerwone Wierchy covering an area lying from 900 to 2123 m a.s.l. and included in four climatic belts. Mean annual air temperatures there vary from 6°C to -2°C. There are the following vegetation belts corresponding to the climatic belts: fir-beech forests, spruce forests, dwarf mountain-pine and alpine meadows. Field studies were conducted in the years 1966—1974 and included direct observations of phenomena (processes) as well as measurements of the effects of processes within the sites established. The slopes were divided into morphodynamic sections, assuming as a criterion the kind of slope microforms, their freshness and also the intensity of processes on chosen representative sites.

In considering the processes from the viewpoint of their intensity and duration and vertical diversification it is possible to distinguish in the Tatra processes due to altitudinal belts and those independent from them as well as processes of catastrophic and moderate character. The processes confined only to geocological belts found above the upper forest line are: frost creeping, free and bound solifluction, system of nivation processes and deflation. Those independent from the vertical belts are: physical weathering and falling off, chemical denudation, corrosion, sheet-wash and rillwash, creeping of boulders and of debris and soil-rock-waste covers. An intermediate position is taken by morphologic activity of avalanches as they often originate above the upper forest line, and are deposited in the forests of upper subalpine zone. The mosaic character and mutual penetration of micro and meso environments on slope (morphodynamic sections) renders impossible to distinguish processes linked with altitudinal zones and define their boundaries. One can only speak about geocological belts with a domination of certain processes. The author distinguishes the principal boundaries in the West Mts which are important on the grounds of their morphodynamic value. These are: the upper forest line and the altitudinal belt of the annual isotherm of 0°C. These boundaries determine the vertical differentiation of slope processes, both qualitative and quantitative. The vertical differentiation of the present day morphodynamics of slopes is evidenced not only by the presence of processes linked with altitudinal belts but also by differences in the intensity of processes independent from the belts. Physical weathering and falling off as well as chemical denudation are independent



from vertical belts but their mutual relation varies in vertical profile of the Tatra Mts.

In vertical belts above the upper forest line there predominate physical weathering and falling off (their intensity some 37 times greater than in the case of chemical denudation) while in forest belts the differences in intensity decrease and at the feet of the Tatra they assume similar values (retreat of rock surfaces due to falling off is 0.10 mm per year and that due to chemical denudation amounts to 0.09 mm per year).

The catastrophic processes produce mainly micro and mesoforms within Tatra slopes with their duration amounting to tens of years. These are forms brought about by the destructive or creative activity of debris-muddy flows, snow-ground (dirty) avalanches and denudation caused by uprooting of trees. The moderate processes aim at cancelling slope forms produced by processes of maximum intensity and at their adjustment to the average, most often found, hydrologic and meteorologic conditions. The tendency towards obliteration of the forms due to short-lasting extreme processes is expressed in the degradation of convex elements of the slope and in filling in concave elements. Moderate processes act for a long time and involve all surfaces of slopes (secular processes).

One of the features of the present-day modelling of high-mountain slopes in the Tatra is the climatic asymmetry of processes on east and west-facing hillsides. The asymmetry of processes is brought about by varied thermal and humidity conditions on the surfaces of slopes. Apart from height above sea level the east-facing slopes, are, in general wetter than the opposite. Their greater humidity is due to their meso and microclimatic conditions which favour more prolonged occurrence of snow cover and thus longer, in places throughout the year, alimentation of slopes with meltwater. The slopes with eastern exposure reveal lesser insolation and, besides, on prevailing winds from a westerly direction the snow is there deposited in the form of brows and banks. Thermal severity above 1800 m a.s.l. is reflected in a longer duration of frost cementing of slopes and a smaller number, a year, of ground temperature oscillations round 0°C. Hence, physical weathering and falling off play a smaller role than on west-facing slopes subject to intense regulation. Therefore the indices of the retreat of rock walls and of slopes exposed to the west are 10 times greater. Also below the annual isotherm of 0°C the climatic asymmetry is visible, although morphodynamic effect there is reverse than in higher positions. The east-facing hillsides are at present subject to physical weathering and to retreat quicker than the comparatively "warmer" west-facing slopes. Mass movements of screes approach the same scheme of dynamic diversification of rock slopes in both aspects under consideration.

The asymmetry of processes within the slopes mantled with rockwaste of debris and earthy character and situated above the upper forest line as well as devoid of compact vegetal cover is expressed in the predominance of frost creep on west-facing slopes and of free solifluction on surfaces exposed to the east. Frost creeping is a process twice as effective as solifluction. Taking into consideration lack of permafrost in the subnival and alpine belt in the Tatra and in other high mountains of Europe it is possible to judge that frost creeping there is a much more important process than solifluction.

The moderate processes in the Tatra such as physical weathering, falling off, creeping of debris covers and of fine-grained soil and rockwaste covers, in addition to solifluction and needle-ice action all these have their own rhythm expressed in seasonal variability of their intensity. The indices of their intensity most approach to appropriate values obtained in carbonate Alpine massifs although they are nearer to the lower intervals of intensity found for the Alps. The intensity of these processes points to indirect dynamic properties of these processes, and thus places

the Tatra environment between high-mountain subnival alpine and arctic environments and the environments of middle-mountain areas situated in the zone of moderate climate.

The catastrophic processes in the Tatra display far lesser intensity than in the Alps, Pirenees or in the Caucasus, also in the case when they are evoked by hydrometeorologic factors of indetical intensity. The Tatra and the Alps have a similar order of magnitude of the maximum precipitation and the diurnal precipitation totals typical for the Northern Alps occur in the Tatra annually. However, despite the very favourable climatic conditions in the Tatra it is the considerably little relief energy owing to which the sufficiently great kinetic energy of water and of weathered material transported cannot be released, capable of transformation the slopes to such an extent as is the case of the Alps, the Pirenees or the Caucasus.

After analysing the role of morphogenetic catastrophic and moderate processes in the present-day modelling of high-mountain slopes of the West Tatra a general conclusion appears that in respect to the alpine arctic or subarctic environments the environment of the Tatra is marked by a greater stability. Only physical weathering and falling off within the Tatra carbonate slopes reveal a similar intensity as on slopes of the limestone Alps, although their appropriate indices surpass those characteristic of arctic and subarctic slopes.

The present-day morphogenetic processes in the Tatra do not lead to a complete transformation of slopes, Tertiary and Pleistocene in origin. The present-day modelling is only a retouch on the relief of slopes of older origin, this consisting in underlining lithological differences by selective destruction.

*Translated by Krzysztof Czekierda*

WAŻNIEJSZE DOSTRZEŻONE BŁĘDY DRUKU

Str.	Wiersz	Test	Powinno być
29	14 od g.	(tab. 10)	(tab. 5)
56	8 od g.	samej metody	tej samej metody
56	16 od g.	(tab. 14)	(tab. 9)
61	37 od g.	(ryc. 2)	(ryc. 1)
36	11 od g.	w tabeli 21	w tabeli 16
119	28 od g.	— 1962	Hess M., 1962

A. Kotarba, *Współczesne modelowanie...*

102. Matusik M., *Próba typologii i regionalizacji rolnictwa na obszarze Dolnego Powiśla*. 1973, s. 152 + 30 ilustr. + 6 fot., zł 32,—
103. Ziemońska Z., *Stosunki wodne w polskich Karpatach Zachodnich*. 1973, s. 124 + 23 ilustr., zł 25,—
104. Drozdowski E., *Geneza Basenu Grudziądzkiego w świetle osadów i form glacialnych* 1974, s. 139 + 41 i ilustr. + 17 fot., zł 32,—
105. Pulina M., *Denudacja chemiczna na obszarach krasu węglanowego*. 1974, s. 159 + 52 ilustr. + 10 fot., z. 36,—
106. Baumgart-Kotarba M., *Rozwój grzbietów górskich w Karpatach fli-szowych*. 1974, s. 136 + 39 ilustr. + 16 fot. + 3 zał., zł 40,—
107. Tyszkiewicz W., *Rolnicze użytkowanie ziemi a formy własności i roz-miary gospodarstw rolnych na Kujawach*. 1974, s. 127 + 17 ilustr., zł 30,—
108. Leszczycki S., *Problemy ochrony środowiska człowieka*. 1974, s. 88 + 11 ilustr., zł 22,—
109. Gawryszewski A., *Związki przestrzenne między migracjami stałymi i do-jazdami do pracy oraz czynniki przemieszczeń ludności*. 1974, s. 155 + 18 ilustr., zł 35,—
110. Żurek S., *Geneza zabagnienia Pradoliny Biebrzy*. 1975, s. 107 + 29 ilustr. + 22 fot., zł 30,—
111. Jankowski W., *Land use Mapping, Development and Methods*. 1975, s. 111, zł 32,—
112. Dramowicz K. K., *Symulacja cyfrowa i analiza systemowa w badaniach nad procesami urbanizacji wsi (model gromady Biała Stara, powiat płocki)*. 1975, s. 112 + 38 ilustr., zł 27,—
113. Żurek A., *Struktura przestrzenna przepływów ludności miast województwa kieleckiego*, 1975, s. 112 + 33 ilustr., zł 25,—
114. Froehlich W., *Dynamika transportu fluwialnego Kamienicy Nawojowskiej*. 1975, s. 112 + 54 ilustr. + 12 fot., zł 35
115. Harasimiuk M., *Rozwój rzeźby Pagórów Chełmskich w trzeciorzędzie i czwartorzędzie*. 1975, s. 108 + 43 ilustr. + 14 fot., zł 26,—
116. Węćławowicz G., *Struktura przestrzeni społeczno-gospodarczej Warszawy w latach 1931 i 1970 w świetle analizy czynnikowej*. 1975, s. 120 + 41 ilustr., zł 35,—
117. *Rozmieszczenie i migracje ludności a system osadniczy Polski*. Pr. zb. pod red. K. Dziewońskiego (w druku)
118. *Szczepkowski J., Struktura przestrzenna regionu bydgosko-toruńskiego. Ewolucja i dynamika*. (w druku)
119. *Wiśniewski E., Rozwój geomorfologiczny doliny Wisły pomiędzy Kotliną Płocką a Kotliną Toruńską*. (w druku)

#### Varia

- Centralny katalog zbiorów kartograficznych w Polsce
- Zeszyt 1. Katalog atlasów i dzieł geograficznych 1482—1800. 1961, s. 248, zł 72,—
- Zeszyt 2. (uzupełniający) Katalog atlasów i dzieł geograficznych 1482—1800. 1963, s. 124, zł 28,—
- Zeszyt 3. Katalog atlasów 1801—1919. 1965, s. 343, zł 76,—
- Zeszyt 4. Katalog atlasów 1920—1945. 1968, s. 160, zł 48,—

Cena zł 32.—

# A. KOTARBA: WSPÓŁCZESNE MODELOWANIE WĘGLANOWYCH STOKÓW WYSOKOGÓRSKICH