

ANNALES
UNIVERSITATIS MARIAE CURIE-SKŁODOWSKA
LUBLIN — POLONIA

VOL. XXIV, 2

SECTIO B

1969

Z Zakładu Geografii Fizycznej Wydziału Biologii i Nauk o Ziemi UMCS w Lublinie
Kierownik: prof. dr Adam Malicki

Stacja Naukowa w Równi, pow. Ustrzyki Dolne
Doniesienie nr 12

Kazimierz PEKALA

**Rumowiska skalne i współczesne procesy morfogenetyczne
w Bieszczadach Zachodnich**

Каменные россыпи и современные морфогенетические процессы в Западных Бещадах

Block Fields and Recent Morphogenetic Processes in the Western Bieszczady Mts

WSTĘP

Jedną z charakterystycznych cech Bieszczadów jest występowanie rumowisk skalnych na stokach pasm połonińskich. Znajdują się one na różnych wysokościach, głównie powyżej 1100 m n.p.m., ale występują i w niższych częściach grzbietów, na obszarze leśnym, w postaci nielicznych i niewielkich powierzchniowo płatów zwietrzliny blokowej. Jedynie w okolicy Rabego koło Baligrodu jest 5-hektarowe gołoborze, częściowo pokryte roślinnością. Bieszczadzkie pokrywy blokowe nie były przedmiotem opracowań geomorfologicznych.

Nagromadzenia luźnych bloków skalnych na stokach i grzbietach górskich w strefie leśnej, nie opanowane przez roślinność, nazywane są przez lud „gołoborzami”. Z Karpat Wschodnich znane są inne nazwy, jak: „grechot”, „cekota”, „arszyca”, „gorgan”, zaś w Tatrach górale nazywają pokrywy blokowe „łomiskami” w odróżnieniu od „złomisk” (połamany las). W polskiej literaturze geomorfologicznej przyjął się termin gołoborze. Był on stosowany do określania blokowych pokryw znajdujących się w obszarach górskich ponad górną granicą lasu. W. Łozński (28, 29), polski badacz zjawisk peryglacjalnych, nazwał blokowe pokrywy wietrzeniowe „rozwaliskami”, lecz termin ten nie przyjął się. Przed nim Rehman (42) rumowiska nazywał piargami, morzami ka-

mieni. Powszechnie stosowane określenie rumowisko skalne uważane jest za równoznaczne z gołoborzem.

Bieszczadzkie pokrywy blokowe występują w strefie leśnej i ponad górną granicą lasu. W obydwu przypadkach wykazują podobne zróżnicowanie pod względem genetycznym. Dlatego też — mimo nieprecyzyjności terminu z uwagi na jego opisowy charakter — pokrywy blokowe nazywane będą w niniejszej pracy rumowiskami skalnymi, z dodaniem określenia genetycznego.

W obrębie polskich Bieszczadów Zachodnich największym skupieniem i stosunkowo największym zróżnicowaniem genetycznym rumowisk skalnych odznacza się grupa połonin, do której należą: Tarnica (1347 m n.p.m.), Szeroki Wierch (1327 m n.p.m.), Bukowe Berdo (1238 m n.p.m.), Krzemień (1335 m n.p.m.), Kopa Bukowska (1320 m n.p.m.), Halicz (1335 m n.p.m.) oraz Rozsypaniec (1293 m n.p.m.). Ta część Bieszczadów (ryc. 1) stanowi dość zwarty masyw górski, charakteryzujący się bogactwem form i procesów morfogenetycznych i najmniej poznany pod względem geomorfologicznym. Z tej przyczyny wykonano w latach 1963—1967 szczegółowe badania terenowe, stanowiące podstawę niniejszej pracy. Część materiałów dotyczących rozwoju doliny Wołosatego w okresie czwartorzędowym przedstawiono w osobnej rozprawie (41).



Ryc. 1. Szkic sytuacyjny
Situation of the investigated area

W trakcie kartowania geomorfologicznego górnego dorzecza Sanu i Wołosatego stwierdzono poważną rolę współczesnych procesów rzeźbotwórczych w kształtowaniu strefy połonińskiej. Dla ilościowego określenia natężenia procesów wykonano szczegółowe obserwacje i pomiary w okresie od września r. 1963 do września r. 1967 na wytypowanych stanowiskach. Badania te dotyczyły procesów wietrzenia mechanicznego, spełzywania pokryw zwietrzelinowych, spłukiwania i wymywania. Zwrócono uwagę na procesy eoliczne i erozję wodną (linijną) oraz rozszerzanie się rowów rozpadlinowych w partii grzbietowej. Piaszkowce wystawione dłuższy czas na działanie czynników atmosferycznych oraz rozwijających się porostów przyjmują barwę ciemnoszarą. Świeżo odpadający materiał skalny pozostawia jasny ślad na powierzchni skalnej (ryc. 21). Cechę tę wykorzystano do przeprowadzenia wstępnych pomiarów procesów wietrzenia mechanicznego piaszkowców dolnokrośnieńskich w strefie połonin bieszczadzkich. Metoda pomiarów polegała na obliczaniu powierzchni jasnych na ścianach i blokach skalnych, powstałych na skutek ich odpadania, oraz na określaniu objętości materiału oddzielonego od skały macierzystej (35). Określenie objętości materiału nie zawsze było możliwe ze względu na trudność odnalezienia okruchów skalnych, dlatego też wyniki obarczone są pewnym błędem.

Dla określenia wielkości oraz natężenia zjawiska spełzywania wytypowano kilkanaście stanowisk, na których założono repery oraz punkty odniesienia. Na rumowiskach malowano farbą olejną pasy wzdłuż linii wyznaczonych pomiędzy stałymi reperami na wychodniach skalnych. Niezależnie od tego znaczone cały szereg reperów na poszczególnych blokach w różnych częściach pól rumowiskowych. Do pomiaru przesunięć „wędrujących” bloków zastosowano pręty stalowe wbijane w podłoże.

Wielkość spływów soliflukcyjnych określono przy pomocy gruzu barwionego. Następnie zaznaczono na planie drogę, którą przebył materiał gruzowy. Spełzywanie pokryw gliniasto-gruzowych określano przy pomocy szpilek stalowych i kołków (4, 9, 18).

Szpilki z drutu stalowego zastosowano również przy pomiarach spłukiwania powierzchniowego na stokach pozbawionych roślinności. Szpilki długości 35 cm wciskano w zwietrzelinę prostopadle do powierzchni przy pomocy skonstruowanego z rurki „wciskacza”. Ponad powierzchnię wystawało 10 cm szpilki. Szpilki instalowano w odstępach co 0,5 m na stokach o ekspozycji N i S, a nachyleniu od 12° do 19° . W celu określenia wielkości procesu wymywania wykonano pomiary zawiesiny mineralnej w wodzie i mierzono objętości stożków napływowych. Prze-

prowadzono również analizę profilów glebowych, polegającą na określe-
niu frakcji spławialnej (por. J a h n - 19, Z i e m n i c k i i M a z u r - 51).

Obserwacje procesów eolicznych polegały na określaniu materiału
mineralnego i organicznego, zawartego w śniegu (20).

WYSTĘPOWANIE I MORFOLOGIA BIESZCZADZKICH RUMOWISK SKALNYCH

Rumowiska skalne w Bieszczadach związane są z występowaniem
w podłożu piaskowców oligoceńskich (warstwy krośnieńskie dolne).
Wśród tych skał najbardziej odporne są piaskowce otryckie. Są to
twarde, gruboławicowe piaskowce mikowe, wapniste z wkładkami pias-
kowców cienkopłytowych (25, 26, 40). Grubość ławic dochodzi do kilku-
nastu metrów i wykazują one warstwowanie frakcjonalne. Wśród nich
występują piaskowce drobno-, średnio- i gruboziarniste, często nawet
zlepieńcowate. Najczęściej spotykane są ławice średnioziarniste. Prze-
waża w tych piaskowcach spoiwo krzemionkowe, w części tylko wapnis-
to-ilaste. Zawierają one 70—80% krzemionki, około 6% Al_2O_3 , 2—3%
 Fe_2O_3 , 3—8% CaO oraz ok. 1% MgO. Najważniejsze właściwości techniczne
piaskowców są następujące: ciężar właściwy 2,70—2,74 G/cm^3 , ciężar obję-
tościowy 2,21—2,40 G/cm^3 , nasiąkliwość wagowa 1,5—5,8%, wytrzyma-
łość na ściskanie 500—770 kG/cm^2 . Niektóre ławice charakteryzuje wy-
trzymałość na ściskanie przekraczająca 1250 kG/cm^2 . Są to piaskowce
krzemionkowe. Omawiane piaskowce są silnie spękane tektonicznie, dla-
tego też ich rozpad blokowy ściśle wiąże się z płaszczyznami ciosowymi.
Wzdłuż tych płaszczyzn postępuje wietrzenie chemiczne, przygotowują-
ce proces dezintegracji blokowej.

Blokowe utwory pokrywowe występują na obszarze szczegółowych
badań w dużej rozpiętości wysokościowej (ryc. 2). Pokrywy te spotyka
się od wysokości średnio 900 m n.p.m. po najwyższe szczyty (Tarnica
1347 m n.p.m.). Największe skupienia występują powyżej 1150 m n.p.m.
Na Tarnicy i Krzemieniu grupują się one głównie od 1200 do 1300 m
n.p.m. i pokrywają stoki o ekspozycji południowej, południowo-zachod-
niej i zachodniej (ryc. 3). Podobna sytuacja istnieje na Bukowym Ber-
dzie, Haliczu, Kopie Bukowskiej i Rozsypańcu. Z obrazu rozmieszcze-
nia wynika pewna strefowość: rumowiska — w terenach leśnych, i pola
rumowisk — ponad granicą pionowego zasięgu lasu. W terenach leśnych
rumowiska zalegają bezpośrednio u podnóża skałek rezydualnych, ścian
w strefie wychodni piaskowcowych lub w znacznej od nich odległości
na stokach o dużym nachyleniu. Podobna sytuacja jest powyżej górnej
granicy lasu. Pokrywy blokowe obydwu stref mają jedną wspólną

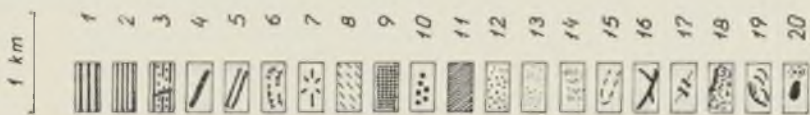
cechę: związek z podłożem geologicznym — wychodniami piaskowców dolnokrośnieńskich.

Zazębienie się lasu w górnej jego strefie granicznej z rumowiskami skalnymi zachodzi na kilku odcinkach na kopule Tarnicy i grzbiecie Krzemienia, w mniejszym stopniu na Bukowym Berdzie (ryc. 4). Ze względu na niezbyt duże powierzchnie rola ich w kształtowaniu górnej granicy lasu jest mała, choć są one czynnikiem współdziałającym w obniżaniu pionowego zasięgu. W wyniku gospodarczej działalności człowieka (wycinanie lasu, wypalanie traw) następowało powolne powiększanie się pól gołoborzy. Wycięcie lasu lub nawet pojedynczych drzew przyspiesza ruch luźnego materiału skalnego po stoku, a także powierzchniowe splukiwanie, zależne między innymi od pokrycia terenu i nachylenia stoku.

Rozmieszczenie rumowisk skalnych nie wykazuje dużego zróżnicowania w zależności od nachylenia stoków. Niemniej można wydzielić dwie wyraźne strefy o małych nachyleniach ($0-15^\circ$) oraz jedną o nachyleniu powyżej 20° . Są to wyrównane powierzchnie u podstawy skałek w partiach szczytowych oraz spłaszczenia denudacyjne na zboczach. Uwarunkowane litologicznie strome odcinki stoków pokryte są materiałem blokowym, który współcześnie podlega ruchom grawitacyjnym. Rumowiska skalne również znajdują się i rozwijają w strefach wysięku i okresowego przepływu wód, lecz są to wypadki sporadyczne. Stwierdzono je na północnym stoku Halicza i na SW stoku Krzemienia. Cechą wyodrębniającą te pokrywy blokowe spośród innych jest pionowe ustawienie bloków skalnych (ryc. 14 d), spowodowane systematycznym zapadaniem się na skutek wymycia drobnego materiału zwietrzelinowego. Materiał tych pokryw we wszystkich przypadkach ułożony był osiami dłuższymi w kierunku spadku, dlatego stosunkowo łatwo było je wyodrębnić spośród rumowisk o innej genezie.

Pewną rolę w rozmieszczeniu rumowisk odegrał również człowiek. Wpływ jego działalności widoczny jest na szczycie Tarnicy, Krzemienia i w mniejszym stopniu na Haliczu. W czasie obydwu wojen światowych powstawały tam okopy umacniane materiałem skalnym. Prowizoryczne schrony i bunkry budowano wyłącznie z bloków skalnych. Z czasem uległy one całkowitemu zniszczeniu i w ten sposób powstały sztuczne nagromadzenia rumoszu skalnego.

Zestawiając powyższe fakty, można stwierdzić, iż rozmieszczenie rumowisk skalnych na terenie badanej części Bieszczadów jest przede wszystkim uwarunkowane litologicznie i klimatycznie. Od warunków klimatycznych i litologii podłoża zależy cały zespół innych czynników (rzeźba, stosunki wodne, szata roślinna) współdziałających w tworzeniu i przekształcaniu zwietrzliny blokowej.



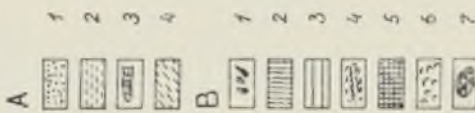
Rumowiska skalne wymienionych stref rozpadają się na liczne płyty i wyspy nagromadzonego materiału blokowego, który wykazuje szereg prawidłowości w ułożeniu, wynikających z nachylenia stoków, charakteru genetycznego i wieku tych pokryw. Na stokach stromych (powyżej 25°) blokowy materiał zwietrzelinowy ułożony jest w postaci pasów i języków kamienistych (ryc. 4, 9, 10, 11), które często łączą się, tworząc zwarte pola złomisk. Zjawisko to znane jest z szeregu innych obszarów i było opisywane wielokrotnie (16, 17, 22, 23, 43, 46, 47, 50). Na spłaszczeniach, zarówno u podstawy wychodni wietrzejących skał, jak i na zboczach płaskich oddalonych od nich, pasy, strumienie i języki zbudowane z rumoszu skalnego tworzą przeważnie pola rumowiskowe, „porozrywane” smugami wkraczającej roślinności zielnej, niekiedy nawet krzewów i pojedynczych karłowatych drzew. Przykładem tego jest Tarnica, gdzie na NW i W stokach w strefie połonińskiej rumowiska skalne częściowo pokryte są zaroślami *Alnus viridis* (ryc. 10). Materiał blokowy układa się w charakterystyczne stopnie (ryc. 23) i współcześnie podlega przemieszczaniu pod wpływem grawitacji i przy współdziałaniu pokrywy śnieżnej (lawiny). Ruch ten jest częściowo hamowany przez zarośla olchy kosej oraz nagłowki ławic skalnych i prawdopodobnie to jest przyczyną powstawania stopni. Jest to młodsza generacja zwietrzeliny gruzowej, o charakterystycznych ostrych krawędziach i cienkiej (0,3—0,5 cm) otoczce wietrzeniowej. Miąższość tych pokryw wynosi do 1,5 m. Starsza pokrywa znajduje się w niższej części stoku, w strefie kontaktowej ze spłaszczeniem denudacyjnym (poziom zrównania śródgórskiego) i na jego powierzchni, przekształconej przez procesy denudacji peryglacialnej. Grubość pokrywy blokowej w tej strefie wynosi 1—2,5 m. Materiał gruzowy w tej części ułożony jest w po-

Ryc. 2. Geomorfologia: 1 — fragment poziomu śródgórskiego, 2 — fragmenty poziomu pogórskiego, 3 — fragmenty poziomu dolinnego, 4 — ostre grzbiety strukturalne, 5 — grzbiety wyrównane, 6 — fragment dna starej doliny, 7 — ostańce denudacyjne, 8 — lądolód plejstoceniowy, 9 — terasa wysoka, 10 — terasa średnia, 11 — terasa niska, 12 — terasa nadzalewowa (starszy holocen), 13 — terasa zalewowa, 14 — stożki napływowe, 15 — doliny denudacyjne, 16 — rozcięcia erozyjne, 17 — progi w korycie rzeczonym, 18 — progi strukturalne, skałki rezydualne i strefy występowania rumowisk, 19 — osuwiska, 20 — torfowiska wysokie

Geomorphology; 1 — fragments of the intramontane planation surface, 2 — fragments of the foothill planation surface, 3 — fragments of the valley planation surface, 4 — sharp structural ridges, 5 — levelled ridges, 6 — fragments of an ancient valley bottom, 7 — monadnocks, 8 — Pleistocene glacis, 9 — high terrace, 10 — medium terrace, 11 — low terrace, 12 — supra-flood terrace (Early Holocene), 13 — flood terrace, 14 — outwash cones, 15 — denudation valleys, 16 — erosional dissections, 17 — steps in the river bed, 18 — structural escarpments, residual bluffs and zones of occurrence of block fields, 19 — landslides, 20 — peat bogs



1 km

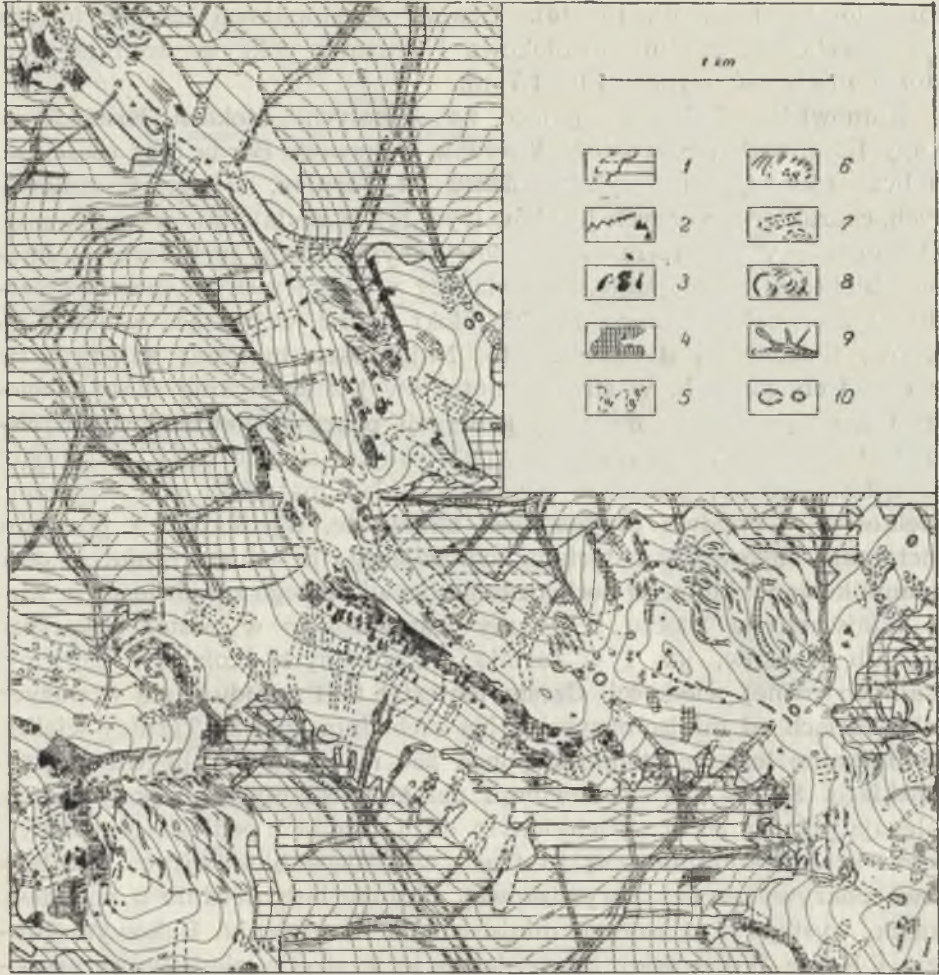


staci jezorów i pasów, które łączą się i w ten sposób tworzą zwarte pola złomisk (ryc. 10, 15, 16). Utwory te stopniowo na peryferiach pól przechodzą w gliniasto-blokową i gruzową pokrywę soliflukcyjną, której miąższość wynosi 1,0—1,7 m.

Rumowiska skalne zalegające na „ciepłych” stokach Krzemienia, Kopy Bukowskiej, Szerokiego Wierchu, Bukowego Berda oraz częściowo Halicza układają się, w odróżnieniu od Tarnicy, w postaci izolowanych, charakterystycznych języków (ryc. 11). Posiadają one wypukły profil poprzeczny i są formami asymetrycznymi. Czoła tych form akumulacji blokowej są wypukłe, co świadczy o współczesnym przemieszczaniu się materiału skalnego. Płaskie bloki skalne, wchodzące w skład języków, ułożone są dachówkowato. Najgrubszy materiał znajduje się w częściach górnych, w strefie kontaktowej z wychodnią skały macierzystej, co jest cechą młodszej generacji pokryw wietrzeniowych. Natomiast często starsze rumowiska, pokrywające strome stoki i zalegające na spłaszczeniach, posiadają odwrotny układ materiału pod względem wielkości. W obydwu przypadkach układy te, wynikające z procesów wietrzenia blokowego materiału podlegającego przemieszczeniu, są dość skomplikowane. Materiał pochodzenia obrywiskowego znajduje się w wielu miejscach na zboczu i ułożony jest zarówno w postaci zwartych pól lub języków, jak i w formie rozproszonych bloków i pakietów skalnych różnej wielkości. Często materiał taki znajduje się w dużych odległościach od miejsc obrywów. Na zachodnim zboczu Tarnicy wielkie bloki skalne leżą w odległości ponad 250 m od strefy obrywu plejstoceńskiego. Szereg takich bloków i pakietów skalnych piaskowcowych, zalegających na zboczu nachylonym od 6° do 21° , podlega grawitacyjnemu przemieszczaniu — są to tzw. „wędrujące bloki” (ryc. 24). Blokowe pokrywy genezy obrywiskowej, ułożone bezpośrednio u podstawy skałek, występują w szeregu miejscach na Krzemieniu, Bukowym Berdzie i Kopie Bukowskiej. Stwierdzono je w strefie piaskowców gruboławicowych na zachodnim zboczu Halicza. Obrywy są zjawiskiem wtórnym, poprzedzonym i przygotowanym procesami wietrzenia mechanicznego oraz chemicznego wzdłuż spękań tektonicznych.

Ryc. 3. Schematyczna mapa utworów pokrywowych. A. Pokrywy aluwialne: 1 — żwiry, 2 — gliny i żwiry, 3 — bloki obtoczone, 4 — żwiry, gliny, gruz (glacis). B. Pokrywy stokowe (wietrzeniowe, soliflukcyjne): 1 — blokowe, 2 — gliniasto-blokowe, 3 — gliniasto-gruzowe, 4 — gliniaste, 5 — pokrywy stokowe na aluviach, 6 — materiał osuwiskowy, 7 — torfy

Schematic map of alluvial and slope covers. A. Alluvial covers: 1 — gravels, 2 — loams and gravels, 3 — rounded blocks, 4 — gravels, loams and rubble (glacis). B. Slope covers (regolith and solifluction covers): 1 — block covers, 2 — block-loam covers, 3 — rubble-loam covers, 4 — loam covers, 5 — slope covers overlying alluvium, 6 — slumped material, 7 — peat



Ryc. 4. Elementy rzeźby połonin: 1 — obszary pokryte lasem, 2 — granie, skałki, krawędzie skalne, 3 — rumowiska skalne (pola, języki), 4 — rumowiska częściowo pokryte roślinnością, 5 — pokrywy blokowo-gliniaste i bloki „wędrujące”, 6 — teraski złączkowo-soliflukcyjne, języki soliflukcyjne, kopce typu „thufury”, 7 — niecki denudacyjne i złącziska, 8 — osuwiska, 9 — leje źródłkowe i rozcięcia czozyjne, 10 — zagłębienia bezodpływowe niwacyjne i antropogeniczne

Elements of relief of alps above the upper forest limit; 1 — forest areas, 2 — ridges, bluffs, rocky escarpments, 3 — block fields and tongues, 4 — block fields partly covered by vegetation, 5 — loam and block covers and travelling blocks, 6 — soil creep-solifluction terraces, solifluction tongues, mounds of "thufur" type, 7 — denudation and soil-creep depressions, 8 — landslides, 9 — gullies and spring funnels, 10 — nivation and anthropogenic depressions

W kilku miejscach na Krzemieniu stwierdzono obecność pasów i strumieni gruzowych (ryc. 4, 11, 12, 14). Wielkość ich jest zmienna, uzależniona od mikroreliefu zboczy, na których się znajdują. Strumienie gruzowe przeważnie występują w osiach niecek denudacyjnych, będących często formami bardzo płytkimi. Osiami tych niecek okresowo płynie woda (roztopowa, opadowa), dzięki której drobny materiał zwietrzelinowy jest wypłukiwany, a pozostaje frakcja blokowa i gruzowa. Materiał blokowy wykazuje ułożenie pionowe, spowodowane systematycznym zapadaniem się na skutek usunięcia drobnego materiału. Dzięki ilastej zwietrzelinie podlega on także przemieszczaniu w niższe partie zboczy. Pokrywy blokowe o takiej genezie nie wykazują bezpośredniego kontaktu ze skałą dostarczającą zwietrzeliny blokowej. Wyraźny związek tego typu rumowiska ze skałą macierzystą stwierdzono tylko w kilku miejscach na Krzemieniu. Miąższość opisywanych pokryw blokowych wynosi od 0,5 do 1,5 m.

Formy zbudowane z gruzu i bloków piaskowcowych, które przypominają zarówno pod względem kształtu, jak i budowy terasy girdlandowe znane z obszarów wysokogórskich (5, 17, 27), spotyka się na Tarnicy i Haliczu wyłącznie na stokach o ekspozycji chłodnej, w miejscach długiego zalegania pokrywy śnieżnej.

STRUKTURA I TEKSTURA POKRYW BLOKOWYCH

W celu przeprowadzenia możliwie pełnej analizy bieszczadzkich pokryw blokowych zbadano ich charakter strukturalny i teksturalny. Wykonanie tych badań było celowe ze względu na występowanie kilku typów i generacji rumowisk, jak również uchwycenie zależności i różnic pozwalających na porównanie rumowisk bieszczadzkich z pokrywami tego typu z innych regionów. Do określenia cech strukturalnych zastosowano metodę zaproponowaną przez A. C a i l l e u x (2), polegającą na określaniu współczynników na podstawie pomiarów nachylenia osi dłuższych bloków rumowiskowych w obrębie pokryw blokowych. Metodę tę T. K l a t k a (21, 22) zastosował do badań gołoborzy łysogórskich. Również stosowali ją R. D a h l (5) oraz N. C a i n e (3).

Autor w oparciu o materiał zebrany w terenie określił wielkość bloków skalnych, pozycję bloków w stosunku do nachylenia i kierunku stoku: równoległą i prostopadłą, „zanurzającą się” i „wynurzającą się”. Ponadto określono stopień zaokrąglenia krawędzi bloków rumowiskowych. Wyniki ujęto w formie opisowej i tabelarycznej. Dane w tab. 1 są wartościami średnimi, obliczonymi na podstawie około 9000 pomiarów bloków rumowiskowych. Z zestawienia wynika, że bieszczadzkie rumowiska skalne znajdują się na stokach nachylonych głównie od 20° do

30° i od 8° do 15°. Sporadycznie rumowiska występują też na stokach płaskich lub nachylonych więcej niż 30°.

Trudno jest wiązać poszczególne typy genetyczne pokryw blokowych z odpowiednimi nachyleniami stoków, ponieważ na ich rozwój złożyło się wiele innych czynników. Niemniej jednak pewne wzajemne zależności istnieją. Terasy girlandowe, pasy i strumienie gruzowe zwykle spotyka się na stokach o nachyleniu około 30°, zaś zwarte pola rumowiskowe towarzyszą spłaszczeniom i stokom o nachyleniu mniejszym niż 25°.

Na podstawie danych z literatury (5, 14, 17, 22, 24, 43, 45, 50) stwierdzić można duże zróżnicowanie nachylenia stoków pokrytych rumowiskiem w innych obszarach górskich. Wartości nachylenia przekraczają niekiedy 45°. Bieszczadzkie blokowe pokrywy wietrzeniowe są pod tym względem najbardziej zbliżone do gołoborzy łysogórskich, pokrywających stoki o nachyleniu 26°—31° (21, 22) oraz do rumowisk gorgańskich, znajdujących się na stokach nachylonych 25°—45° (28, 43, 50). We wszystkich przypadkach dochodzi do głosu również i czynnik litologiczny.

Interesująco przedstawiają się wskaźniki dotyczące wielkości i ułożenia materiału względem kierunku i stromości stoku. Oprócz cech morfologicznych również wielkość materiału oraz zawartość procentowa bloków o osi długiej równoległej do spadku i pozycji „wynurzającej się” doskonale wskazują na duże zróżnicowanie genetyczne pokryw blokowych występujących na stokach grzbietów bieszczadzkich. Świadczy o tym także średnia wielkość bloków skalnych, jak też ilość bloków zaokrąglonych. Istnieje wyraźna różnica wskaźników charakteryzujących wietrzeniowe pokrywy *in situ* i przemieszczone pod wpływem peryglacialnych procesów stokowych a utworami blokowymi powstałymi na skutek grawitacyjnych obrywów skalnych i utworów piargowo-soliflukcyjnych z okresu plejstocenińskiego. Ten sam typ genetyczny pokryw blokowych posiada różne wartości wskaźników (tab. 1), wynikające z odległości materiału blokowego od skały macierzystej. Za przykład posłużyć może rumowisko skalne zalegające na NE stoku Szerokiego Wierchu (tab. 1). W miarę wzrostu odległości od wychodni skalnych maleje frakcja materiału rumowiskowego, wzrasta ilość bloków o krawędziach zaokrąglonych w wyniku wietrzenia chemicznego i rośnie grubość otoczki wietrzeniowej, co jest wyrazem zróżnicowania wiekowego. Tendencję wzrostową wykazuje też zawartość procentowa bloków o osi długiej równoległej do spadku i pozycji „wynurzającej się”. Często jednak układ tych wartości bywa odwrotny, jak na przykład na NW stoku Tarnicy, gdzie materiał gruby i stosunkowo mało zwietrzały znajduje się w najniższej części pola rumowiskowego. Materiał części górnej jest intensywnie zwietrzały i charakteryzuje się przewagą bloków o pozycji „wynurzającej się”. Te cechy, jak też lokalizacja gru-

zowisk, wskazują na to, że musiała nastąpić gwałtowna zmiana procesu prowadzącego do utworzenia się pokrywy blokowej. W wierzchołkowej partii Tarnicy powstał obryw i materiał skalny przemieszczony został prawdopodobnie po powierzchni pokrywy śnieżnej w niższe partie stoku, a zatrzymał się na spłaszczeniu.

Rozważając zagadnienie pozycji materiału rumowiskowego na stoku, nie można pominąć bardzo ważnych cech, jakimi są wielkość i kształt bloków skalnych. W literaturze dotyczącej rumowisk skalnych poświęcono wiele miejsca frakcji materiału. T. K l a t k a (22) przy charakterystyce struktury i tekstury gołoborzy łysogórskich szczegółowo omawia wielkość bloków skalnych. Określa średnie wartości ciężaru w kg dla poszczególnych części pól gołoborzy (góra — środek — dół). Wydaje się słuszne, że przy określaniu i wyciąganiu wniosków z pozycji rumoszu względem stoku niezbędne jest uwzględnienie kształtu bloków skalnych, tworzących pokrywy rumowiskowe. Kształt materiału blokowego uwarunkowany jest siecią spękań ławic piaskowcowych. Piaskowce tworzące rumowiska bieszczadzkie są nasiąkliwe i łatwo podlegają dezintegracji blokowej wskutek zamrozu. Kształt bloków jest więc wypadkową uławicenia, tektonicznych i ciosowych spękań. Piaskowce dolnokrośnieńskie, wietrzejąc, dają głównie bloki skalne o kształcie trojakiemu rodzaju: wrzecionowatym, płytowym i „miseczkowatym” (muszlowym). Bloki o tych kształtach przyjmują różną pozycję na stoku, niezależnie od rodzaju transportu (ryc. 13 b, c, 14 a, d). Bloki płaskie o przekroju poprzecznym łukowatym układają się dachówkowato, przybierając pozycję równoległą do spadku oraz „wynurzającą się”. Kształt bloków, związany z przełomem muszlowym, ułatwia ruch grawitacyjny. Podczas tego ruchu materiał skalny przyjmuje pozycję na stoku „wynurzającą”. Natomiast bloki o kształcie wydłużonym i przekroju poprzecznym zbliżonym do kwadratu układają się poprzecznie do kierunku nachylenia stoku, ponieważ mają one tendencję do grawitacyjnego toczenia się po pochyłości zboczy. Te cechy materiału bardzo utrudniają określenie typów genetycznych pokryw blokowych na podstawie właściwości strukturalnych i teksturalnych.

Stopień złagodzenia krawędzi oraz grubość otoczki wietrzeniowej na blokach i gruzie skalnym są dość dobrymi wskaźnikami służącymi do określania względnego wieku materiału. W ten sposób wydzielić można pokrywy młodsze i starsze (3, 5, 14, 22). W przypadku Łysogór (22) procent bloków o krawędziach zaokrąglonych i z wyraźną otoczką wietrzeniową na bardzo odpornych kwarcytach dewońskich pozwolił wydzielić starszą generację gołoborzy. Kryterium to dla bieszczadzkich rumowisk skalnych zastosowano jedynie jako pomocnicze. Zaokrąglenie krawędzi może nastąpić wskutek wietrzenia chemicznego przed roz-

Tab. 1. Cechy strukturalne i teksturalne bieszczadzskich rumowisk skalnych
 Structural and textural characters of block fields of the Bieszczady Mts

Miejsce i typ rumowiska	Wysokość w m n.p.m.	Ekspozycja	Nachylenie w °	Średnia wielkość bloków skalnych		Procent bloków zaokrąglonych	Procent bloków równoległych do spadku	Wynurza-jącej się	Kontakt ze skała macierzysta
				cm	kg				
Tarnica:									
1. Pole kamieniste, część górna	1280	NW	23	52×26×14	40,5	45,6	41,2	57,7	brak
2. Pole kamieniste, część dolna	1250	NW	14	150×90×41	1182,3	20,7	29,7	45,4	brak, obryw plejs.
3. Pole kamieniste	1275	S	28	80×43×25	180,6	10,6	55,7	57,1	brak, obryw plejs.
4. Strumień gruzowy	1250	W	23	35×20×12	17,6	51,6	68,5	47,0	brak (przeptuk.)
5. Terasy gruzowe	1185	NE	31	20×14×9	5,3	37,1	49,5	64,3	brak
6. Obryw	1270	SW	21	66×38×16	84,3	—	32,5	28,3	istnieje
7. Szeroki Wierch	1275	SW	26	60×29×10	35,3	44,2	80,0	71,4	brak
8. Szeroki Wierch, część górna	1155	NE	15	34×23×7	11,5	11,0	65,5	61,0	istnieje
9. Szeroki Wierch, część dolna	1125	NE	12	25×14×6	4,4	17,0	70,6	68,1	istnieje pośrednio
Krzemień:									
10. Pole kamieniste w cz. podszczytowej	1280	SW	8	64×35×18	84,7	9,7	55,7	59,0	istnieje
11. Obryw	1250	SW	20	55×22×10	25,4	6,2	39,0	31,8	istnieje
12. Strumień gruzowy	1215	SW	30	45×25×7	16,6	9,0	65,0	53,0	brak
13. Strumień w osi doliny nieckowatej	1220	S	27	27×16×9	8,2	41,4	72,0	68,8	brak (przeptuk.)
14. Pokrywa plargowo-solflukcyjna	1095	SW	10	23×17×8	6,6	16,7	39,1	41,8	brak (blok-glin.)
15. Bukowe Berdo	1150	SW	21	50×23×13	31,4	11,0	53,4	59,4	istnieje (u podst. skałki)
16. Bukowe Berdo	1290	NE	30	47×26×11	28,2	12,0	54,3	65,4	istnieje (u podst. skałki)

sypaniem się skały na luźne bloki (ryc. 13 c). Zjawisko takie dość powszechnie można obserwować na grzbietowej partii Krzemienia.

W rozdziale poprzednim wskazano na różnorodność genetyczną pokryw gruzowo-blokowych. Dokonana tutaj analiza cech strukturalno-teksturalnych i dane geomorfologiczne, uzyskane w czasie badań terenowych, w całej pełni potwierdzają tę różnorodność. Na podstawie tych cech można wydzielić dwie grupy rumowisk. Należą do nich rumowiska związane bezpośrednio ze skałą macierzystą oraz blokowe, przemieszczone po stoku na znaczne odległości i nie wykazujące bezpośredniego kontaktu z ławicami piaskowcowymi, które stanowią źródło zwietrzliny blokowej. Podział taki znany jest z innych regionów. Rumowiska tych dwu grup dzielą się na szereg typów genetycznych, zestawionych w poniższej tabelce:

Grupa	Typy genetyczne rumowisk
rumowiska związane ze skałą macierzystą	— wietrzeniowe <i>in situ</i> — obrywiskowe — obrywiskowo-wietrzeniowe
rumowiska w znacznej odległości od podłoża macierzystego	— blokowe pokrywy soliflukcyjne — obrywiskowe — przemyte pokrywy blokowo-gliniaste

SKAŁKI REZYDUALNE I ICH ZWIĄZEK Z RUMOWISKAMI

Skałki rezydualne występują pojedynczo lub tworzą zespoły układające się wzdłuż wychodni ławic piaskowców. Skałki grzbietowe i stokowe nadają swoiste piętno pasmom bieszczadzskim i są źródłem zwietrzliny blokowej. Wysokość skałek jest różna i waha się od metra do kilkunastu metrów. Zależy ona od grubości ławic piaskowcowych, wielkości kąta upadu oraz charakteru spękań tektonicznych. W większości skałki są formami asymetrycznymi, o zboczach stromych, zwróconych ku SW. Zjawisko to ściśle wiąże się z tektoniką podłoża, która warunkuje układ grzbietów i sieci dolinnej (41). Rolę tektoniki w rozwoju skałek rezydualnych i tworzeniu się zwietrzliny blokowej doskonale ilustrują zdjęcia form z Bukowego Berda i Krzemienia (ryc. 13, 17, 22).

Cechy morfologiczne skałek bieszczadzkich oraz ich otoczenia wskazują na to, że kształt tych form zależy głównie od zróżnicowania lito-

logicznego podłoża, układu sieci ciosowej oraz od intensywności i charakteru wietrzenia i denudacji. Sąsiedztwo skałek i rumowiska świadczą o istnieniu między nimi ścisłych zależności. Na ten związek wielokrotnie zwracano uwagę (1, 6, 14, 15, 16, 17, 22, 23, 29). Istnieje szereg publikacji dotyczących genezy form skałkowych. Większość badaczy podkreśla konieczność głębokiego wietrzenia i selektywnej denudacji dla utworzenia się skałek; bardzo ważna jest również struktura podłoża. Rozwój bieszczadzkich skałek rezydualnych grzbietowych i stokowych należy wiązać z monoklinalnym ułożeniem warstw skał o różnej odporności oraz z morfogenezą peryglacjalną, poprzedzoną wietrzeniem chemicznym w czasie interglacjalów. Świadczą o tym elementy rzeźby typowej dla procesów niwacyjnych, mikrorelief peryglacjalny i stopień zwietrzenia chemicznego. Niektóre skałki współcześnie podlegają dezintegracji blokowej w warunkach klimatu górskiego. Sąsiedztwo skałek i rumowisk wskazuje na wiek tych form zbliżony do pokryw wietrzniowych. Skałki muszą być nieco starsze od rumowisk (14, 22). Wielkość skałek rośnie od dołu ku górze — ma to związek z odmładzaniem się stoku w tym kierunku (16).

Bieszczadzkie skałki rezydualne wykazują zróżnicowanie pod względem wiekowym. Mogą o tym świadczyć kociołki wietrzniowe, wśród których są formy reliktowe oraz rozwijające się współcześnie. Główną rolę w ich rozwoju odgrywiają procesy wietrzenia mechanicznego i chemicznego. Procesy te przekształcają formy inicjalne, powstałe pod wpływem różnorodnych przyczyn (5, 15). Formą wyjściową często są powierzchnie przełomu muszlowego lub zagłębienia o kształcie miseczkowatym po konkrecjach (fragmenty piaskowców silniej scementowane krzemionką, charakteryzujące się kształtem owalnym). Na powierzchniach poziomych w tych zagłębieniach gromadzi się woda, która łąguje lepszcze węglanowe oraz wsiąka w piaskowiec. W przejściowych porach roku woda ulega zamarzaniu. Pod wpływem łągowania CaCO_3 i rozluźniania oraz odpadania poszczególnych ziarn kwarcu następuje pogłębianie formy wklęsłej, co w konsekwencji prowadzi do utworzenia się kociołka. Drobnym materiałem z dna takiej formy jest wywiewany lub wypłukiwany, jeśli istnieje możliwość odpływu z zagłębienia. Tego typu formy, rozwijające się współcześnie w dość szybkim tempie, stwierdzono na Tarnicy i Bukowym Berdzie. W wielu miejscach na Krzemieniu, Haliczu, Kopie Bukowskiej stwierdzono obecność kociołków (wnęk) o niejednakowej głębokości na powierzchniach nachylonych i eksponowanych w różnych kierunkach: N, E, S (ryc. 18). Wszystkie te formy są asymetryczne, przy czym asymetria jest jednakowo zorientowana. Zbocza tych form, zwrócone ku górze, zawsze są strome. Kociołki opisywanego typu układają się piętrowo. Stwierdzono dwa poziome kociołki wietrzniowe

wych (wnęk) na ścianach bieszczadzkich skałek rezydualnych. Odległość między nimi wynosi 1—2 m. Najniższy poziom wykazuje ścisły związek ze współczesną glebą i czasem są one wypełnione substancją humusowo-mineralną (ryc. 18). Na tej podstawie można stwierdzić, iż powstanie i rozwój omawianego typu form związany jest z procesami glebowymi (5, 15). Różnice wysokości pomiędzy kociołkami rozwijającymi się na powierzchniach skalnych przy kontakcie z glebą i wysokości skałek rezydualnych znajdujących się na stokach stromych są zgodne i wynoszą przeciętnie 1—2 m. Zatem o tę wartość stok obniżył się. Może to być miarą denudacji peryglacjalnej ostatniego glacjału. Rozmiary starszej denudacji obecnie trudno określić.

PLEJSTOCENSKIE I WSPÓŁCZESNE ZJAWISKA MROZOWE NA POŁONINACH BIESZCZADZKICH

Największe nasilenie zjawisk mrozowych wystąpiło w czasie plejstoceńskich warunków peryglacjalnych, lecz rozwijają się one również współcześnie. Problem ten od czasów Romera (43) i Łozińskiego (28, 29) był wielokrotnie poruszany w literaturze naukowej.

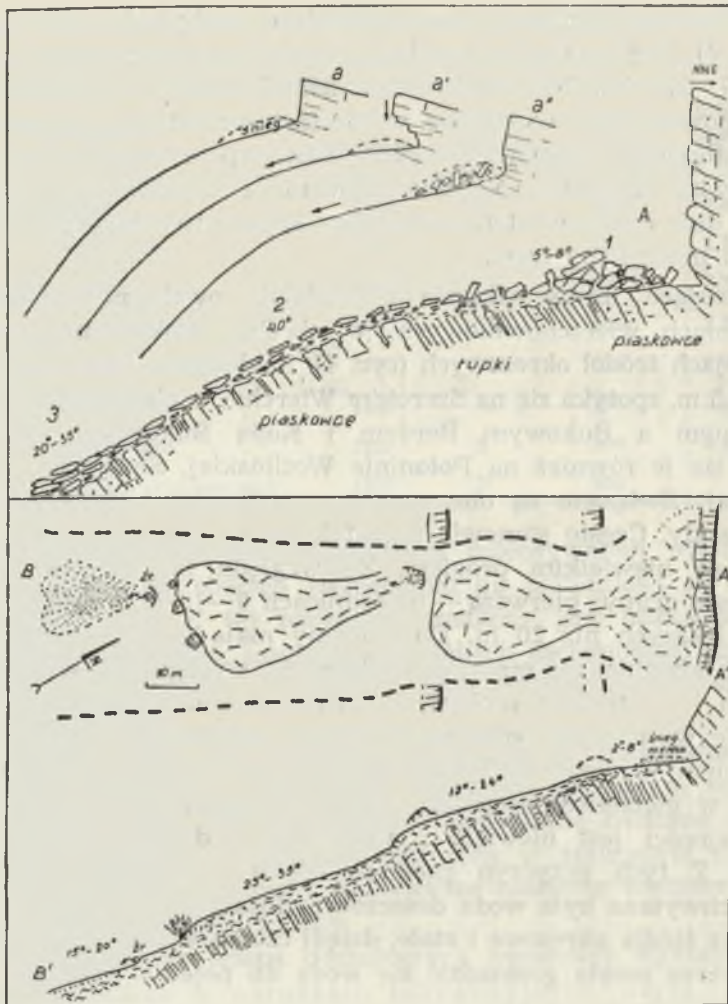
Bieszczady stanowią w łuku karpackim grupę górską stosunkowo niską i o wyjątkowym układzie pięter roślinnych (30, 32). Brak tu jest regła świerkowego i piętra kosodrzewiny. Pod względem klimatycznym należą do piętra umiarkowanie chłodnego w ujęciu Hessa (12). Brak danych klimatycznych ze strefy połonińskiej utrudnia określenie piętra klimatycznego. Na podstawie wstępnych obserwacji oraz badań współczesnych procesów morfogenetycznych przypuszczać należy, że połoniny znajdują się w obrębie piętra klimatycznego chłodnego. Podczas badań terenowych zwracano baczna uwagę na formy rzeźby, powstałe pod wpływem peryglacjalnych i współczesnych procesów mrozowych.

Wietrzenie na skutek zamrozu, wywołane wahaniami temperatury w pobliżu 0°C (por. Milata - 34), ma charakter bardzo złożony. Rozsypywanie się skały poprzedzone jest okresem przygotowawczym, podczas którego wielką rolę odgrywa zarówno mechaniczne, jak i chemiczne rozluźnianie skały. W przypadku piaskowców dolnokrośnieńskich decydującą rolę odgrywają spękania i ułożenie ławic wystawionych na procesy wietrzenia i denudacji. W strefach bardziej intensywnych spękań tektonicznych w wyniku działania procesów kriogenicznych i denudacji wytworzyły się nieckowate formy. Tymi formami blokowy materiał zwietrzeliinowy odprowadzany był w niższe partie stoków.

Pod wpływem procesów kriogenicznych i denudacji peryglacjalnej w strefie grzbietowej wytworzyły się spłaszczenia denudacyjno-struktu-

ralne. Grzbiety są wąskie i cechuje je monoklinalny i dość stromy (30—60°) upad warstw skalnych różnej odporności. Skały, o których mowa (łupki, piaskowce), warunkują rozwój tych spłaszczeń. Szerokość spłaszczeń na grzbietach połonińskich uzależniona jest od miąższości serii skał łupkowo-piaskowcowych (ryc. 5-I, 9). Odporne ławice piaskowców stanowią lokalne bazy denudacyjne. Niekiedy na ich linii występują skałki rezydualne. Spłaszczenia tego typu występują powszechnie na Bukowym Berdzie, NW i SE części Krzemienia, na Kopie Bukowskiej. Na spłaszczeniach znajduje się bardzo cienka warstwa zwietrzliny blokowej, gruzowej lub gliniasto-gruzowej. Zwietrzelina gruzowa i blokowa w nielicznych strefach o nachyleniu dostatecznie dużym uległa przemieszczeniu po ilasto-pyłowej zwietrzelinie łupkowej i w niższych częściach stoków tworzy pola lub języki rumowiskowe. Gromadzi się tu i dłużej zalega śnieg, wskutek czego rozwijają się procesy niwacyjne. Progi skalne są podcinane, czego następstwem jest obryw pakietów skalnych lub odpadanie pojedynczych bloków (ryc. 5, 22). Mechanizm transportu materiału w tej strefie przedstawia ryc. 5. Opisane spłaszczenia współcześnie nie rozwijają się. Rozwój ich kosztem progów skalnych ogranicza się tylko do stosunkowo bardzo małych powierzchni. Są one reliktem plejstoceni (Würm). Potwierdza to pogląd J a h n a (17), dotyczący podobnych form z Tatr, Babiej Góry i Karkonoszy. Mimo dużego podobieństwa do zrównań kriogenicznych, nazywanych terasami altyplanacyjnymi lub goliznowymi (1, 6, 7, 11), omawiane spłaszczenia mają charakter strukturalny.

Typowym zjawiskiem związanym z działalnością mrozu są formy utworzone w obrębie utworów gliniasto-gruzowych i gruzowych. Do nich należą pasy i strumienie gruzowe — formy plejstoceni. Niektóre z nich (ryc. 5-II, 12) mają złożoną genezę, w której dużą rolę odegrało postglacjalne i holoceni spłukiwanie. Gleby strukturalne spotyka się często w różnym stadium rozwoju powyżej 1250 m n.p.m. Nie stwierdzono dużych sieci strukturalnych i pierścieni gruzowych. Pewne elementy tych struktur spotkano na Krzemieniu, Tarnicy i Szerokim Wierchu. Są to formy plejstoceni. Wskazuje na to silnie zwietrzały chemicznie materiał gruzowy. Żywe formy, tworzące się aktualnie, mają małe rozmiary i stanowią początkowe stadia. Przypominają mikroformy współcześnie znajdujące się na Babiej Górze i w Karkonoszach oraz w Tatrach (17, 27, 35). Do współczesnych zjawisk mrozowych należą spływy soliflukcyjne i terasy, które szczegółowo zostaną omówione przy charakterystyce procesów morfogenetycznych. Oprócz terasek, w większości złaziskowych, na północnych stokach grzbiatów połonińskich występują kopce ziemne, o średnicy od 30 do 60 cm i wysokości do 50 cm. Spotkać je można przeważnie w strefach łupkowych lub w obrę-



Ryc. 5. Mechanizm wietrzenia ławic piaskowcowych i rozwoju rumowisk. I — schemat rozwoju spłaszczeń strukturalno-denudacyjnych (a, a', a'') i mechanizm przemieszczania materiału zwietrzelinowego na SW stoku Krzemienia (A); 1—rumowisko u podstawy skałki, 2—pojedyncze bloki skalne, 3—języki rumowiskowe. II—Szkic sytuacyjny i profil podłużny niecki denudacyjnej wypełnionej materiałem rumowiskowym przemytym przez wody opadowe i roztopowe. Kreski wskazują kierunek osi dłuższych przemieszczanych bloków skalnych w poszczególnych częściach pól i języków rumowiskowych

Mechanism of weathering of sandstone beds and formation of block fields; I — schematic diagram of development of structural-denudation flats (a, a', a'') and mechanism of movement of weathered material on the SW slope of Mt Krzemień (A); 1—block fields at foot of a bluff, 2—single blocks, 3—rubble tongues. II—situation sketch and longitudinal profile of a denudation depression filled with rubble washed by rain and melt-water. Dashes indicate long axes of transported blocks in various parts of block fields and tongues

bie zwietrzliny gliniastej i na stokach o nachyleniu mniejszym niż 15° (ryc. 4). Pod względem wyglądu i budowy przypominają one „thurfury” (17, 27, 48). Nie stwierdzono ich obecności na grzbietach, natomiast powszechnie występują w strefach wilgotnych (wysięki wody, miejsca długiego zalegania pokrywy śnieżnej). Porośnięte są trawami lub borówką brusznicą. Na wierzchowinie i na stokach o ekspozycji „cieplej” dość często występują podobne kopce utworzone przez mrówki, krety lub przez kępy traw.

Interesujące formy wklęsłe o kształcie owalnym występują na spłaszczeniach wierzchowinowych, w obrębie łupków na przełęczach oraz w lejach źródeł okresowych (ryc. 4). Zagłębienia takie, o głębokości od 1 do 3,5 m, spotyka się na Szerokim Wierchu, w obniżeniach pomiędzy Krzemieniem a Bukowym Berdem i Kopą Bukowską, na Haliczu. Spotyka się je również na Połoninie Wetlińskiej, Smereku i Połoninie Caryńskiej. Związane są one zawsze z podłożem łupkowym lub wysiękami wody. Często stanowią początek formy erozyjnej, od której oddzielone są niewielkim progiem. Ze względu na wielkość wydzielić można dwie grupy: pierwszą — o średnicach 3—15 m, i drugą — o średnicach większych niż 20 m. Duże formy mają genezę osuwiskowo-niwalną lub niwalną, zaś mniejsze zagłębienia, występujące w lejach źródłiskowych i w strefach łupków, są związane z działalnością człowieka. W okresie wypasu na połoninach istniały mianowicie trudności z zaopatrywaniem w wodę stad wołów, gdyż stałe źródła w strefie leśnej wybijają w głębokich wcięciach, zaś łatwo dostępnych źródeł o znacznej wydajności jest niewiele i występują w dużych od siebie odległościach. Z tych przyczyn pasterze kopali w obrębie łupków doły, w które chwyтана była woda deszczowa. Rozkopywali także i pogłębiali młaki oraz źródła okresowe i stałe, dzięki czemu w miejscach tych przez dłuższy okres mogła gromadzić się woda do pojenia zwierząt.

ROLA WSPÓŁCZESNYCH PROCESÓW MORFOGENETYCZNYCH W KSZTAŁTOWANIU RZEŻBY STREFY POŁONIN

Wietrzenie mechaniczne w strefie górskiej Bieszczadów rozwija się pod wpływem zamrozu i na skutek insolacji. Głównym czynnikiem współcześnie decydującym o mechanicznym rozpadzie wychodni piaszczystych, jak też blokowego materiału zwietrzelinowego, jest woda zamarzająca w szczelinach i porach skał (13, 28, 29, 43). Współczesne wietrzenie piaszczystych bieszczadzskich ma charakter bardzo złożony i trudne jest przeprowadzenie badań ilościowych. Dlatego też uzyskane wyniki należy uważać za orientacyjne. Wyniki czteroletnich obserwacji zestawiono w tab. 2.

Tab. 2. Ilość produktów wietrzenia mechanicznego (IX 1963 — IX 1967)
 Amount of products of mechanical weathering (September 1963 — September 1967)

Stanowisko	wys. w m n.p.m.	eks- pozycja	pow. stan. m ²	ilość materiału m ² m ³	
1. Halicz, ściana	1225	N	100	0,8	0,6
2. Halicz, rumowisko	1210	N	100	1,1	0,9
3. Krzemień, ściana	1280	SW	100	2,3	3,7
4. Krzemień, rumowisko	1270	SW	100	2,1	1,3
5. Kopa Bukowska, ściana	1250	W	100	2,9	3,4
6. Tarnica, rumowisko	1225	W	100	3,4	2,2
7. Tarnica, rumowisko	1230	S	100	3,1	1,5
8. Szeroki Wierch, rumowisko	1250	N	100	?	0,5

Dane liczbowe wskazują na zależność intensywności wietrzenia od ekspozycji stoku. Na stokach zwróconych ku południowi są duże amplitudy temperatur. Z tej przyczyny znaczny jest udział wietrzenia mechanicznego na skutek insolacji. Na stokach zacienionych czynnikiem decydującym jest zamróz. W wyniku tego procesu tworzy się drobna zwietrzelina gruzowa.

Współczesne wietrzenie mechaniczne jest bardzo intensywne w obrębie materiału skalnego, przykrytego częściowo gliniastym materiałem zwietrzelinowym (ryc. 19, 20). Powierzchnie skalne zwilżane okresowo, po których łatwo spływa woda, są narażone w mniejszym stopniu na procesy dezintegracji mrozowej. Największe nasilenie wietrzenia blokowego zachodzi w okresie wiosny.

W celu określenia tempa dezintegracji mrozowej wykonano badania eksperymentalne w warunkach laboratoryjnych. Użyto zamrażarki typu „Grönland”, do której wstawiono termohydrograf. Badania przeprowadzono cyklem islandzkim (33, 49). W warunkach pełnego uwilgocenia piaskowce otryckie rozsypują się po siedemnastu cyklach. Zależy to w przypadku badanych piaskowców od ich stopnia zwietrzenia, rodzaju lepiszcza, porowatości i stopnia intensywności sieci ciosowej.

Materiał liczbowy zestawiony w tab. 2 jest obrazem ilustrującym ilość przemieszczonego materiału w procesie odpadania na powierzchni. Nieznana jest ilość rozdrobnionego materiału wewnątrz pokryw rumowiskowych.

Spełzywanie pokryw blokowych w piętrze połonin i w strefie lasu na stokach stromych jest zjawiskiem bardzo powszechnym. Istnieje szereg przyczyn powodujących spełzwanie, lecz proces ten zawsze ma charakter grawitacyjny.

Wyniki czteroletnich badań (1963—1967) zestawiono w tab. 3 i 4.

Tab. 3. Wielkości przemieszczania materiału blokowego w obrębie pokryw rumowiskowych

Magnitude of displacement of block material within the block fields

Stanowisko	wys. w m n.p.m.	nachyle- nie w °	eks- pozycja	wielkość stwierdzona		średnia z 4 lat w cm
				maks.	min. w cm	
1. Tarnica	1280	22	NW	45	0,5	3,0
2. Szeroki Wierch . . .	1275	15	SW	7	1,0	2,5
3. Szeroki Wierch . . .	1200	25	NE	57	1,5	8,0
4. Szeroki Wierch . . .	1165	20	E	95	0,5	4,0
5. Szeroki Wierch . . .	1120	5	NW	nie stwierdzono		
6. Tarnica	1175	27	N	77	1,5	4,5
7. Krzemień	1250	35	SW	150	2,5	15,0
8. Krzemień	1200	12	SW	20	0,5	1,5
9. Halicz	1275	30	NE	70	0,5	5,0
10. Halicz	1260	30	SW	117	1,0	11,0
11. Tarnica, obszar leśny .	1075	40	SW	250	?	15,0

Maksymalne jak i średnie wartości przesunięć cechują się dość dużymi wahaniami. Zaznacza się wyraźnie wpływ nachylenia stoku oraz częściowo jego ekspozycja. Niezależnie od tych dwu czynników na wielkość przesunięć wpływa kształt materiału podlegającego ruchowi, rodzaj podłoża, pokrywa śnieżna (lawiny śnieżne) i szata roślinna. W strefie lasu spłyzywanie istnieje tylko na stokach bardzo stromych (40°). W obszarach tych przemieszczeniu podlega cała pokrywa zwietrzelinowa. Grube drzewa są wygięte i przysypane od strony stoku materiałem gruzowym. Natomiast wykroty nie odgrywają większej roli w przemieszczaniu pokryw, ponieważ występują sporadycznie. Pojedyncze karłowate świerki i zarośla jarzębiny, rosnące na rumowiskach w strefie połonin, hamują ruch materiału skalnego. Są one zasypywane gruzem i blokami. W obrębie rumowiska znajdującego się w pobliżu przełęczy pomiędzy Krzemieniem a Szerokim Wierchem stwierdzono podczas kartowania górnej granicy lasu (32) świerk liczący około 140 lat. Powyżej niego utworzył się stopień gruzowy o wysokości 165 cm. Gałęzie tego świerka, płożące się po rumowisku, były również przysypane materiałem skalnym do wysokości około 1 m. Podobne stopnie, lecz niższe, obser-

wowano i określano ich ruch na Tarnicy (ryc. 23). Utworzyły się one pod wpływem hamującej roli zarośli *Alnus viridis*.

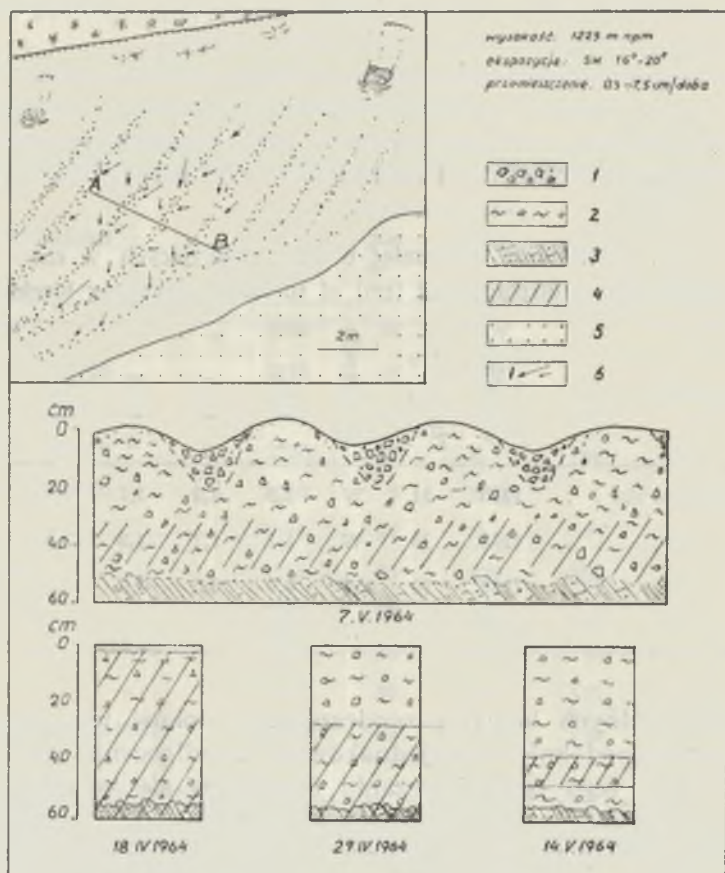
Na uwagę zasługuje spełzywanie wielkich bloków, tzw. „wędrujących” (ryc. 24). Pomiaru szybkości wędrówki dokonano na blokach piaszczystych podobnej wielkości (około 3 m³), znajdujących się na stokach o ekspozycji zachodniej i nachylonych pod różnym kątem (tab. 4).

Tab. 4. Wielkość przesunięć bloków wędrujących w cm
Magnitude of displacement (cm) of so-called travelling blocks

Stanowisko	Wysokość w m.n.p.m.	Nachylenie w °	Ekspozycja	r. 1964	r. 1965	r. 1966	r. 1967	Suma	Wielkość średnia
Krzemień	1215	21	W	1,5	0,9	1,7	3,2	7,3	1,8
Tarnica	1225	15	W	1,1	1,7	1,3	3,5	7,6	1,9
Tarnica	1200	10	W	0,9	0,5	1,9	2,8	6,1	1,5
Tarnica	1197	6	W	0,5	?	0,7	1,1	2,3	0,6

W poszczególnych latach przemieszczanie bloków jest różne i wynika to prawdopodobnie z niejednakowego nawilgocenia podłoża. Największe efekty tego przemieszczania obserwuje się w czasie wiosny. Dużą rolę odgrywa w tym sezonowa zmarzlina oraz warstwa lodu, która wytapia się pomiędzy blokiem i podłożem w niższej części stoku. Zależność ruchu od nachylenia stoku nie budzi wątpliwości. Szereg bloków zostało wyruszonych z pierwotnego położenia stosunkowo niedawno. Pozostawiają one za sobą rów, czasem nawet pozbawiony roślinności. Niekiedy na powierzchniach takich wędrujących bloków skalnych znajduje się darn z cienką warstwą gleby.

Spełz y w a n i e s o l i f l u k c y j n e. Oprócz spełzania materiału rumowiskowego przemieszczaniu podlegają również utwory gliniasto-gruzowe. Ruch tych pokryw zwietrzelinowych następuje tylko w okresie wiosny podczas ustępowania sezonowej zmarzliny i na stokach o nachyleniu większym niż 15°. Soliflukcja rozwija się głównie tam, gdzie zniszczona została roślinność zielna. Typowe spływy soliflukcyjne obserwowano na stokach o ekspozycji „cieplej” (ryc. 6). Tworzyły się języki o wypukłym przekroju poprzecznym, oddzielone wstęgami gruzowymi. Takie formy rozwijają się w strefach łupkowych i żywe są do czasu ustąpienia zmarzliny sezonowej (do końca maja). Następnie zamierają i są przekształcane przez spłukiwanie. Prędkość przemieszczania się ję-



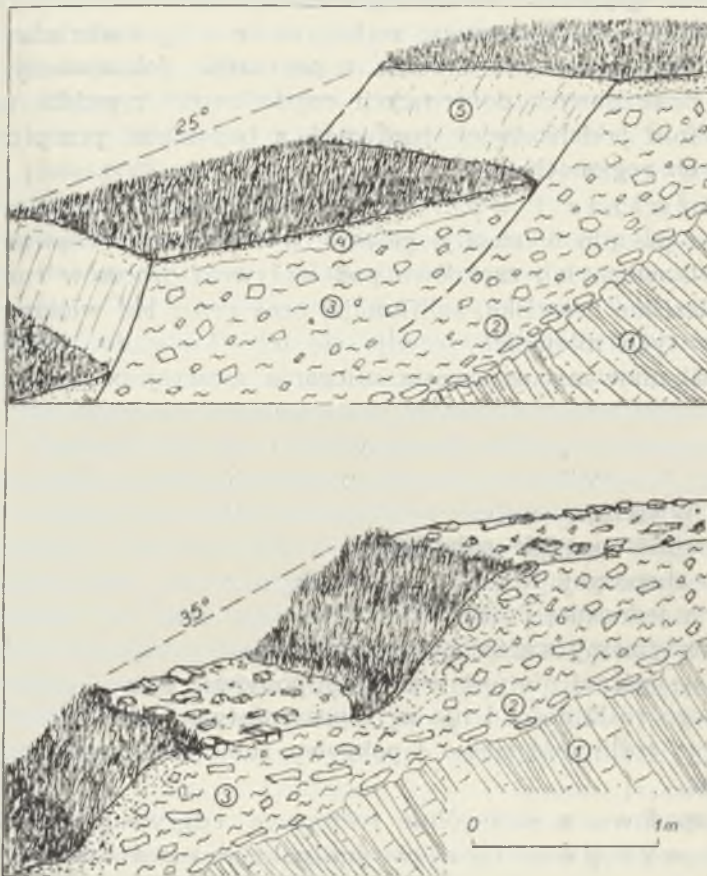
Ryc. 6. Sezonowe języki soliflukcyjne; 1 — gruz 5—7 cm, 2 — zwierzelina pylasta z gruzem, 3 — podłoże skalne (łupki z wkładkami piaskowców płytowych), 4 — zmarzlina sezonowa, 5 — śnieg, 6 — kierunki przemieszczania gruzu

Seasonal solifluction tongues; 1—rubble 5—7 cm in diameter, 2—silty regolith and rubble, 3—rock basement (shales with intercalations of platy sandstones), 4—seasonally frozen ground, 5—snow, 6—directions of movement of rubble

zyków soliflukcyjnych wynosi od 0,5 do 7,5 cm/dobę. Maksimum ruchu przypada na okres, kiedy warstwa gruntu jest rozmarznięta do głębokości 25—35 cm.

Charakterystyczną cechą północnych stoków jest występowanie na nich terasek. Wyróżnić można dwa typy genetyczne tych mikroform: teraski złaziskowe i teraski soliflukcyjne (ryc. 7). Występują one często razem i trudno je odróżnić bez znajomości budowy. Terasy złaziskowe rozwijają się również w okresie letnim po długotrwałych opadach, natomiast soliflukcyjne tworzą się tylko w okresie wiosennym, przy

współdziałanie zmarzliny sezonowej. Pomiar dynamiki tych procesów, bez stałych stacji badawczych prowadzących równocześnie obserwacje meteorologiczne, jest niezwykle trudny. W wybranych stanowiskach na Krzemieniu, Haliczu i Tarnicy wbijano kołki i szpilki i dokonywano pomiaru w październiku i maju w latach 1964, 1965, 1966. Z uwagi na to, że stanowiska, w których wykonywano pomiary, uległy zniszczeniu, brak jest dokładnych danych. Ogólnie stwierdzono rozwój terasek w okresie wiosny, natomiast w czasie lata i jesieni tylko nieliczne uległy



Ryc. 7. Schemat teras zwałiskowych i zwałiskowo-soliflukcyjnych, rozwijających się na stokach o ekspozycji N; 1—podłoże skalne (łupki i piaskowce), 2—warstwa „bruku” i glin, 3—pokrywa gliniasto-gruzowa, 4—darń z humusem, 5—powierzchnia poślizgu

Scheme of soil-creep and solifluction terraces developing on slopes with northern exposure; 1 — rock basement (shales and sandstones), 2 — rubble "pavement" and loam, 3 — rubble-loam cover, 4 — turf with humus, 5 — slip surface

przekształcaniu. W obydwu typach form wielkość przemieszczania wynosiła od 3 do 30 cm/rok, w zależności od nachylenia stoku, rodzaju pokryw zwietrzelinowych i stosunków wilgotnościowych. Formy te zamierały dość szybko i były opanowywane przez roślinność zielną. Potwierdza to obserwacje J a h n a (17) z Tatr i Babiej Góry.

Rola lodu włóknistego jest poważna tylko na obszarach zbudowanych z serii łupkowo-piaskowcowych, wzdłuż szlaków turystycznych i ścieżek wydeptanych przez zwierzynę przy górnej granicy lasu oraz na nagich zboczach młodych rozcięć erozyjnych. W strefach tych obserwowano igły lodu włóknistego o długości do 5 cm. Z 1 m² powierzchni bez darni wyruszone zostało około 4 kg materiału zwietrzelinowego. Jest to wartość średnia z pomiarów dokonywanych przypadkowo. Brak danych dotyczących częstotliwości zjawiska uniemożliwia dokonanie jakichkolwiek porównań z badaniami przeprowadzonymi w innych regionach (8, 9).

S p ł u k i w a n i e i w y m y w a n i e. Spłukiwanie powierzchniowe na obszarze połonin występuje głównie w obszarach pozbawionych roślinności całkowicie lub częściowo pod wpływem procesów ruchów masywnych (złaziska, osuwiska, soliflukcja) oraz przez lód włóknisty. Spłukiwanie w tych miejscach rozwija się od wiosny do jesieni. Proces ten jest zahamowany w okresie zalegania zwartej pokrywy śnieżnej. Największe nasilenie spłukiwania powierzchniowego występuje w okresie intensywnych opadów deszczowych oraz gwałtownych roztopów wiosennych. W wyniku spłukiwania powierzchniowego zdarta została na Szerokim Wierchu warstwa zwietrzliny glińskiej grubości 0,5—3,5 cm/rok. Średnia wartość spłukiwania za okres 4 lat wyniosła 1,1 cm na stoku o ekspozycji N i 1,3 cm na południowym. Przeliczając powyższe dane na jednostkę powierzchni, taką jak hektar czy kilometr kwadratowy, otrzymamy wartości wysokie. Jednak wyciąganie z nich wniosków natury ogólnej nie jest wskazane, ponieważ dotyczą tylko obszaru pozbawionego roślinności i nie są reprezentatywne dla całych połonin, gdzie zwarta roślinność zielna i pokrywy rumowiskowe hamują proces spłukiwania.

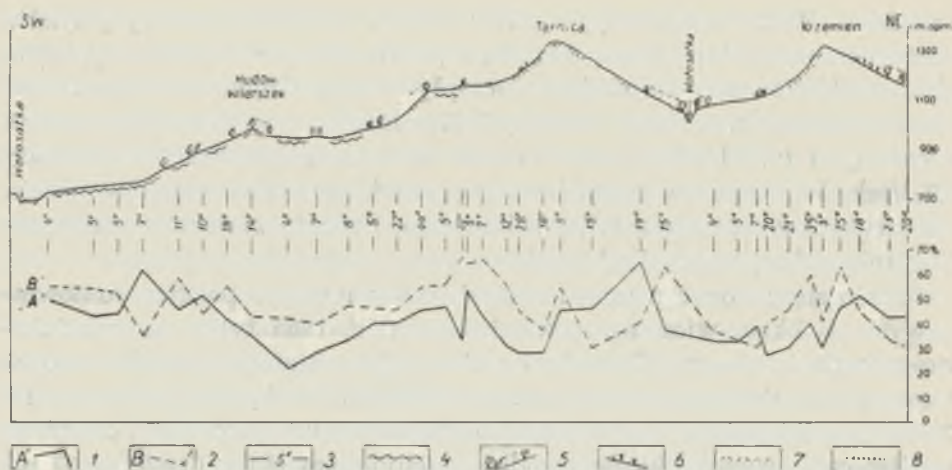
Wody opadowe, a szczególnie roztopowe, odgrywają poważną rolę w procesie w y m y w a n i a w obrębie pokryw rumowiskowych. Proces wmywania rozwija się najintensywniej na stokach S i SW w okresie wiosennym. Wmywanie rozwija się na skalę największą na SW stokach Krzemienia, gdzie w okresie zimy gromadzi się dużo śniegu, szczególnie na spłaszczeniach w partii grzbietowej i w strefie języków rumowiskowych w niższej partii. Topniejący śnieg dostarcza wody, która spływając pod pokrywami blokowymi wypłukuje drobny materiał zwietrzelinowy i w ten sposób rumowisko skalne utrzymuje się w stanie

świeżości. Wody wypływają na Krzemieniu niekiedy poniżej języków rumowiskowych lub płyną kanałem podziemnym w obrębie pokryw gliniasto-blokowych. Największy przepływ stwierdzono na Krzemieniu i na przełęczy pomiędzy Tarnicą i Krzemieniem w okresie roztopów wiosennych (0,6 l/sek.), zaś w czasie lata po długotrwałych opadach 0,2 l/sek. W litrze wody wypływającej spod rumowiska znajdowało się od 0,5 do 2 g materiału zwietrzelinowego. Średnia zawartość zwietrzliny mineralnej wyniosła 1,2 g/l.

Udało się dokonać pomiaru materiału wymytego z pokryw rumowiskowych za okres wiosenny (kwiecień, maj) r. 1965 tylko na południowo-zachodnim zboczu Krzemienia, określając objętości stożków napływowych. Z dwóch języków rumowiskowych, o łącznej powierzchni 237 m², znajdujących się w obrębie niecki wypłukane zostało i osadzone poniżej czoła rumowiska na łagodnie nachylonym stoku (3—5°) 1,07 m³ materiału piaszczysto-pylastego. Pomiar wielkości wymywania z pokryw rumowiskowych jest bardzo trudny, ponieważ wody łatwo wsiąkają w utwór blokowo-gliniasty i wydostają się niekiedy dopiero w niższej części stoków w postaci młak, źródeł epizodycznych lub stałych. W takich przypadkach pozbawione są one zawiesiny. Wody często wypływają na powierzchnię licznymi kanałami, wydrążonymi przez gryzonie.

Spłukiwanie i wymywanie w obszarach leśnych jest silnie zahamowane przez ściółkę, składającą się głównie z dachówkowato ułożonych liści buczyny. Wyraźne ślady tych procesów stwierdzono w pobliżu górnej granicy zasięgu drzew, głównie na stokach stromych, zbudowanych z pokryw gliniasto-blokowych i blokowych. O spłukiwaniu powierzchniowym świadczy skład mechaniczny gleby. Wody stokowe, spływając, porywają drobne cząstki gleby i niosą je do miejsc niższych. Powierzchniowe horyzonty gleby (A i B) różnią się zawartością cząstek spławialnych. Górna warstwa gleby jest w jednych miejscach pozbawiona frakcji pyłowej i części spławialnych, w innych zaś zawiera ich nadmiar. Zjawisko to nazywane jest selektywną erozją gleb (19, 51). W celu stwierdzenia owego procesu wykonano analizy próbek glebowych i przedstawiono je w formie graficznej (ryc. 8). Badano profile glebowe w różnych punktach zboczy, wzdłuż linii: Wołosate — Hudów Wierszek — Tarnica — Krzemień. Analizy wykazały zmianę zawartości cząstek spławialnych w obrębie tego samego profilu glebowego i w różnych częściach stoku. Istnieje korelacja pomiędzy ilością cząstek spławialnych a ekspozycją i nachyleniem stoków (por. ryc. 8). Duże zmiany obserwuje się na terenach, które były wykorzystywane jako grunty orne.

Erozja linijna. Do pomiaru erozji na obszarze połonin zastosowano szpilki metalowe. Zainstalowano je na dnie formy erozyj-



Ryc. 8. Zawartość frakcji o średnicy mniejszej od 0,02 mm w poziomach glebowych A i B; 1—poziom A (warstwa próchniczna), 2—poziom B, 3—nachylenia stoku w miejscu wykonanej odkrywki glebowej, 4—dawne tereny orne, 5—las bukowy, 6—zarośla jarzębiny i olchy kosej, 7—rumowiska, 8—aluwia (dno doliny rzecznej)

Content of grains with diameters less than 0.02 mm in the A and B soil horizons; 1—horizon (humus layer), 2—B horizon, 3—slope inclination at the site of soil pit, 4—formerly cultivated land, 5—beech forest, 6—rowan and alder shrubs, 7—block fields, 8—alluvium on valley floor

nej wytworzonej przez wody okresowe (opadowe, roztopowe) w strefie łupkowej. Badana żłobina wchodziła w skład górnego dorzecza Terebowca. Stwierdzono pogłębianie się tej żłobiny od 3 do 17 cm/rok. Średnia z 20 punktów pomiarowych, usytuowanych w odstępach 5 m w obrębie jednej formy, wyniosła za okres 4 lat 11 cm. Największe natężenie erozji zaznaczało się w kwietniu i maju oraz w lipcu, czasem w sierpniu. Pozostaje to w związku z terminem roztopów i maksimów opadowych.

Osuwiska występują powszechnie na stokach NE. Większość z nich należy do form nieczynnych, będących w okresie przygotowawczym. Podlegają one bardzo powolnym przekształceniom lub zmianom skokowym, wynikającym z intensywności rozcięć erozyjnych i zmian klimatycznych. Zwrócono uwagę na rowy i szczeliny rozpadlinowe w strefie grzbietowej. W dwu przypadkach, na Tarnicy i Haliczu, stwierdzono poszerzanie się szczelin rozpadlinowych. Na Tarnicy w przeciągu 4 lat rozszerzenie szczeliny wyniosło 1,3 cm, zaś na Haliczu — 0,8 cm. Rozszerzanie ma charakter zjawiska zachodzącego skokowo.

Działalność eoliczna. Rola morfogenetyczna wiatru na obszarze połonin zaznacza się w postaci deflacji na stokach S i SW i na

przełęczach oraz akumulacji na stokach zawietrznych. Natężenie deflacji i akumulacji eolicznej zależy przede wszystkim od typu pogody, charakteru podłoża, szaty roślinnej i pokrywy śnieżnej. Największy rozwój procesów eolicznych następuje w okresie wiania silnych wiatrów fenowych z sektora południowego w okresie zimy, przy wyjątkowo cienkiej pokrywie śnieżnej, i na wiosnę (31). Największe nasilenie procesu ogranicza się do stref, w których podłoże stanowią łupki i gdzie uprzednio pokrywa roślinna uległa zniszczeniu pod wpływem lodu włóknistego.

W okresie wiosny r. 1965, 1966 i 1967 dokonano pomiarów natężenia akumulacji eolicznej w miejscach zawietrznych. Stanowiska pomiarowe wybrano w rowie rozpadlinowym na Szerokim Wierchu, poniżej przełęczy pomiędzy Tarnicą a Szerokim Wierchem, na Bukowym Berdzie i Krzemieniu poniżej grani. Ilość materiału osadzonego w czasie zimy zestawiono w tab. 5.

Tab. 5. Ilość materiału pochodzenia eolicznego
Amount of aeolian material

Stanowisko	Ekspozycja	r. 1965	r. 1966	r. 1967
		g/dcm ²		
1. Szeroki Wierch	NE	5,0	3,5	2,3
2. Przełęcz k. Tarnicy	NE	9,0	6,5	7,0
3. Bukowe Berdo	NE	2,7	1,5	1,1
4. Krzemień	S	4,0	1,5	—
5. Krzemień	NE	5,7	—	1,7

Największe efekty działalności eolicznej zaznaczyły się w okresie zimy i wczesnej wiosny. Można wyróżnić miejsca uprzywilejowane na których deflacja i akumulacja eoliczna rozwija się intensywnie we wszystkich porach roku. Należą do nich przełęcze, gdzie nasilenie tych procesów jest duże. Ogólnie na połoninach działanie procesów eolicznych jako czynnika morfogenetycznego ogranicza się do wąskich stref. Poważną rolę odgrywają w procesie wzbogacania gleby w humus na stokach zawietrznych (ryc. 8, 25). Wskazuje na to 20—45% humusu znajdującego się w materiale pochodzenia eolicznego. T. Gerlach i L. Koszarski (10) na przykładzie okolic Krosna oraz Jahn (20) w Sudetach wykazali, że procesy eoliczne odgrywają dużą rolę na terenach, gdzie w okresie wiania silnych wiatrów fenowych powierzchnia

pozbawiona jest szaty roślinnej. Procesy niveo-eoliczne na połoninach bieszczadzkich są intensywnie hamowane przez zwartą roślinność (darń).

Obserwacje współczesnych procesów morfogenetycznych i wyniki uzyskane dla obszaru połonin bieszczadzkich należy traktować jako wstępne, a nawet jako rekonesansowe. Za wcześnie jest na określenie bilansu denudacyjnego (16) i kierunku rozwoju stoku we współczesnych warunkach klimatycznych. W tym celu niezbędne są badania stacjonarne zarówno zespołów procesów, jak też warunków meteorologicznych, w których się one rozwijają.

WNIOSKI

Badania geomorfologiczne przeprowadzone w najwyższej części polskich Bieszczadów Zachodnich pozwalają na wysunięcie kilku wniosków, dotyczących problemu powstania i rozwoju rumowisk oraz współczesnych procesów morfogenetycznych na obszarze połonin.

1. Występowanie rumowisk skalnych na terenie Bieszczadów wiąże się głównie z obecnością w podłożu gruboławicowych piaskowców dolnokrośnieńskich. Wietrzejąc, piaskowce rozpadają się na ostrokrawędzisty rumosz. Są one źródłem zwietrzliny blokowej, tworzącej rumowiska spotykane od wysokości 900 m n.p.m. po najwyższe szczyty (Tarnica 1347 m n.p.m.). Największe skupienia występują powyżej 1150 m n.p.m. już w piętrze połonin. Rumowiska pokrywają zbocza o ekspozycji S, SW, W o charakterystycznym nachyleniu do 30°. Materiał gruzowy i blokowy o różnorodnej i złożonej genezie tworzy formy językowe na zboczach stromych (powyżej 25°), zaś na stokach o nachyleniu łagodniejszym — pola głazów. Pola rumowiskowe stopniowo przechodzą w gliniasto-gruzowe pokrywy stokowe, natomiast języki rumowiskowe posiadają czoła wypukłe, świadczące o współczesnym ruchu materiału zwietrzelinowego. Potwierdziły to pomiary współczesnego spełzywania pokryw stokowych.

2. Wydzielono dwie grupy rumowisk skalnych: 1) rumowiska związane ze skałą macierzystą, 2) rumowiska znajdujące się w znacznej odległości od podłoża macierzystego. W tych dwu grupach pokryw blokowych istnieją trzy główne typy genetyczne: rozpadowe na skutek zamrozu w warunkach peryglacjalnych, rumowiska powstałe na skutek obrywów i odpadania grawitacyjnego pakietów skalnych i przemyte gliniasto-blokowe utwory stokowe (szkieletowa frakcja pokryw soliflukcyjnych). Wymienione typy genetyczne pokryw blokowych nie występują w czystej formie. W obrębie jednego pola rumowiskowego znajduje się materiał blokowy różnej genezy. Ogólnie rumowiska podzielić

można na jednofazowe i dwufazowe, związane z poszczególnymi etapami rozwoju stoku (np. soliflukcja, spłukiwanie powierzchniowe). Na tej podstawie stwierdzono poligeniczność bieszczadzkich rumowisk skalnych. Pod tym względem wyniki autora są zgodne z badaniami wykonanymi w innych regionach (3, 14, 17, 22, 23). Rumowiska wykazują szereg wspólnych cech ze stożkami usypiskowymi. W procesie rozpadu blokowego piaskowców pewną rolę odegrało wietrzenie chemiczne, postępujące wzdłuż linii ciosowych.

3. W czasie badań procesów kształtujących relief grzbietów bieszczadzkich zwrócono uwagę na współczesny rozwój zjawisk mrozowych i przekształcanie rumowisk. Stwierdzono intensywne wietrzenie mechaniczne, mrozowe ruchy gleby oraz procesy niwacyjne. Istniejące w obrębie pól rumowiskowych struktury segregacji mrozowej materiału gruzowego, podobnie jak w Tatrach i Karkonoszach (17), mają charakter reliktowy. Współczesne formy segregacji mrozowej materiału występują w pobliżu grzbietów i należą do form miniaturowych.

Istnieje duża dostawa materiału zwietrzelinowego, który odpada ze skałek rezydualnych i ławic piaskowcowych i dostaje się do rumowisk graniczących ze skałą macierzystą. Współczesne wietrzenie mrozowe prowadzi do rozdrabniania materiału blokowego w obrębie pól rumowiskowych znajdujących się na stokach w znacznej odległości od wychodni skalnych. Tę grupę rumowisk charakteryzuje powolne zamieranie. Powierzchnia ich kurczy się na korzyść obszarów pokrytych roślinnością.

4. Ruch zwietrzliny gruzowej i blokowej odbywa się na stokach stromych oraz w partii podszczytowej i ma charakter grawitacyjny. W partii podszczytowej dużą rolę w tym ruchu odgrywają sezonowe procesy kriogeniczne. Szybkość ruchu zależy, oprócz nachylenia stoku, od kształtu bloków (płaski, wrzecionowaty, muszlowy), a także od obecności zwietrzliny ilasto-pyłowej. Zwietrzliny tej dostarczają wkładki łupków znajdujących się w obrębie serii gruboławicowych piaskowców. Zwietrzelina łupków jest niejako „smarem”, po którym bloki przemieszczane są w niższe partie stoków. Pewną rolę odgrywają też lawiny śnieżne oraz działalność człowieka (wypas i wypalanie traw, wycinanie drzew i krzewów). Kształt materiału gruzowego przemieszczanego po zboczach decyduje często o cechach strukturalnych i teksturalnych rumowisk.

5. Pod względem wiekowym na obszarze Bieszczadów występują dwie generacje rumowisk: plejstoceńska i holocenska. Pierwsza tworzyła się w wyniku dezintegracji blokowej piaskowców dolnokrośnieńskich w warunkach peryglacialnych ostatniego zlodowacenia (Würm). Obecnie rumowiska tej generacji podlegają rozdrabnianiu i ruchowi.

Lokalnie w partiach podszczytowych jeszcze współcześnie tworzą się rumowiska. Fakt ten potwierdzają wyniki badań takich procesów, jak wietrzenie mechaniczne, szybkość spełzywania pokryw zwietrzelinowych i tzw. „wędrujących” bloków, spłukiwanie powierzchniowe oraz wymywanie. Zwrócono też uwagę na rolę lodu włóknistego w procesie przemieszczania materiału gruzowego oraz zjawiska wywiewania w szczególnych układach barycznych. Efektywność wymienionych procesów w przekształcaniu rumowisk jest różna — wykazują one zarówno strefowość, jak też zmienne natężenie, zależnie od pór roku.

Pracę niniejszą wykonałem pod kierunkiem Prof. Dra Adama Malickiego, który żywo interesował się przebiegiem badań terenowych, a także udzielał cennych wskazówek zarówno w trakcie zbierania materiałów, jak i podczas prac kameralnych. Za poniesiony trud składam Mu wyrazy serdecznego podziękowania. Dziękuję Prof. Dr. A. Jahnowi, Prof. Dr. H. Maruszczakowi i Prof. Dr. S. Dżułyńskiemu za cenne uwagi oraz udostępnienie literatury. Dziękuję Kolegom za pomoc podczas badań w trudnych warunkach terenowych. Osobno pragnę podziękować Kolegom z GOPR-u Oddziału Bieszczadzkiego, czuwającym nad moim bezpieczeństwem, którzy w chwili krytycznej udzielili mi niezbędnej pomocy.

LITERATURA

1. Bocz S., Krasnow I.: Process golcowego wyrówniwania i obrazowanie nagornych tierras. *Priroda*, nr 5, 1951, ss. 25—35.
2. Cailleux A.: Caractères distinctifs des coulées des blocailles liées au gel intense. C. R. sommaire des séances, *Soc. Géol. France*, vol. 16, 1947, ss. 323—325.
3. Caine N.: The Blockfields of Northeastern Tasmania. Research School of Pacific Studies, Department of Geography Publication G/6, 1968, The Australian Nat. Univ. Canberra.
4. Czeppe Z.: Roczny przebieg mrozowych ruchów gruntu w Hornsundzie, Spitsbergen, 1957—1958 (The Yearly Course of Frost Movement in the Ground in Hornsund, Spitsbergen, 1957—1968) *Prace Inst. Geogr. Uniw. Jagiell.*, nr 24, 1960.
5. Dahl R.: Block Fields, Weathering Pits and Tor-like Forms in the Narvik Mountains, Nordland, Norway. *Geogr. Annaler*, vol. 48, A, nr 2. Stockholm 1966, ss. 55—85.
6. Demek J.: Comparison of Cryoplanation Terraces in Syberia and Europe. *Przegl. Geogr.*, t. 40, z. 2, 1968, ss. 363—370.
7. Eakin H. M.: The Yukon — Koyukuk Region Alaska. *Us, Geol. Surv. Bull.*, 631, 1916.
8. Gerlach T.: Lód włóknisty i jego rola w przemieszczaniu pokrywy zwietrzelinowej w Tatrach (Needle Ice and its Role in the Displacement of the

- Waste Material in the Tatra Mountains). *Przegl. Geogr.*, t. 31, 1959, ss. 589—601.
9. Gerlach T.: Współczesny rozwój stoków w dorzeczu górnego Grajcarcka (Beskid Wysoki—Karpaty Zachodnie) (Développement acutel des versants dans le Bassin du haut Grajcarek). *Prace Geograficzne IG PAN*, nr 52, Warszawa 1966, ss. 1—111.
 10. Gerlach T., Koszarski L.: Współczesna rola morfogenetyczna wiatru na przedpolu Beskidu Niskiego (The Role of the Wind in the Contemporary Morphogenesis of the Lower Beskid Range — Flysch Carpathians). *Studia Geom. Carpatho-Balc.*, vol. 2, Kraków 1968, ss. 85—114.
 11. Guilcher A.: Nivation, cryoplanation et solifluction, quaternaires dans les colines de Bretagne Occidentale et du Devonshire. *Rev. Geom. Dyn.*, t. 1, 1950, ss. 53—78.
 12. Hess M.: Piętra klimatyczne w Alpach Wschodnich, Karpatach Zachodnich i w Sudetach (Vertical Climate Zones in the Eastern Alps, the Western Carpathians and the Sudetes). *Przegl. Geogr.*, t. 40, 1968, ss. 467—472.
 13. Högbom B.: Über die geologische Bedeutung des Frostes. *Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala*, vol. 12, 1914, ss. 257—390.
 14. Hövermann J.: Die Periglazial-Erscheinungen im Harz. *Gött. Geogr. Abh. H.*, 14, 1953, ss. 7—44.
 15. Jahn A.: Karkonosze — rys morfologiczny (The Karkonosze Mts. (Reisengebirge) — a Morphologic Study). *Czas. Geogr.*, t. 22/24, 1952/53, ss. 107—121.
 16. Jahn A.: Denudacyjny bilans stoku (Bilance de dénudation du versant), *Czas. Geogr.*, t. 25, 1954, ss. 38—64.
 17. Jahn A.: Mikrorelief peryglacialny Tatr i Babiej Góry (Periglacial Microrelief in the Tatras and on the Babia Góra). *Biul. Perygl.*, nr 6, Łódź 1958, ss. 57—80.
 18. Jahn A.: Quantitative Analysis of some Periglacial Processes in Spitsbergen. *Zeszyty Naukowe Uniwersytetu Wrocławskiego, seria B*, nr 5, 1961, ss. 54.
 19. Jahn A.: Selektowna erozja gleb i jej znaczenie w badaniach geomorfologicznych (Selective Soil Erosion and its Significance in Geomorphological Research). *Przegl. Geogr.*, t. 40, 1968, ss. 419—424.
 20. Jahn A.: Niveo-eoliczne procesy w Sudetach i ich działanie na glebę (The Niveo-eolian Processes in the Sudetes and their Action on the Soil). *Problemy Zagospodarowania Ziemi Górskich*, z. 5 (18), Kraków 1969, ss. 53—92.
 21. Klatka T.: Indices de structure et de texture des champs de pierres des Łysogóry. *Bull. Soc. Sci. Lettr. Łódź*, vol. 12, 1961, ss. 1—21.
 22. Klatka T.: Geneza i wiek gołoborza łysogórskich (Champs de pierres de Łysogóry origine et age). *Acta Geogr. Lodziendza*, vol. 12, Łódź 1962, ss. 1—124.
 23. Klimaszewski M.: Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyfluwium. *Prace Wrocl. Tow. Nauk.*, nr 7, 1948.
 24. Kobędza R.: Gołoborza i ich stosunek do lasu w Górach Świętokrzyskich. *Inst. Bad. Lasów Państw. Rozprawy i Spraw.*, ser. A, nr 43, 1939.
 25. Koszarski L., Wieser T., Żytko K.: Tufity z warstw krośnieńskich z Bereków Górnych w Bieszczadach. *Kwart. Geol.*, t. 4, z. 2, 1960, ss. 495—509.
 26. Kuśmierk J., Tokarski A., Tokarski A. K.: Spotkanie sekcji tektonicznej PTG w Ustrzykach Górnych (Meeting of Members of Tectonical Section of the Polish Geological Society at Ustrzyki Górne). *Przegl. Geolog.*, nr 5, 1969, ss. 251—253.

27. Kunsky J., Louček D.: Stone Stripes and Thufurs in the Karkonose. Biul. Perygl., nr 4, 1956, ss. 345—349.
28. Łoziński W.: O mechanicznym wietrzeniu piaskowców w umiarkowanym klimacie. Rozpr. Wydz. Mat.-Przyr., Akademia Umiejętności, t. 9, A. s. III, Kraków 1910, ss. 1—16.
29. Łoziński W.: Die Periglaziale Fazies mechanischen Verwitterung. CR, XI, Inter. Geol. Cong., Stockholm 1910, 1912.
30. Malicki A.: Kilka uwag o fizjografii polskich Karpat Fliszowych (Some Notes on Physiography of the Flysch Carpathians). Roczn. Glebozn., t. 13, 1963, ss. 2—25.
31. Malicki A., Michna E.: O występowaniu wiatrów halnych w Bieszczadach Zachodnich (The Occurrence of Föhnlike Winds in the West Bieszczady Mountains). Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B, vol. XXI (1966), Lublin 1968, ss. 133—142.
32. Malicki A., Dolecki L., Szwaczko A.: Górna granica lasów w Bieszczadach Polskich (La limite supérieure des forêts dans les Bieszczades Polonais). Folia Soc. Sci. Lublinensis, sec. D, vol 7/8, 1967/68, ss. 27—31.
33. Martini A.: Preliminary Experimental Studies on Frost Weathering of certain Rock Types from the West Sudetes. Biul. Perygl., nr 16, 1967, ss. 145—195.
34. Miłata W.: Dni z mrozem i przymrozkami w Karpatach. Wiad. Geogr., t. 16, Kraków 1938.
35. Niemirowski M.: Rola współczesnych procesów morfogenetycznych w kształtowaniu rzeźby podszczytowej partii Babiej Góry (The Role of Contemporaneous Morphogenetic Processes in the Formation of the Highest Parts of Babia Góra). Zesz. Nauk., U. J., 88, Prace geogr., z. 10, 1964.
40. Opolski Z.: O stratygrafii warstw krośnieńskich (Sur la Stratigraphie des conches de Krosno) Spraw. PIG, 7, z. 4, Warszawa 1933, ss. 565—636.
41. Pękala K.: Wpływ lokalnych podstaw erozyjnych na kształtowanie systemu teras (na przykładzie dorzecza Wołosatego) (The Influence of Local Base Levels on the Formation of Terrace Systems as Exemplified by the Wołosaty River Basin). Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B, vol. XXI (1966), Lublin 1968, ss. 185—219.
42. Rehman A.: Ziemia Dawnej Polski. T. I. Karpaty. Lwów 1894.
43. Romer E.: Kilka wycieczek w źródłiska Bystrzycy, Łomnicy i Cisy Czarnej (Excursions aux sources de la Bystrzyca, de la Łomnica, et de la Cisa Czarna (Tisza Noire)). Kosmos, t. 29, 1904, ss. 439—503.
45. Schott C.: Die Blockmeere in den deutschen Mittelgebirgen. Forsch. deutsch. Landes-und Volkskunde, 29, Stuttgart 1933, ss. 1—78.
46. Starkel L.: Rozwój rzeźby Karpat fliszowych w holocenie (The Development of the Flysch Carpathians Relief during the Holocene). IGPAN Prace Geogr., nr 22, Warszawa 1960.
47. Szczepankiewicz S.: Peryglacialny rozwój stoków masywu Ślęży (Periglacial Slope Development in the Ślęza Massive), Biul. Perygl., nr 6, 1958, ss. 81—92, 251—256.
48. Thoroddsen T.: Polygonboden und „thufur“ auf Island. Pet. Geogr. Mitt., 1913, ss. 253—255.
49. Tricart J.: Étude expérimentale du problème de la gelivation. Biul. Perygl., nr 4, 1956, ss. 285—318.

50. Walczak W.: Wietrzenie piaskowców w gorgańskich rumowiskach skalnych (Weathering of Sandstone in the Rock Debris of Gorgany). Czas. Geogr., t. 18, 1947, ss. 268—276.
51. Ziernicki S., Mazur Z.: Przekrój zbocza jako odzwierciedlenie erozji gleb (An Outcrop of Slope as Exposure of Soil Erosion). Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio E, vol. 10 (1955), Lublin 1956, ss. 77—152.

РЕЗЮМЕ

В 1963—1967 гг. проводились геоморфологические исследования в наиболее высокой части польских Западных Бещадов (Восточные Карпаты). Цель работы — проблема выветривания горных пород, возникание и развитие россыпей (каменные россыпи). В работе представлен качественный и количественный анализы современных морфогенетических процессов в районе полонин.

Присутствие каменных россыпей в районе Бещадов связано, главным образом, с наличием в основании третичных нижнекресненских песчаников (олигоцен). В морфологии эти слои песчаников отмечаются в виде моноклинальных горных хребтов и имеют решающее значение в развитии структурного рельефа. В процессе выветривания они распадаются на острогранную россыпь. Она является источником глыбового выветривания, образующего россыпи, которые встречаются на высоте от 900 м над ур. моря и до наиболее высоких вершин (Гарница 1347 м над ур. моря). Много россыпей расположено на высоте 1150 м над ур. моря и выше, в поясе полонин. Они покрывают склоны с экспозицией на север, северо-запад и запад и наклонены под углом 30° . На северных склонах они появляются спорадически. Эта зависимость обусловлена тектоникой (залегание слоев пород). Щебеночный и глыбовый материал разного и сложного генезиса создает языкообразные формы на крутых склонах (более чем 25°), а на более пологих склонах — каменные поля. Поля россыпей постепенно переходят в глинисто-щебеночные склоновые покровы (рис. 15, 16), зато языки имеют выпуклую лобовую часть берега, свидетельствующую о современном движении выветрившегося материала, что доказано наблюдениями (табл. 3, рис. 23).

Выделяются две группы каменных россыпей: 1) россыпи, связанные с материнской породой; 2) россыпи, находящиеся на значительном расстоянии от материнской породы. В указанных двух группах глыбовых покровов существует три главных генетических типа: выветрившийся в результате заморозков в перигляциальных условиях; россыпи, образованные в результате обрывов и гравитационного отпадания скаль-

ных пакетов; размытые глинисто-глыбовые склоновые отложения (скелетная фракция солифлюкционных покровов).

Перечисленные три генетические типа покровов не выступают в чистом виде. В пределах одного поля находится материал разного генезиса. В общем их можно разделить на однофазовые и двухфазовые, связанные с отдельными этапами развития склона (например, солифлюкция, поверхностный смыв). Это подразделение основано на анализе геоморфологических данных и структурно-текстурных свойств покровов (табл. 1), определенных методом Кае (2). На основании этого констатирован полигенетический характер бещадских каменных россыпей. В этом отношении итоги исследований автора совпадают с исследованиями, проведенными в других районах (2, 14, 17, 22, 23). Россыпи обнаруживают ряд общих черт с осыпными конусами. В процессе распада песчаников на глыбы некоторую роль сыграло химическое выветривание, продвигавшееся вдоль трещин.

Во время исследований процессов, формирующих рельеф бещадских хребтов, было обращено внимание на современное развитие криогенных явлений и преобразование россыпей. Констатировано интенсивное механическое выветривание, движения почв в результате морозных процессов (гирляндобразные террасы, солифлюкционные, глинистые и щебневые языки), а также нивационные процессы. Существующие в пределах каменных полей структуры морозовой сегрегации россыпного материала имеют, так как и в Татрах и Карконошах, реликтовый характер (17). Современные формы морозовой сегрегации материала выступают вблизи хребтов и представляют миниатюрные формы.

Образуется много выветрившегося материала, который в процессе выветривания отпадает от резидуальных скал и слоев песчаников и отлагается на россыпях, имеющих контакт с материнской горной породой. Современное морозовое выветривание приводит к раздроблению глыб в пределах россыпей, расположенных на склонах на значительном расстоянии от материнских пород. Эта группа россыпей медленно исчезает. Их поверхности постепенно покрываются растительностью.

Движение выветрившихся каменных россыпей происходит на крутых склонах и в привершинных частях хребтов и имеет гравитационный характер. В привершинной части большую роль в движении играют сезонные криогенные процессы. Скорость движения зависит как от угла наклона склона, так и от формы глыб (плоская, веретенообразная, раковинная), а также от присутствия выветрелостей глинисто-пылевых фракций. Эта фракция образуется из прослойки сланцев, находящихся среди крупнослонстых песчаников. Выветрившиеся сланцы играют роль „масла”, по которым глыбы скользят вниз по склонам. Некоторое влияние оказывают также снежные лавины и действия чело-

века (выпас скота, выжигание трав, вырубка деревьев и кустарников). Форма камней, перемещающихся по склону, определяет часто структурные и текстурные черты россыпей.

В зависимости от возраста в Западных Бещадах имеются две генерации россыпей: плейстоценовая и голоценовая. Первая образовалась в результате глыбовой дезинтеграции дольнокросьненских песчаников в перегляциальных условиях последнего оледенения (Вюрм). Ныне россыпи этой генерации подвергаются раздроблению и передвижению. В привершинных частях образуются россыпи еще и сейчас. Этот факт подтверждается исследованиями таких процессов, как интенсивность механического выветривания (табл. 2), скорость сползания покровов выветривания и, так называемых, перемещающихся глыб (табл. 3, 4), поверхностного смывания и вымывания. Обращено также внимание на роль волокнистого льда в процессе перемещения россыпного материала, эоловых явлений (табл. 5) в свойственных барических условиях. Эффекты упомянутых процессов в преобразовании россыпей разные; они обнаруживают как зональность, так и изменчивую интенсивность в зависимости от времен года.

ОБЪЯСНЕНИЯ К РИСУНКАМ И ТАБЛИЦАМ

Рис. 1. Ситуационный эскиз.

Рис. 2. Геоморфология: 1 — фрагменты межгорного уровня, 2 — фрагменты погорного уровня, 3 — фрагменты долинного уровня, 4 — острые структурные хребты, 5 — выравненные хребты, 6 — фрагмент дна древней долины, 7 — денудационные останцы, 8 — плейстоценовый „гляцис“, 9 — высокая терраса, 10 — средняя терраса, 11 — низкая терраса, 12 — надпойменная терраса (старший голоцен), 13 — пойменная терраса, 14 — конусы выноса, 15 — денудационные долины, 16 — эрозийные расщепления, 17 — пороги в русле реки, 18 — структурные пороги, резидуальные останцы и зоны размещения россыпей, 19 — оползни, 20 — высокий торфяник.

Рис. 3. Схематическая карта покровных образований. А. Аллювиальные покровы: 1 — гравий, 2 — глины и гравий, 3 — окатанные глыбы, 4 — гравий с глиной и щебнем („гляцис“). В. Склоновые покровы (выветривания, солифлюкционные): 1 — глыбовые, 2 — глинисто-глыбовые, 3 — глинисто-щебневые, 4 — глинистые, 5 — склоновые покровы на аллювиях, 6 — оползневый материал, 7 — торфы.

Рис. 4. Элементы рельефа полонин: 1 — площади, покрытые лесом, 2 — грани, эстанцы, скальные уступы, 3 — каменные россыпи (поля, языки), 4 — россыпи частично покрытые растительностью, 5 — глыбово-глинистые покровы и „перемещающиеся“ глыбы, 6 — оползнево-солифлюкционные террасы, солифлюкционные языки, бугорки типа „туфуров“, 7 — денудационные мульды и оползающие покровы, 8 — оползни, 9 — ключевые ниши и эрозийные расщепления, 10 — бессточные углубления (нивационные и антропогенные).

Рис. 5. Механизм выветривания слоев песчаников и развития россыпей; 1 — схема развития структурно-денудационных террас (а, а^I, а^{II}) и механизм перемещения

россыпи на юго-западном склоне Кшеменя (А); 1 — россыпи у подножия останца, 2 — единичные скальные глыбы, 3 — языки россыпей, II — Ситуационный эскиз и продольный профиль денудационной мульды, наполненной промывным тальми водами и осадками материалом. Штрихи указывают направления длинных осей перемещаемых глыб в отдельных частях полей и языков россыпей.

Рис. 6. Сезонные солифлюкционные языки: 1 — щебень диаметром 5—7 см, 2 — россыпи мелкозема со щебнем, 3 — породы основания (сланцы с прослойками песчаников), 4 — сезонная мерзлота, 5 — снег, 6 — направления перемещения щебня

Рис. 7. Схема оползневых и оползнево-солифлюкционных террас, развивающихся на склонах с экспозицией на север. 1 — основание (сланцы и песчаники), 2 — слой „покрова” и глин, 3 — глинисто-щебневый покров, 4 — дерн с гумусом, 5 — поверхность скольжения.

Рис. 8. Содержание фракции диаметром $< 0,002$ мм в почвенных горизонтах „А’ и „В’”: 1 — горизонт „А’ (гумусовый слой), 2 — горизонт „В’”, 3 — угол наклона в месте почвенного шурфа, 4 — старая пашня, 5 — буковый лес, 6 — заросли рябины и кустарники ольхи, 7 — россыпи, 8 — аллювий (пойма реки).

Рис. 9. Юго-восточная часть Кшеменя. Поясы россыпей, контактирующие с выходами песчаников.

Рис. 10. Поля россыпей и заросли *Alnus viridis* на западном склоне Тарницы

Рис. 11. Языки россыпей на юго-западном склоне Кшеменя.

Рис. 12. Кшемень. Щебневый пояс на оси денудационной мульды.

Рис. 13. а, б, с — механическое и химическое выветривание песчаников в зависимости от характера тектонических трещин.

Рис. 14. Примеры сложения глыб.

Рис. 15. Россыпи на склоне Тарницы, постепенно переходящие в глинисто-щебневые солифлюкционные образования (рис. 16). Стрелкой показано место шурфа.

Рис. 16. Профиль покровных отложений ниже каменных полей.

Рис. 17. Букове Бердо. Ниша выветривания, образованная в крупнозернистом песчанике.

Рис. 18. Галич. Яма выветривания (ниша) на резидуальном останце в контакте с почвой.

Рис. 19. Кшемень. Глыба, отпавшая от слоя песчаника в результате замерзания воды в трещинах во время 25.IV — 12.V.1965 г.

Рис. 20. Современное глыбовое выветривание песчаников на юго-западном склоне хребта Шероки Верх, связанное с системой трещин.

Рис. 21. Кшемень. Следы отпадания материала от скальных стен (светлые пятна)

Рис. 22. Копа Буковска. Морозное „подкапывание” и гравитационное отпадывание глыб.

Рис. 23. Ступень россыпи на юго-западном склоне Тарницы. Перемещающийся материал россыпи задерживают заросли *Alnus viridis*.

Рис. 24. Тарница. „Перемещающаяся” глыба песчаника.

Рис. 25. Кшемень. Тающий снежный покров на россыпи. В снегу много материала золотого происхождения (минеральные и органические частицы).

Табл. 1. Структурные и текстурные черты бещадских россыпей.

Табл. 2. Количество продуктов механического выветривания (IX.1963 — IX.1967 гг.)

Табл. 3. Расстояния перемещения глыбового материала в пределах россыпей

Табл. 4. Расстояния перемещения (см), так называемых, „перемещающихся” глыб.

Табл. 5. Количество материала золотого происхождения.

SUMMARY

Geomorphological studies of weathering processes and origin and development of block fields were carried out in the highest part of the Polish Western Bieszczady Mts (Eastern Carpathians) in the years 1963—1967. A qualitative and quantitative analysis of recent morphogenetic processes on the "połoniny" alps is presented in the paper.

The presence of block fields in the Bieszczady Mts is related with thick-bedded sandstones of the Lower Krosno beds (Oligocene). These sandstones are marked in morphology forming monoclinal ridges influencing the structural relief. During weathering the sandstones disintegrate into angular rubble. The block fields consisting of this rubble occur above 900 m up to the altitude of the highest peak, the Tarnica (1347 m), their maximum concentration lying above the altitude of 1150 m i.e. above the upper limit of forests. The block fields are covering southern, south-western and western slopes with inclinations ranging up to 30°. Block fields occur rarely on northern slopes and this relation is controlled by the tectonic structure of the area.

The rubble and block material of various and composite origin forms narrow tongues on steep slopes, with inclination exceeding 25°, while broad block fields are present on gentler slopes. The block fields are gradually passing into slope covers consisting of loam and rubble (Fig. 15 and 16). Instead, the tongues have convex fronts indicating recent movement of the weathered material. This conclusion is supported by the results of measurements of recent creep of slope covers (Table 3, Fig. 23).

Two groups of block fields were distinguished: 1) block fields associated with the source rock, and 2) block fields situated at a great distance from the source rock. Within these two groups of block fields, three principal genetic types are present:

- block fields formed by disintegration due to frost action in periglacial climate,
- block fields formed by rock falls,
- washed down loam-rubble covers (framework of solifluction covers).

These genetic types of block fields do not occur in pure form, and material of different origin is present within one block field. The block fields were formed either in one phase or in two phases, related with various processes operating during the slope development cycle (e.g. solifluction and washing by water). This division is based upon an ana-

lysis of geomorphological data and of structural and textural features of the slope covers (Table 1) determined by the Cailleux method (2). On the basis of this analysis it was concluded that the block fields of the Bieszczady Mts are polygenic, similarly as in other regions (2, 14, 17, 22, 23). These block fields have several features in common with rubble cones. The block desintegration of sandstones was facilitated by chemical weathering along joints.

Recent frost action and evolution of block fields are influencing the relief of ridges in the Bieszczady Mts. Intense mechanical weathering, frost-induced soil movements (festoon terraces, loam and rubble solifluction tongues) and nivation processes were observed. Frost segregation structures in the rubble material are relict forms, similarly as in the Tatra Mts and in the Karkonosze Mts (17). Recent miniature frost segregation structures occur near the crests.

Large quantities of weathered debris are supplied from sandstone bluffs to block fields contacting with the source rocks. Recent frost weathering is fragmenting the material within the block fields situated on the slopes at large distances from exposures of the fresh rock. These fields are gradually becoming inactive, and their surface is reduced by encroaching vegetation.

The movement of rubble and blocks occurring on steep slopes and near the crests have a gravitational character. Seasonal cryogenic processes assisting this movement are marked in the near-crest areas. The velocity of movement of rubble and blocks depends on the inclination of slope, shape of blocks (flat, prolate, conchoidal), and on the presence of silty-clayey weathered material of the shale intercalation present among the thick-bedded sandstones. The weathered shales act as a "lubricant" on which the blocks are moving downslope. Snow avalanches and human activity (grass burning, clearing of slopes, pasturage) also play a certain role. The shape of the material moving downslope influences strongly the structural and textural features of the block fields.

Two generations of block fields are present in the Bieszczady Mts: the Pleistocene and the Holocene ones. The first one was formed by block desintegration of the sandstones in periglacial climate during the last glaciation (Würm). Recently the material in the block fields of this generation is fragmented and moved downslope. Near the crests block fields are forming now. This conclusion is based upon the results of investigations of the intensity of mechanical weathering (Table 2), velocity of creep of slope covers and loose blocks (Table 3, 4) and downslope washing. Fibrous ice plays a role in displacement of rubble

material, and under certain atmospheric pressure conditions the deflation comes into action (Table 5). The effects of all these processes on the transformation of block fields are variable, displaying zonation and variable intensity depending upon the seasons.



Ryc. 9. SE grań Krzemienia. Pasy rumowiskowe kontaktujące z ławicami piaskowcowymi
South-eastern ridge of the Mt Krzemień. Rubble bands contrasting with sandstone beds



Ryc. 10. Pola rumowiskowe i zarośla *Alnus viridis* na zachodnim stoku Tarnicy
Block fields and *Alnus viridis* shrubs on the western slope of Mt. Tarnica



Ryc. 11. Języki rumowiskowe na SW zboczu Krzemienia
Rubble tongues on the south-western slope of Mt. Krzemień



Ryc. 12. Krzemień. Pas gruzowy w osi niecki denudacyjnej
Mt. Krzemień. Rubble band in the axis of a denudation depression

a



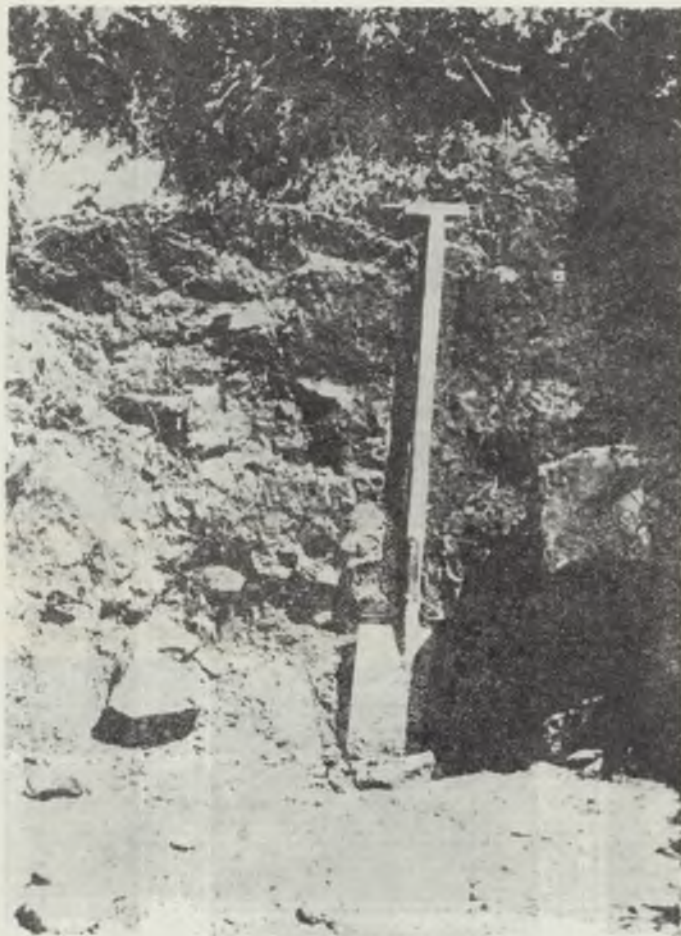
Ryc. 13. a, b, c — wietrzenie mechaniczne i chemiczne piaskowców, uzależnione od charakteru spękań tektonicznych
 a, b, c — mechanical and chemical weathering of sandstones depending upon the character of joints



Ryc. 14. Przykłady ułożenia bloków rumowiskowych
Examples of orientation of rubble blocks



Ryc. 15. Rumowiska na zboczu Tarnicy, stopniowo przechodzące w soliflukcyjne utwory gliniasto-gruzowe (ryc. 16). Strzałka wskazuje miejsce wkopu
Block fields on slopes of Mt. Tarnica gradually passing into rubble-loam covers (compare Fig. 16). The arrow indicates the site of test pit

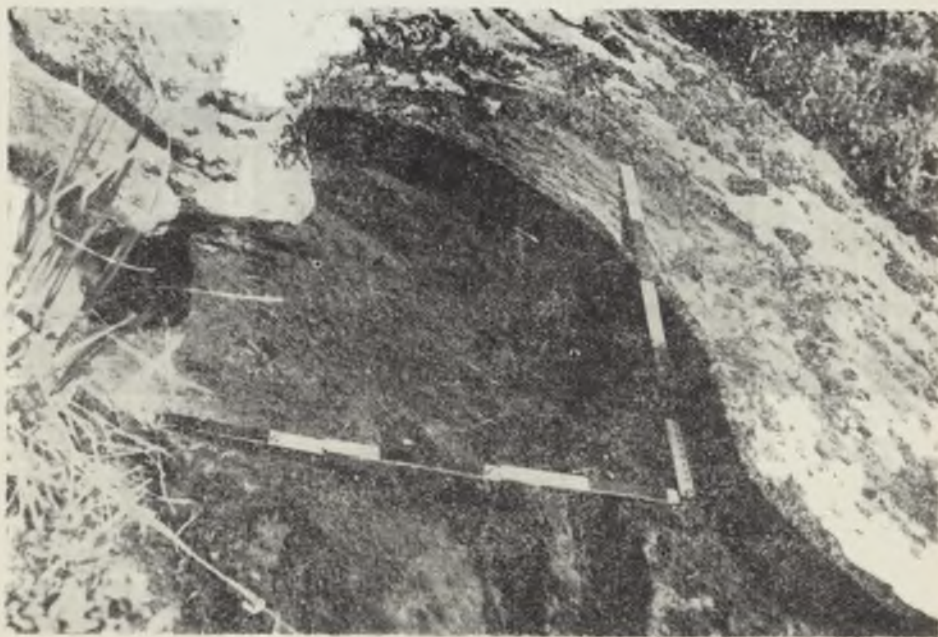


Ryc. 16. Profil utworów pokrywowych poniżej strefy występowania rumowisk skalnych
Profile of slope cover below the zone of occurrence of block fields



Ryc. 17. Bukowe Berdo. Kociołek wietrzeniowy wypreparowany w piaskowcu gruboziarnistym

Mt. Bukowe Berdo. Weathering bowl formed in coarse-grained sandstone



Ryc. 18. Halicz. Dołek wietrzeniowy (wneka) na skałce rezydualnej przy kontakcie z glebą

Mt. Halicz. Weathering recess in a residual bluff at contact with soil



Ryc. 19. Krzemień. Blok odłupany od ławicy piaskowca w wyniku zamarzania wody w szczelinach w okresie 25 IV — 12 V 1965 r.

Mt. Krzemień. Block split from a sandstone bed by water freezing in joints during the period from 25 April to 12 May 1965



Ryc. 20. Współczesne wietrzenie blokowe piaskowców na SW stoku Szerokiego Wierchu, nawiązujące do linii ciosowych

Recent block weathering of sandstones on the SW slope of Mt. Szeroki Wierch controlled by joints



Ryc. 21. Krzemień. Ślady odpadania materiału ze ścian skalnych (jasne plamy)
 Mt. Krzemień. Traces of rock-fall from bluffs (light-coloured areas)



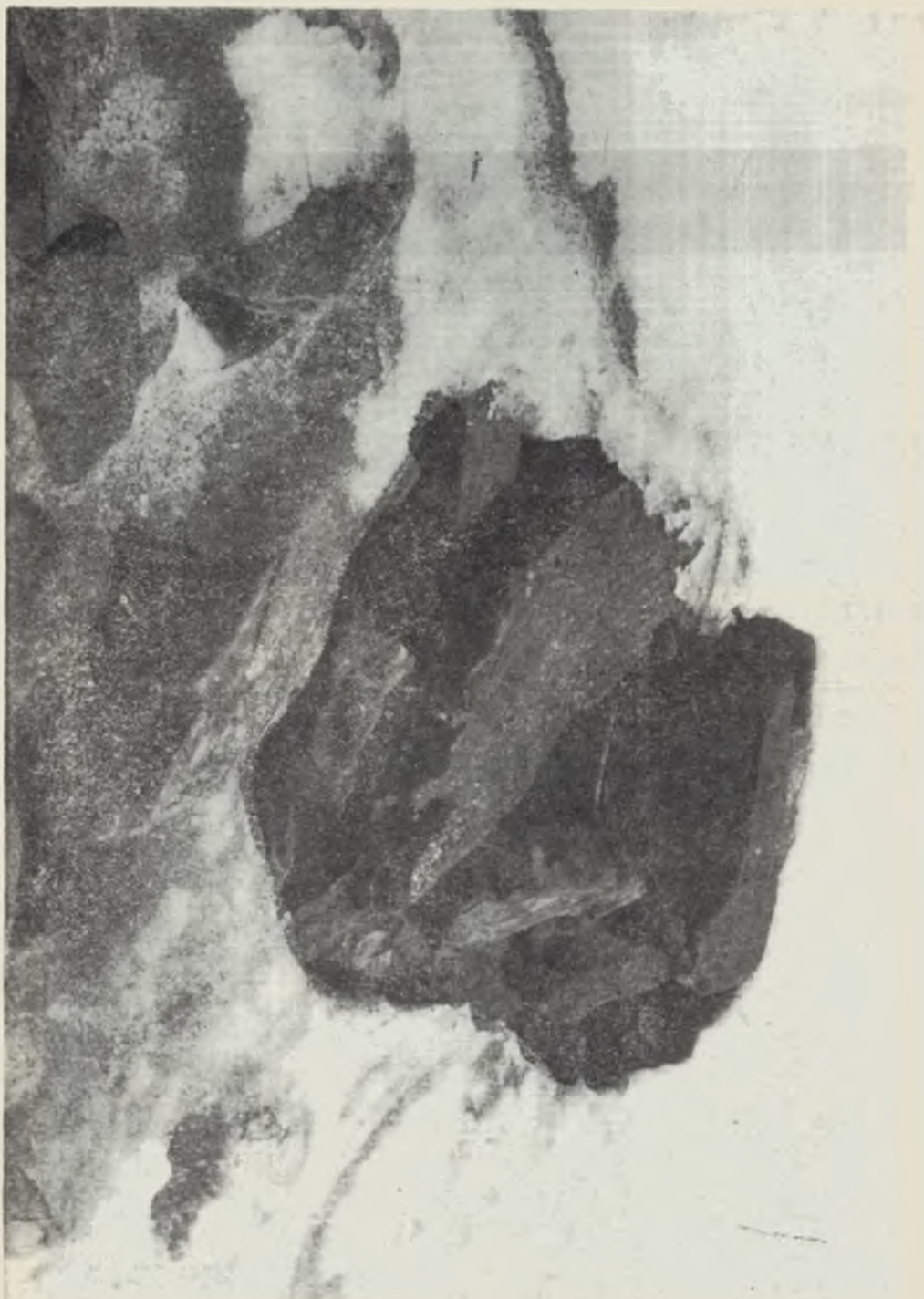
Ryc. 22. Kopa Bukowska. Mrozowe „podkopywanie” i grawitacyjne odpadanie
 bloków
 Mt. Kopa Bukowska. Splitting of blocks from bluffs by frost action



Ryc. 23. Stopień gruzowy na SW stoku Tarnicy. Materiał rumowiskowy zatrzymany przez zarośla *Alnus viridis*, podlegający przemieszczeniu
Rubble terrace on the SW slope of Mt. Tarnica. The downslope movement of rubble stopped by *Alnus viridis* shrubs



Ryc. 24. Tarnica. „Wędrujący” blok piaskowy
Mt. Tarnica. Moving sandstone block



Ryc. 25. Krzemień. Topniejąca pokrywa śnieżna na rumowisku. W śniegu dużo materiału eolicznego (części mineralne i organiczne)
Mt. Krzemień. Melting snow cover on a block field. A large amount of mineral and vegetal aeolian material is present in the snow