

LUDWIK KASZOWSKI

RZEŻBA I MODELOWANIE GÓR  
WYSOKICH STREFY SUCHEJ

na przykładzie Hindukuszu Munjan





ROZPRAWY HABILITACYJNE Nr 94

*Drżycem Jankowi Wali  
- wójstankomii tej  
2 podługowicem  
w wójstankomii*

25.02.85 r.

*L*

LUDWIK KASZOWSKI

# RZEŻBA I MODELOWANIE GÓR WYSOKICH STREFY SUCHEJ

na przykładzie Hindukuszu Munjan



**Redaktor tomu**  
**Barbara Obrębska-Starkłowa**

**Recenzenci**  
**Stanisław Dżułyński**  
**Adam Kotarba**

**Nr og. 1170**

**ISBN 83-233-0049-6**  
**ISSN 0239-782 X**

*Matryce wykonane wg dostarczonych oryginałów*

**AKADEMIA GÓRNICZO-HUTNICZA IM. S. STASZICA W KRAKOWIE**

---

**Wydanie 1. Nakład 200 + 22 egz.**

**Ark. wyd. 13, ark. druk. 12**

**Zamówienie nr 39/85**

**R-9/1618**

**Cena zł 120,-**

**Oddano do druku w styczniu 1985 r.**

**Powielenie ulotkowe w lipcu 1985 r.**

---

**Wykonano w Zakładzie Graficznym Akademii Górniczo-Hutniczej, Kraków, ul. Kastory 40**

## Spis treści

I. WSTĘP	5
1. Obszar badań	5
2. Cel i założenia pracy	9
3. Zakres i metoda pracy	11
4. Stan badań środowiska geograficznego Hindukuszu	13
5. Podziękowania	19
II. ŚRODOWISKO PRZYRODNICZE HINDUKUSZU	21
1. Budowa geologiczna	21
2. Stosunki klimatyczne	25
3. Stosunki wodne	33
4. Szata roślinna	37
III. WARUNKI MORFOGENETYCZNE HINDUKUSZU MUNJAN	39
1. Budowa geologiczna	39
2. Główne rysy ukształtowania powierzchni	39
A. Piętra hipsometryczne	40
B. Orografia	48
C. Sieć dolinna	52
3. Stosunki klimatyczne	57
4. Stosunki wodne	58
5. Szata roślinna	61
IV. RZEŻBA I PROCESY GEOMORFOLOGICZNE HINDUKUSZU MUNJAN	63
1. Geneza głównych elementów rzeźby	63
2. Wietrzenie	65
3. Formy i procesy denudacyjne	68
A. Stoki geliniwalne	73
B. Ściany i stoki skalne	73
C. Stoki usypiskowe	78
D. Stoki blokowe	83
E. Stoki soliflukcyjne	83
F. Stoki napływowe	84

G. Dojrzewanie stoków	86
H. Struktura i przestrzenne zróżnicowanie stoków	86
4. Formy i procesy glacialne	89
A. Współczesne zlodowacenie	89
B. Formy zlodowacenia plejstoceniowego	109
C. Formy i procesy związane ze zlodowaceniem współczesnym	113
a. Powierzchnie subglacialne	114
b. Wyglądy lodowcowe i barańce	114
c. Wały akumulacyjne moren recesyjnych	115
d. Morena powierzchniowa	115
e. Wały morenowe z rdzeniem lodowym	117
f. Lodowce gruzowe	121
5. Mikrorzeźba krionivalna	135
6. Morfogenetyczna rola wiatru	140
7. Formy i procesy fluwialne	142
V. STRUKTURA I FUNKCJONOWANIE RZEŻBY HINDUKUSZU MUNJAN	149
1. Systemy morfodynamiczne	150
2. Typy rzeźby górskiej	155
3. Piętra morfogenetyczne	160
4. Współczesna dynamika i ewolucja rzeźby	169
VI. WSPÓŁCZESNA RZEŻBA I MODELOWANIE GÓR WYSOKICH STREFY SUCHEJ	175
VII. WNIOSKI	183
L i t e r a t u r a	185

# I. Wstęp

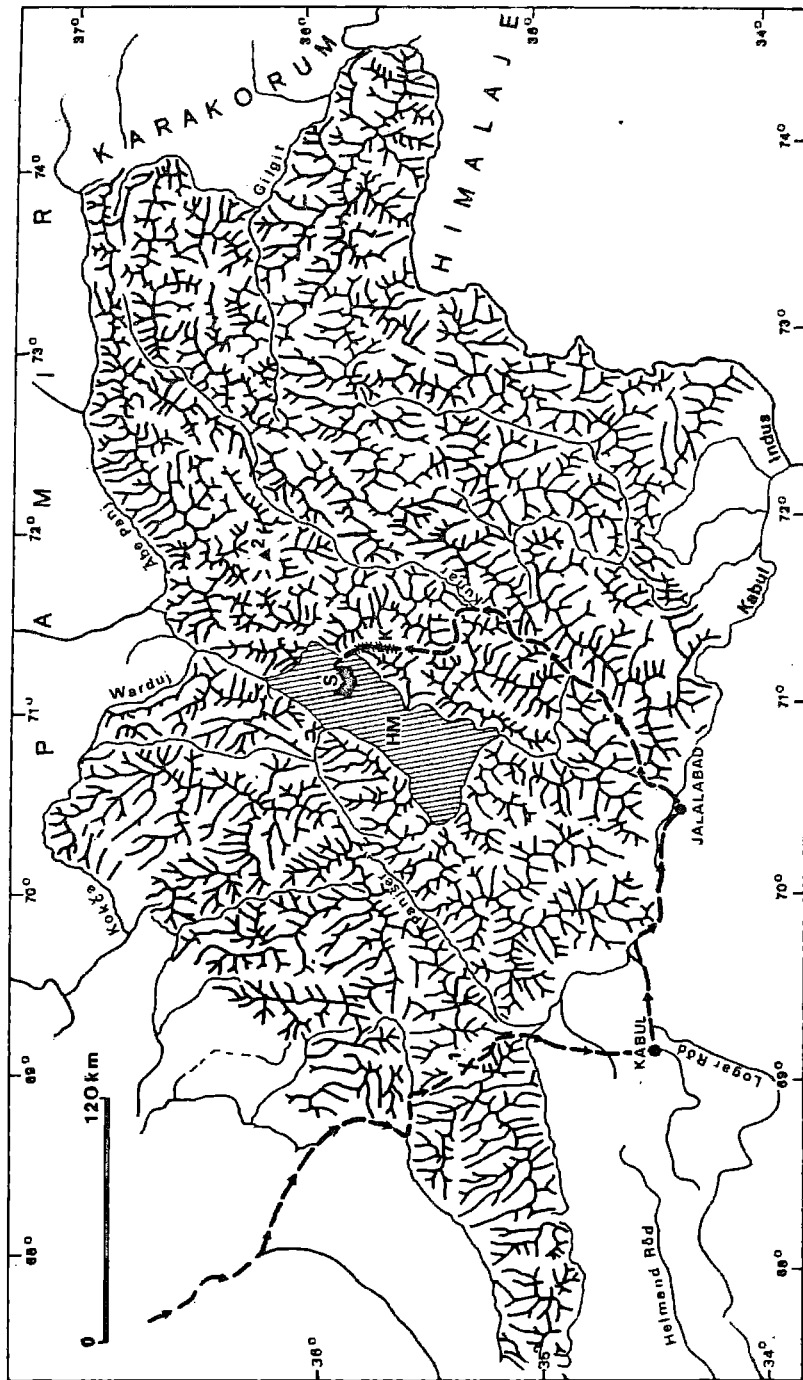
W 1977 r. Krakowski Oddział Polskiego Towarzystwa Przyjaciół Nauk o Ziemi zorganizował wyprawę alpinistyczno-naukową do Nuriestanu w Afganistanie, w której wzięłem udział, mając za zadanie prowadzenie badań geomorfologicznych. Wyprawa dwukrotnie przecięła Hindukusz Zachodni /6 dni/ poprzez przełęcz Salang /3660 m/ oraz Hindukusz Środkowy /33 dni/, gdzie trasa jej biegła od tektonicznej kotliny Jalalabadu /550 m n.p.m./, wzdłuż doliny rzeki Kunar, aż po najwyższą część grupy górskiej Hindukusz Munjan - doliny Katigal i Suyengal /6290 m, ryc. 1/. 39-dniowy pobyt w terenie pozwolił na przeglądową poznanie wielkich jednostek morfostrukturalnych tej części "Azji Wysokiej", a także na przeprowadzenie szczegółowych obserwacji i kartowania geomorfologicznego w wybranych obszarach. Wyprawa dysponowała najdokładniejszymi, istniejącymi dla tego regionu, mapami topograficznymi w podziałce 1:50 000 /Advance Copy/, a także 1:250 000, bez których realizacja zamierzeń badawczych nie byłaby możliwa.

W r. 1980 podjąłem sprecyzowany w tytule temat rozprawy. Rozszerzenie problematyki badawczej na cały Hindukusz Munjan stało się możliwe dzięki udostępnieniu mi przez kierownika wyprawy, agr. inż. Jerzego Walę, prywatnego, bogatego archiwum hindukuskiego, zwłaszcza kartograficznego i fotograficznego.

## 1. Obszar badań

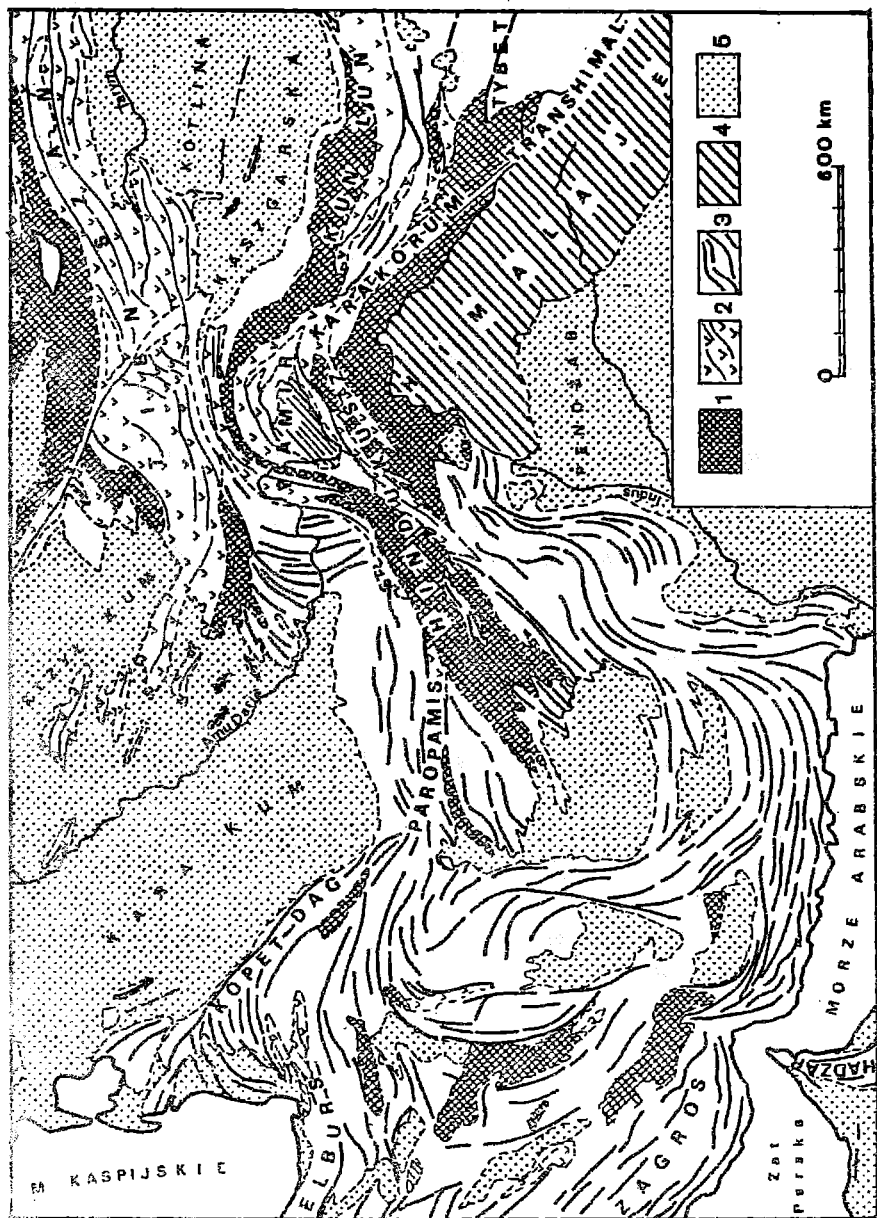
Hindukusz /7706 m/ należy do najwyższego na kuli ziemskiej, współcześnie zlodowaczonego, systemu górskiego. W źródłowym obszarze Amu Darii schodzi się z Pamirem /7495 m/, Karakorum /8611 m/ i Himalajami /8848 m/. Oddzielenie od siebie tych wielkich jednostek orograficznych w znacznej mierze opiera się na zasadach konwencjonalnych.

Hindukusz jest jednym z ramion złożonego systemu orograficznego, odchodzącym w kierunku południowo-zachodnim - ku Wyżynie Irańskiej /ryc. 2/. Już od południka Kabulu potężny, 170 - 300 km szeroki łańcuch górski rwie się i rozdziela na szereg wachlarzowato ułożonych



Ryc. 1. Trasa wyprawy i położenie obszeru badań: HM - Hindukusz Munjan, S - dorzecze Suyengal, K - dolina Katigal, 1 - przełęcz Sałang /3660 m n.p.m./, 2 - Tirich Mir /7706 m n.p.m./. Linie grzbietowe wg J. Wali /1974/





Ryc. 2. Położenie geograficzne Hindukuszu /wg mapy A. Ganssera 1964, zmienione/. Formacje geologiczne: 1 - prokambryjskie metamorficzne z intruzjami różnego wieku, 2 - paleozoiczne, 3 - mezozoiczne i trzeciorzędowe, 4 - formacje orogeniczne Himalajów, 5 - czwartorzędowe

grup górskich i grzbietów o wysokościach 2000 - 4000 m n.p.m., które są "jądrami" wyżynnej rzeźby środkowego i zachodniego Afganistanu: Tirbandi Turkistan, Band-i-Bāba - Safed Kuh - Parapamis, Kuh-i-Bāba - Band-i-Dua-Chan - Band-i-Bajan - Kasa Murch, Kuh-i-Siah, Pagman-Hazaradzat /Chwałciński 1962/. Od południa ciągną kotlin tektonicznych, powiązanych ze sobą doliną rzeki Kabul /300 - 2000 m/, oddziela Hindukusz od wysokogórskiego zrębu Safed Koh /=Spingar, 4461 m/. Północno-zachodnie obrzeżenie Hindukuszu stanowi zespół tektonicznie wgiętych kotlin, pooddzielanych garbami, grzbietami i płaskowyżami o różnej wysokości /do 500 - 2000 m, maks. ok. 2700 m/, które wyraźnym profilem przechodzą w równinę Północnego Afganistanu /300 - 500 m/, będącą przedłużeniem pustyni i stepów Niziny Turanńskiej.

Hindukusz jest położony między  $34$  i  $37^{\circ}$  szerokości geograficznej północnej oraz między  $67$  i  $75^{\circ}$  długości geograficznej wschodniej /ryc. 2/. Leży w podzwrotnikowej strefie klimatycznej, w obrębie suchego pasa, ciągnącego się od Morza Śródziemnego i Czerwonego aż po wnętrza Chin i Mongolię. Głównym grzbietem Hindukuszu biegnie azjatycki dział wodny pomiędzy dorzecziami Amu Darii i Indusu. O środowisku gór decyduje ich barierowe, ale i pomostowe położenie pomiędzy zwrotnikowym obszarem monsunowym subkontynentu indyjskiego i umiarkowanym obszarem kontynentu Azji Środkowej. Obniżenia kotlinne i dolinne, wnikaające zwłaszcza od północnego zachodu, ułatwiają wkraczanie w Hindukusz wilgotnych mas powietrza cyrkulacji zachodniej - atlantyckiej oraz wysuszających stoki i podnóża gór subtropikalnych mas powietrza pustynnego.

Hindukusz Munjan /2000 - 6290 m n.p.m.,  $35^{\circ}15'$  -  $36^{\circ}15'$  N,  $70^{\circ}23'$  -  $71^{\circ}22'$  E/ jest niemal geometrycznym środkiem Hindukuszu; wraz z grupą górską Koh-e-Bandakā /6843 m/ tworzy w jego obrębie orograficzną kulminację /ryc. 1/. Zajmuje powierzchnię  $3310 \text{ km}^2$ , co stanowi 3% powierzchni całego Hindukuszu. Hindukusz Munjan jest obiektem badawczym, na przykładzie którego można prześledzić niemal wszystkie geomorfologiczne konsekwencje położenia geograficznego /tab. 1/.

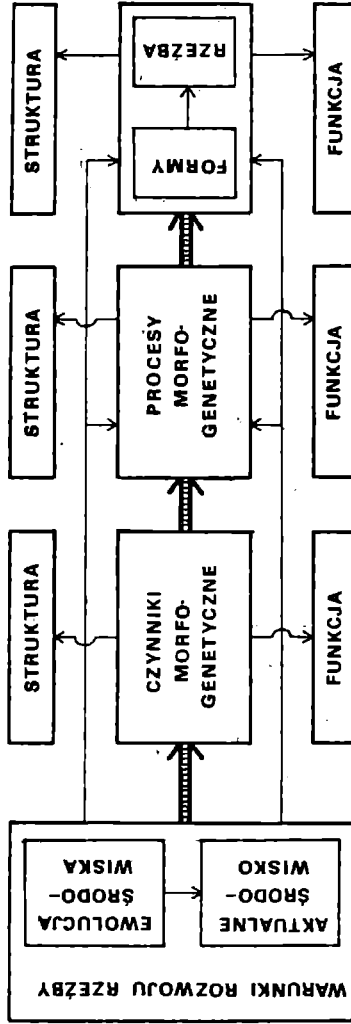
Wybrane cechy środowiska geograficznego Hindukuszu i obszaru badań

Cechy środowiska	HINDUKUSZ	Hindukusz Munjan	Dol. Suyengal
Powierzchnia, km <sup>2</sup> /%	110 039	3310 / 3,0	99 / 3,0
Wysokość n.p.m., m	500 - 7706	2000 - 6290	3300 - 6290
Udział skał krystalicznych, %	ok. 60	98	100
Śr. temp. roczna, °C	20 - -25	10 - -20	
Śr. temp. lipca, °C	33 - -15	25 - -10	
Suma roczna opadów mm	100 - 1200	600 - 1200 /1500?/	
Granica wiecznego śniegu, m n.p.m.	4650 - 5400	4900 - 5200	5100 - 5200
Powierzchnia zlodowawiona, km <sup>2</sup>	6200	186	20
Wskaźnik zlodowacenia, %	5,6	6,0	20,4

Dolina Suyengal reprezentuje najwyższe piętro Hindukuszu Munjan /3300 - 6290 m/, silnie zlodowacone /20,4%/ , z dobrze rozwiniętymi /19,4% powierzchni zlewni/, a stanowiącymi charakterystyczną cechę rzeźby Hindukuszu, lodowcami gruzowymi /Grötzbach 1965, Rathjens 1982/. Przedłużeniem doliny Suyengal jest dolina Katigal, badana na odcinku ok. 40 km /2200 - 3300 m n.p.m./ - typowa duża dolina őródgórska, w części górnej - o genezie glacialnej, zaś w dolnej - fluwialnej. Na przykładzie obu dolin: Suyengal i Katigal, prześledzić można pionowe zróżnicowanie form oraz procesów geomorfologicznych.

## 2. Cel i założenia pracy

Hindukusz Munjan jest obszarem geomorfologicznie dotychczas nie zbadanym. Jest on równocześnie częścią wielkiego obszaru górskiego - Hindukuszu, którego środowisko geograficzne, a szczególnie rzeźba są rozpoznane jedynie fragmentarycznie, zwłaszcza w porównaniu z sąsiednim Pamirem czy Himalajami /Rathjens 1982/. Dlatego też pierwszym celem pracy musiało się stać poznanie morfogenetycznej struktury i funkcji Hindukuszu Munjan, który można traktować jako górski system morfogenetyczny /ryc. 3, .



Ryc. 3. Schemat badawczo-poznawczy systemu morfogenetycznego

Ze względu na niemal całkowity brak podstawowych informacji o wszystkich 4 członach schematu /ryc. 3/ celem badawczym było poznanie nie tylko procesów i form rzeźby, ale również warunków morfogenetycznych oraz czynników morfogenetycznych, które same nie są przedmiotem badań geomorfologii. Starano się określić prawidłowości pionowego i poziomego zróżnicowania struktury i funkcji morfogenetycznej Hindukuszu Munjan, w pewnej mierze także ich sezonowej zmienności - w stopniu, w jakim pozwoliły na to dane terenowe, literatura oraz materiały archiwalne.

Obszary wysokogórskie, bez względu na ich położenie geograficzne, charakteryzują się zarówno zespołem cech wspólnych, jak i cech indywidualnych. Do pierwszej grupy cech zalicza się m.in.: wysoką energię rzeźby, znaczne zróżnicowanie środowiska na niewielkiej przestrzeni, duże zróżnicowanie poziome i pionowe procesów geomorfologicznych, ich względnie dużą intensywność oraz częstotliwość, charakterystyczne czynniki, takie jak lód i wódz, oraz związane z nimi procesy i formy /Hewitt 1972, Kotarba 1976/. Góry wysokie są obszarem wytwarzania ogromnych ilości osadów i dostarczenia ich na tereny niżej położone, i dlatego wraz z nimi tworzą morfogenetyczną całość /Hewitt 1972, Rathjens 1982/. Ponadregionalne cechy gór wysokich są w znacznym stopniu modyfikowane przez indywidualne właściwości środowiska przyrodniczego strefy, w której są położone /Garleff 1977/. Dlatego też ważnym celem pracy jest stwierdzenie, które z cech rzeźby Hindukuszu Munjan, położonego w suchej, podzwrotnikowej strefie klimatycznej, są konsekwencją szczególnego położenia geograficznego i wyróżniają ten region górski spośród innych, a które prawidłowości wykształcenia i funkcjonowania rzeźby mają charakter ponadregionalny. W ten sposób analiza górskiego systemu morfogenetycznego Hindukuszu Munjan może mieć znaczenie dla poznania środowisk gór strefy suchej. Przy realizacji tego celu wydaje się być szczególnie ważne zwrócenie uwagi na wpływ - zróżnicowanego strefowo i piętrowo - klimatu na poziome i pionowe zróżnicowanie rzeźby i morfodynamiki /Dollfus 1964, Graf 1981, Rathjens 1982/. Niemniej jednak - zwłaszcza w przypadku gór systemu alpejskiego - zarówno klimatyczne, jak i neotektoniczne uwarunkowania rozwoju rzeźby nie mogą być pominięte /Starkel 1969/.

### 3. Zakres i metoda pracy

Zrealizowanie celu pracy, dotyczącej obszaru dotąd nie badanego, wymagało usytuowania eksplorowanych dolin Suyengal i Katigal w obszarze większym - w grupie górskiej Hindukuszu Munjan. Jednakże, również i ta grupa górska geomorfologicznie nie była dotąd poznana. Dlatego

też zarówno obszar badań terenowych, jak i analizowana kameralnie grupa górską musiały być rozpatrywane na jeszcze szerszym tle - innych, częściowo zbadanych grup górskich oraz całego Hindukuszu. Takie trójpoziomowe ujęcie tematu spowodowało wzrost nakładu pracy, polegającej głównie na analizie dużej liczby map szczegółowych i przeglądowych z całego obszaru Hindukuszu, lecz równocześnie umożliwiło określenie rangi podjętych problemów badawczych w skali szerszej.

W ramach badania terenowych wykonałem szczegółowe zdjęcie geomorfologiczne zlewni Suyengal oraz 40-kilometrowego odcinka doliny Katigal w podziałce 1:25 000. Przeglądowe badania prowadziłem wzdłuż całej trasy wyprawy, szczególnie w rejonie przełęczy Salang w Hindukuszu Zachodnim, a następnie w dolinie Kunar i dolinie Landay Sin, gdzie spodziewałem się znaleźć rozwiązanie niektórych problemów morfologii obszaru Katigal-Suyengal. Szczególną uwagę starałem się zwrócić na pionowe zróżnicowanie typów rzeźby i procesów geomorfologicznych. Stosując klasyczne metody badań terenowych, a więc oparty na obserwacji i pomiarze opis i rysunek, chciałem uzyskać maksymalną ilość danych o formach i osadach różnego pochodzenia. Obserwacje mikroform i mezofarm były źródłem wiadomości o współczesnych procesach geomorfologicznych. W badaniach terenowych posługiwałem się altymetrem szwajcarskim typu Everest, o dokładności odczytu  $\pm 5$  m, i busolę geologiczną firmy Meridian-Oulianoff. Dysponowałem też mapami topograficznymi obszaru badań 1:50 000 /Advance Copy z r. 1968/ oraz powiększeniem mapy 1:250 000 /Afghanistan z r. 1969/ do podziałki 1:125 000.

Ze względu na znikome rozpoznanie środowiska geograficznego, oprócz obserwacji ściśle geomorfologicznych prowadziłem szeroko pojęte obserwacje środowiska przyrodniczego, niezbędne do interpretacji tych pierwszych. Obejmowały one m.in. śledzenie zróżnicowania budowy geologicznej, wysokościowego zasięgu podstawowych zespołów roślinnych, potoków i rzek lodowcowych, lodowców, płatów śniegu i form ablacyjnych na lodowcach /penitenty, stoły lodowe/, zjawisk pogodowych i innych. Obserwowałem wreszcie rozmieszczenie przejawów działalności człowieka w górach.

Ważnym zadaniem badawczym była terenowa konfrontacja treści map topograficznych, szczególnie mapy Advance Copy, odnośnie do zasięgu lodowców oraz wydzielonych na mapach, lecz nie objaśnionych w legendzie, lodowców gruzowych. Stwierdziłem wielką zgodność sytuacji terenowej z treścią mapy. Zasięg i kształt lodowców gruzowych od czasu wykonania map /1958 - 1959/ nie uległ zasadniczym zmianom. Obserwacje terenowe były dokumentowane systematycznie wykonywanymi kolorowymi diapozytivami.

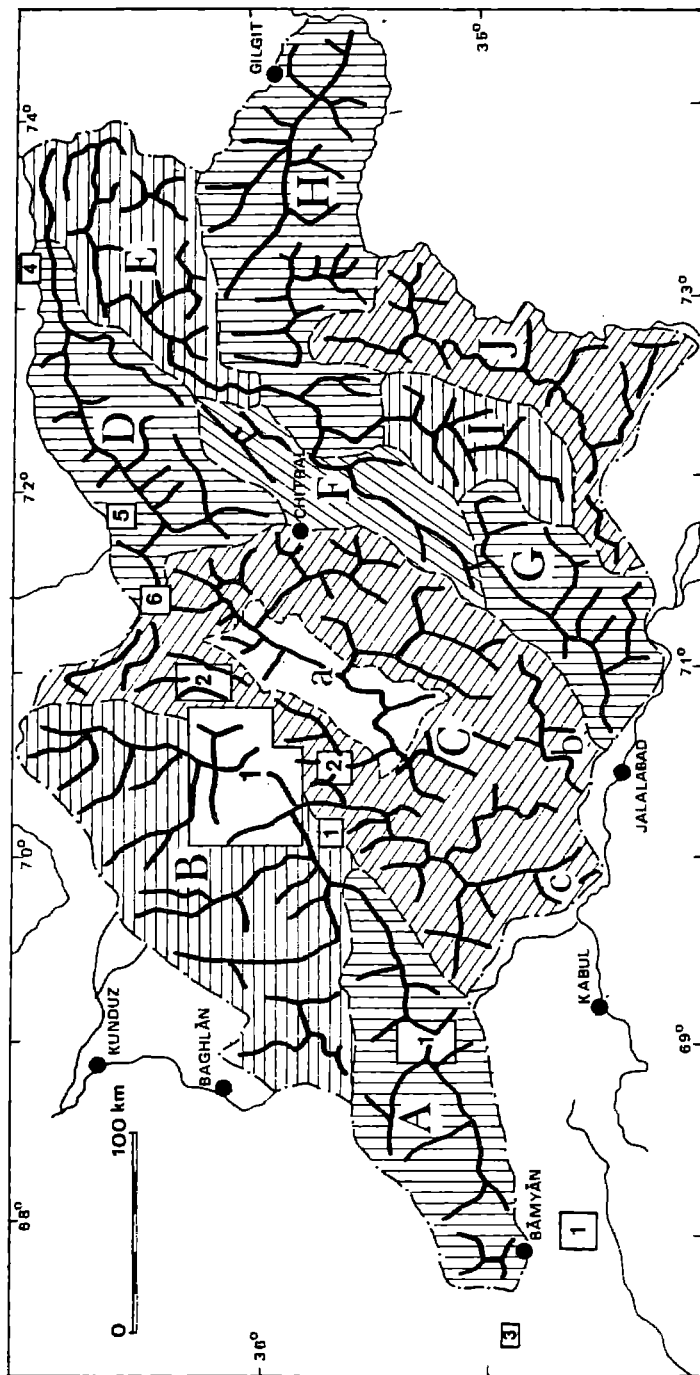
W fazie opracowywania materiałów ważne było przygotowanie odpowiednich podkładów poziomicowych: dorzecza Suyengal i Katigal /1:25 000/, Hindukuszu Munjan /1:100 000/, całego Hindukuszu /1:500 000/. Prace redakcyjne polegały głównie na przeskalowaniach i wykonaniu odrysów z przeprowadzeniem generalizacji lub interpolacji dodatkowych poziomic. Ogółem w przygotowaniu podkładów poziomicowych wykorzystałem 20 arkuszy różnych map afgańskich, pakistańskich i amerykańskich. Dla celów porównawczych korzystałem z licznych map szkieletowych, wykonanych przez J. Walę w skalach 1:50 000 - 1:2 500 000 dla różnych grup górskich Hindukuszu. Analiza map Hindukuszu Munjan dostarczyła podstawowych parametrów charakteryzujących ukształtowanie terenu, zlodowacenie itp.

Analiza zdjęć i diapozytywów, przeprowadzona m.in. za pomocą czytnika mikrofilmów, pozwoliła na przeprowadzenie uzupełniających pomiarów, wykonanie przekrojów, planów i schematów geomorfologicznych oraz na uszczegółowienie mapy geomorfologicznej. W analizie kameralnej wykorzystano też udostępnioną mi przez J. Walę dokumentację fotograficzną, wykonaną przez innych członków wyprawy oraz przez polskie wyprawy w różne partie Hindukuszu.

#### 4. Stan badań środowiska geograficznego Hindukuszu

Stan wiedzy o środowisku geograficznym Hindukuszu jest więcej niż ubogi /ryc. 4/. Brak wielu podstawowych danych sprawia, że charakterystyki tego obszaru górskiego są niepełne /Chwaściński 1962, Haase 1965, Rathjens 1972, 1982, Wała 1974, Wojtusiak 1976/. Często są one błędne.

Do lat 60 - oprócz wydanych jeszcze w 1910 r. przez Survey of India map w skali 1:253 440 /Quarter Inch Map/, dostępne były jedynie mapy 1:1 000 000, i z nich korzystała większość wypraw. W latach 50 władze Afganistanu zleciły firmie amerykańskiej Fairchild's Company oraz radzieckiej Technoeksport wykonanie zdjęć lotniczych oraz - na ich podstawie - topograficznych map Afganistanu. Dla obszaru na północ od równoleżnika 36° na podstawie materiałów radzieckich, poczynsz od r. 1960, wydawać zaczęto mapy w podziałkach 1:100 000 i 1:250 000. Na podstawie zdjęć amerykańskich dla obszaru na południe od 36 równoleżnika /m.in. obszar Hindukuszu Munjan/ opracowano i w 1968 r. wydano mapy w podziałkach 1:50 000, 1:100 000 i 1:250 000. W spornej strefie granicznej z Pakistanem pozostawiono na mapach pas bez treści sytuacyjnej i wysokościowej. W latach 1968 i 1971 wydane zostały amerykańskie mapy lotnicze USAF Pilotage Chart w skali 1:500 000 - jedyne z istniejących map, które dość poprawnie przedsta-



Ryc. 4. Badania geomorfologiczne Hindukuszu na tle podziału regionalnego na prowincje /J. Wala 1979/. Obezary badań: 1 - E. Grötzbacha oraz C. Rathjensa /1954, 1963, 1965/, 2 - D. Haesege /1960/, 3 - U. Juxa, E. Kempfa /1971/ oraz L. Lindnera /1979/, 4 - Petzelta /1978/, 5 - Mittera /1979/, 6 - Petelekiego. Prowincje górskie: A - Hindukusz Zachodni, B - Khweja Mohamad, C - Hindukusz Środkowy /a - Hindukusz Munjan, b - Kašmund, c - Kiwešt/, D - Hindukusz Wysoki, E, F, G, I - Hindurāj, H - Gilgit, J - Swāt



wiają hipsometrię całego Hindukuszu. Tak więc dopiero wyprawy organizowane po r. 1960 mogły dysponować poprawnym materiałem kartograficznym.

Problemem zasięgu terytorialnego i granic Hindukuszu próbował rozwiązać Haase /1965/. Wydzielił on w obrębie Hindukuszu 3 strefy górskie /Gebirgszonen/: Hindukusz Wschodni, Środkowy i Zachodni. Modyfikację, korektę oraz uszczegółowienie podziału Haasego /1965/ wraz z uporządkowaniem nazewnictwa w języku farski przeprowadził Wala /1974/. Wprowadził on 5 jednostek taksonomicznych, takich jak: obszar górski, podobszar, prowincja, grupa i podgrupa górska /Wala 1977/, a następnie stosując głównie kryteria morfometryczno-morfograficzne, dokonał podziału regionalnego Hindukuszu do poziomu grupy górskiej włącznie. Wydzielił 3 podobszary /Hindukusz Zachodni, Środkowy, Wschodni/, 10 prowincji i 54 grupy górskie. W 1979 r. Wala, uwzględniając dodatkowe kryteria morfotektoniczno-strukturalne, stopień współczesnego zlodowacenia oraz roślinność, opracował nowy podział regionalny. Podziały Wali /1974, 1979/ są najbardziej szczegółowymi i konsekwentnie przeprowadzonymi podziałami regionalnymi Hindukuszu. W niniejszej pracy opieram się na nich, jak też stosuję wprowadzone przez Walę nazewnictwo /ryc. 4/.

Budowa geologiczna Hindukuszu pomimo wielu opracowań regionalnych nie jest dobrze poznana; brak również opracowań syntetycznych. Dla dużych obszarów pomiędzy rzeką Kunar i Indus nie ma nawet przeglądowych map geologicznych. W latach 1965 - 1972 opracowane zostały przez geologów radzieckich mapy geologiczne Afganistanu w podziałce najczęściej 1:500 000; lokalnie, zwłaszcza dla obszaru pogranicznego ze Związkiem Radzieckim, w skalach 1:200 000, a nawet 1:50 000. Na ich podstawie jeszcze w 1969 r. opublikowana została mapa w podziałce 1:2 500 000, zaś w r. 1972 - mapa geologiczna Afganistanu w podziałce 1:1 000 000. Obraz afgańskiej części Hindukuszu na tej mapie jest dość szczegółowy; wydaje się być nie zgeneralizowaną wersją, a tylko fotograficznym pomniejszeniem mapy podstawowej 1:500 000. W 1977 r. Czmyriew /redaktor mapy 1:1 000 000/ z zespołem publikuje pracę o stratygrafii Afganistanu, która jest pierwszą częścią geologicznego komentarza do wspomnianej mapy. Do pakistańskiej części Hindukuszu nie ma pełnego i jednolitego opracowania geologicznego.

Duże znaczenie dla zrozumienia budowy geologicznej Hindukuszu i jego miejsca w systemie górskim Azji Przedniej i Środkowej posiada monografia Gansera /1964/ pt.: "Geology of the Himalayas", oraz dołączone do rosyjskiego wydania monografii jej krytyczne omówienie przez Riezwoja /1967/.

Budowę geologiczną Hindukuszu Munjan można prześledzić wyłącznie na mapie 1:500 000, wykonanej pod redakcją Czmyriewa /1977/.

Najwięcej i najbardziej wszechstronnych informacji o klimacie afgańskiej części Hindukuszu zawiera opracowana przez Titowa /1976/ monografia klimatu Afganistanu. Praca jest oparta na danych wszystkich stacji meteorologicznych Afganistanu z okresu od ich założenia do 1970 r. włącznie. Istotne dla kształtowania się klimatu południowo-wschodniego Hindukuszu zagadnienie zasięgu monsunu letniego na terytorium Afganistanu opracował Sivall /1977/. Brak większej liczby stacji wysokogórskich w Hindukuszu sprawia, że wiele informacji o jego klimacie nie jest w pełni udokumentowane danymi pomiarowymi.

Również hydrologiczne rozpoznanie w związku z brakiem górskich posterunków obserwacyjnych jest bardzo słabe. Wyliczone przez Flohna /1970/ parametry do bilansu wodnego dla rzek Panjśir, Kunar, Swāt, Gilgit, Helmand i Amu Daria, podobnie jak parametry zestawione na mapach w "Atlasie mirowego wodnego balansa" /1974/, traktować należy jako orientacyjne.

Nieco więcej danych istnieje na temat lodowców i współczesnego zlodowacenia Hindukuszu. Niemniej i w tym zakresie wiedza ta jest bardzo skąpa. Świadczy o tym porównanie odpowiednich danych dotyczących Hindukuszu i gór sąsiednich, zawartych w monumentalnym opracowaniu lodowców górskich półkuli północnej /Horvath 1970/. Większość badaczy charakteryzuje lodowce i ich otoczenie, warunki i sposób ich zasilania, określa wysokość klimatycznej granicy wiecznego śniegu, próbuje lodowce sklasyfikować i określić ich aktualny stan dynamiczny /Schomburg 1936, Hasse 1961, Sawata 1962b, Grdztzbach 1964, Grdztzbach i Hillebrandt 1964, Rathjens 1964, Frey 1968, Gruber 1968, Gilbert 1969, Braslau 1972, Breckle i Frey 1976, Mitter 1979, Petelski 1979/. Kartograficzny obraz zlodowacenia grup górskich Hindukuszu Wysokiego, Zébāk, Agram, Pačigram, Bandakā, w podziałce 1:100 000 opracował Wala, gór Khwaja Mohammad - Uczestnicy Wyprawy Monachijskiej /Grdztzbach 1964/. Syntezę współczesnego zlodowacenia gór Azji Środkowej /tzw. Azji Wysokiej/ stanowi obszerne opracowanie Wissmana /1960/, który zestawia istniejące dane o lodowcach również Hindukuszu, określa powierzchnię zlodowacącą na 6200 km<sup>2</sup> oraz wykreśla izolinie granicy wiecznego śniegu. Brak dokładnych map i danych terenowych sprawia, że w części dokumentacyjno-rzeczowej opracowanie to, zwłaszcza dla Hindukuszu Afgańskiego nie jest dość precyzyjne. Kolejnej syntezy współczesnego zlodowacenia - tylko Afgańskiego Hindukuszu - dokonali, dysponujący już nowymi mapami topograficznymi, Grdztzbach i Rathjens /1969/. Dla wyjaśnienia prawidłowości współczesnego zlodowacenia analizują rozmieszczenie granicy wiecznego śniegu.

Na podstawie badań bilansu cieplnego lodowców grupy górskiej Maraamir uczestnicy wyprawy uniwersyteckiej z Newcastle upon Tyne starają się określić reżim lodowców /Gilbert et al. 1969/.

Szata roślinna jest szczegółowiej rozpoznana w najbardziej zróżnicowanym fitogeograficznie Hindukuszu Środkowym, dla którego scharakteryzowano zespoły i piętra roślinne /Frey 1967, Breckle i Frey 1974, Freitag 1971/. Syntetyczne profile pięter roślinnych różnych części Hindukuszu opracował Wojtusiak /1976/, zaś ich przestrzenne rozmieszczenie w podziałce 1:2 500 000 - Wala /vide Wojtusiak 1976/. Również Rathjens /1978/ w pracy o pionowej i poziomej strukturze krajobrazów Hindukuszu w znacznym stopniu zajmuje się zróżnicowaniem roślinności i prezentuje schemat pięter roślinnych w Hindukuszu Środkowym.

Ogromne, poziome i pionowe zróżnicowanie rzeźby Hindukuszu znajduje odzwierciedlenie w wynikach wypraw zarówno badawczych, jak i alpinistycznych. Po raz pierwszy w historii poznania Hindukuszu szczegółowe wykształcenie układów grzbietowych i dolinnych zostało przedstawione na mapie orograficznej Wali /1974/ w podziałce 1:1 000 000 /ryc. 1/. Również inne, niestety nie publikowane, szkieletowe mapy grup górskich wraz z dołączonymi do nich wykazami szczytów i przełęczy są, jak dotychczas, najlepszym źródłem informacji o pionowym ukształtowaniu całego Hindukuszu oraz umożliwiającą analizę orograficznej struktury tych gór i jej powiązania z liniami i strukturami geologicznymi.

Wśród szczegółowej problematyki geomorfologicznej na czoło wysuwają się zagadnienia rzeźby glacialnej oraz rekonstrukcji na podstawie osadów i form glacialnych zlodowaceń plejstocenijskich, plejstocenijskiej granicy wiecznego śniegu, stadiów recesji zlodowacenia młodoplejstocenijskiego, a także przyczyn i geomorfologicznych konsekwencji współczesnej deglacjacji /Schomburg 1936, Hasse 1961, Grötzbach 1964, Rathjens 1964, Gruber 1968, Gilbert 1969, Grötzbach i Rathjens 1969, Mitter 1979, Braslau 1971 - 1972, Petelski 1979/. Największe znaczenie dla poznania powyższej problematyki posiadają prace Grötzbacha i Rathjensa /1969/. Wyróżniają oni 3 stadia recesyjne zlodowacenia młodoplejstocenijskiego; w przeciwieństwie do wcześniejszych, słabo udokumentowanych poglądów, stwierdzają, że lodowce plejstocenijskie nie "wyszły" poza obręb gór. Sądzą też, że podobnie jak w Pamirze, i w Hindukuszu dadzą się wydzielić ślady dwóch zlodowaceń plejstocenijskich; o starszym zlodowaceniu brak jest jednakże wiarygodnych danych. Rozbieżności dotyczą rozmiarów i przebiegu współczesnej deglacjacji /Schomburg 1936, Lewis 1934, Gilbert 1969, Grötzbach i Rathjens 1969/, jak również zasięgu zlodowaceń plejstocenijskich. Przyczyną trudności

badawczych, według Grötzbacha i Rathjense /1969/, jest wyprzątnięcie przez erozję postglacjalną utworów morenowych lub przykrycie ich grubofrakcyjnymi osadami usypiskowymi i spływów gruzowych. Dla rekonstrukcji plejstoceniowej ewolucji rzeźby gór kluczowe znaczenie mają, opublikowane w 1971 r. przez Juxa i Kempfa, rezultaty badania trawertynowych serii z rejonu Bande Amir. Datowane serie trawertynowe, przegrodzone żwirowymi, wskazują na wystąpienie 3 okresów chłodnych, wielkoko odpowiadających alpejskim zlodowaceniom Mindel, Riss i Würm. Linder /1979/, porównując wyniki badaczy niemieckich z datowanymi osadami jaskiniowymi w Anglii, stwierdza generalne zgodności czasowe okresów ochłodzeń i ociepleń z Bande Amir. Badania te dowodzą, że przyczyny ochłodzeń i ociepleń w plejstocenie w Hindukuszu miały charakter klimatyczny i globalny, a nie tektoniczny i regionalny.

Ze współczesnym zlodowaceniem i deglacjacją Hindukuszu wiąże się problematyka współczesnego piętra krioniwalnego, zwanego przez Rathjense /1982/ piętrzem soliflukcji, oraz form i osadów wskazujących na jego zasięg /Grötzbach 1964, Rathjens 1965, 1978, 1982/. Niemal wszyscy badacze lodowców Hindukuszu zwracają uwagę na występowanie w ich przedłużeniu, jak i niezależnie od lodowców, najrozmaitszych form gruzowych, w tym zwłaszcza lodowców gruzowych /rock glaciers/. Te ostatnie formy Grötzbach /1964/ uważa za najbardziej charakterystyczną cechę krajobrazu wysokogórskiego Hindukuszu. Opisywane są także stanowiska gleb strukturalnych, pasów kamienistych, form girlandowych, łobów soliflukcyjnych i in. /Grötzbach, Hillebrandt 1964, Rathjens 1965, 1978, Haase 1964/.

Procesy stokowe i efekty ich działania w postaci grubofrakcyjnych pokryw, budujących stoki usypiskowe oraz stożki spływów gruzowych i gruzowo-błotnych /murów/, są również wzmiankowane w raportach ze wszystkich wypraw /Grötzbach 1964, Matsuhita... 1965, Sawata 1962, 1962a, Haase 1964, Rathjens 1964, Patzelt 1978, Mitter 1979/.

Słabiej rozpoznane są rzeźba fluwialna oraz działalność rzek Hindukuszu. W badaniach geologicznych, na szkicach i mapach terenowych wielokrotnie zaznaczone są zasięgi aluwii oraz stożki napływowe. Trudno z tych dość licznych, lecz fragmentarycznych danych wnioskować o ewolucji geomorfologicznej poszczególnych obczarów. Stąd też zapewne prób takich nie podejmowano. Najbardziej wnikliwym studium rzeźby dolinnej jest opracowanie Patzelta /1978/ z doliny Wakhanu. Dzięki datowaniu metodą radiowęgla torfów, występujących wśród zalegających się osadów rzecznych, jeziornych i stokowych, wypełniających dolinę, można sobie wyrobić pogląd na młodoholoceniową i współczesną ewolucję wielkich dolin górskich Hindukuszu, w której ogromną rolę odgrywały i wciąż odgrywają procesy stokowe o dużym natężeniu.

Różnorodność tematyczna, różny zakres i dokładność danych, ich rozproszenie na ogromnym terytorium Hindukuszu /ryc. 4/ pozwalają jedynie uświadomić sobie, jak niewielka jest wiedza o jego rzeźbie, i wobec tego unaoczniają potrzebę jej dalszego, systematycznego badania. Dla badań geomorfologicznych Hindukuszu - opracowania Juxa i Kempfa /1971/, Patzelta /1978/, Grótzbacha i Rathjensa /1969/, kartograficzne opracowania austriackie /Braslaw 1971 i 1972, Grosser Pamir 1978/ oraz udokumentowane historycznie stwierdzenia o przebiegu współczesnej deglacjacji stanowią dzisiaj szkielet, na którym można budować wiedzę o ewolucji rzeźby tego obszaru górskiego.

### 5. Podziękowania

Wykonanie pracy stało się możliwe dzięki życzliwości oraz pomocy wielu osób. Najbardziej winienem wdzięczność kierownikowi wyprawy, mgrowi inż. Jerzemu Wali, który z wielką wytrwałością i zaangażowaniem wciąż zachęcał mnie do kontynuowania rozprawy. Udostępnił mi też swoje unikatowe, bogate archiwum hindukuskie: publikacji, map i zdjęć fotograficznych, oraz specjalnie do mej pracy narysował szereg map i panoram różnych części Hindukuszu Munjan. Również pozostałym uczestnikom wyprawy w Hindukusz Afgański: drowi inż. W. Borowcowi, doc. drowi hab. inż. J. Mościńskiemu, doc. drowi hab. inż. J. Niewodniczańskiemu, doc. drowi hab. inż. A. Paulo, red. A. Świeżyńskiej, a także afgańskiemu przewodnikowi Hodży dziękuję za ich cierpliwość, życzliwość oraz za stworzenie mi warunków do prowadzenia badań terenowych. Przepraszam też, iż byłem powodem ich niepokoju, kiedy oczekiwali na moje powroty do obozu z samotnych wędrówek po górach.

Opracowanie materiałów i napisanie tekstu nie byłoby możliwe, gdyby nie zrozumienie i realna pomoc, z jaką spotkałem się ze strony kolegów i współpracowników oraz Dyrekcji Instytutu Geografii UJ. W szczególności mgr M. Kamykowskiej dziękuję za żmudne pomiary na mapach, obliczenia i pomoc w przygotowaniu czystorysów rycin. W opracowaniu graficznej części pracy brali też udział: mgr A. Wilk oraz mgr inż. K. Mularz, mgr E. Krzemień i mgr A. Koliba, którym składam podziękowanie.

Za uwagi merytoryczne i krytyczną dyskusję po przeczytaniu tekstu dziękuję doc. drowi hab. T. Niedźwiedziowi i drowi K. Krzemieniowi. Szczególną wdzięczność winienem prof. drowi hab. S. Dżużyńskiemu oraz doc. drowi hab. A. Kotarbie za ich trud recenzjowania pracy i owocną dyskusję, która pozwoliła mi wprowadzić szereg poprawek i uzupełnień przy redagowaniu jej ostatecznej wersji.

Wreszcie, dziękuję wszystkim Bliskim i Najbliższym, którzy przez cały czas przygotowania rozprawy wspierali mnie duchowo - i w ten sposób pomogli mi ją ukończyć.

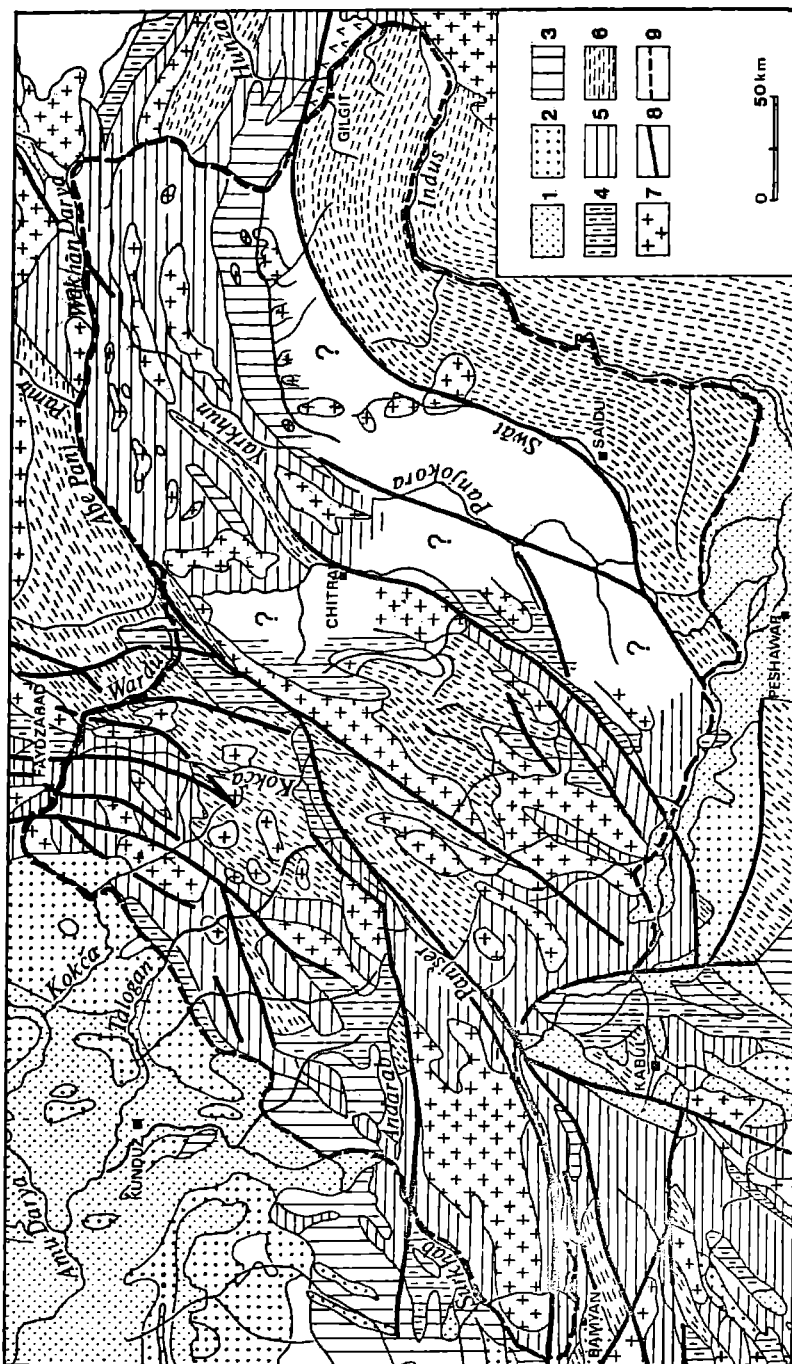
## II. Środowisko przyrodnicze Hindukuszu

Hindukusz Munjan jest jedną z grup górskich, stanowiącą jedynie ok. 3% powierzchni całego Hindukuszu. Centralne położenie tej grupy górskiej sprawia, że właściwości środowiska przyrodniczego Hindukuszu w dużym stopniu warunkują funkcjonowanie rzeźby Hindukuszu Munjan. Stąd też wydaje się konieczne zarysowanie głównych, dla ewolucji rzeźby istotnych, elementów środowiska całego obszaru górskiego Hindukuszu lub co najmniej Hindukuszu Środkowego.

### 1. Budowa geologiczna

Hindukusz, będący jednym z ogniw złożonego systemu orogenicznego Azji Środkowej, jest przedłużeniem ku zachodowi i południowemu zachodowi geotektonicznych struktur Karakorum i Pamiru /ryc. 2/. Trudniej prześledzić relacje do struktur Himalajów, gdyż obszar między rzeką Kunar i Indusem jest geologicznie najslabiej poznany. Struktury fałdowe, bardzo silnie zaburzone nieciągłymi deformacjami, ukształtowane zostały w środkowej i górnej kredzie. Zapewne na granicy paleogenu i neogenu cały obszar "Wysokiej Azji" był podniesiony. Intensywność podnoszenia nasiliła się na granicy pliocenu i plejstocenu i trwa do dzisiaj /Riezwoj 1967/. Potężna strefa rozłamowa I rzędu, zaznaczająca się w morfologii szerokimi obniżeniami dolinnymi, dzieli Hindukusz wzdłuż linii Bāmāyan - Przeł. Šebar - Ghōrbānđ Rōd - Panjšer Rōd - T. Anjoman - Dr. Ris - Dr. Sanglęč - Ābe Panj na 2 części /Ganser 1964/. Część północna, o dominujących południowych kierunkach przebiegu elementów tektonicznych, jest przedłużeniem ku południowi struktur zachodniego Pamiru. Na południe i wschód od linii rozłamowej, a więc i w obrębie Hindukuszu Środkowego, dominują typowo hindukuskie kierunki tektoniczne, zbliżone do równoleżnikowych w części północno-wschodniej, a następnie zmieniające się na NE - SW i do niego zbliżone. W tej części leży Hindukusz Munjan /ryc. 5/.

W budowie wszystkich jednostek geologicznych Hindukuszu biorą udział skały wiekowo bardzo zróżnicowane - od prekambryjskich począwszy.



Ryc. 5. Budowa geologiczna Hindukuszu /zestawiona wg różnych źródeł przez J. Walę 1974/: 1 - czwartorzęd, 2 - trzeciorzęd, 3 - kreda, jura, 4 - trias, permo-trias, 5 - paleozoik, 6 - sylur, prekambr, 7 - granity różnowiekowe, 8 - dyslokacje, 9 - granice Hindukuszu



Dominują wśród nich skały metamorficzne i magmowa, budujące krystaliczne trzony grup górskich. Sfałdowany orogen jest rozbity systemem uskokuw na wiele większych i mniejszych bloków o wyraźnych zarysach. Dyslokacje tektoniczne tną skały różnego wieku, w tym także intruzywne skały trzeciorzędowe.

Barwna mapa hipsometryczna Hindukuszu w skali 1:500 000 dość łatwo pozwala dostrzec ogromną, o owalnym kształcie strukturę orograficzną, której oś długa, o przebiegu SW - NE, liczy ok. 300 km, zaś oś krótka ma przebieg NW - SE i ponad 200 km długości. Centrum owalnej struktury, podkreślone dodatkowo owalnym układem dolin Anjoman i Munjan, stanowi grupa górską Hindukusz Anjoman, przylegająca od północnego zachodu do Hindukuszu Munjan. Granice owalnej struktury są zaznaczone zarówno w postaci tektonicznych progów Hindukuszu, którymi góry opadają ku trzeciorzędowym zapadliskom na północnym zachodzie, czy też do zapadlisk połączonych doliną Kabulu na południu, jak i dolin - rowów tektonicznych /Kunar/, czy też wreszcie charakterystycznych skrętów dolin rzecznych. Uderzającą cechą tej struktury jest radialny system odwodnienia, nałożony na system o przebiegu hindukuskim w południowo-wschodniej części gigantycznego owalu. Struktura przepołowiona jest wzdłuż wielką linią rozłamową Panjşer - Anjoman - Ābe Panj oraz szeregiem mniejszych, które łączą się z liniami rozłamowymi zachodniego Pamiru /por. Biełousow 1976/. Od południowego zachodu potężnym klinem tektonicznym blok Hindukuszu Zachodniego, o wrzecionowatym kształcie, wciska się w rozłam Panjşer. W obręb jednego wielkiego wyniesienia włączone zostały różne struktury geologiczne: starszy, aktywny jeszcze w jurze obszar północno-zachodni i młodszy, z oligoceńskimi intruzjami obszar południowo-wschodni, wreszcie - funkcjonujące od starszego paleozoiku rowy i linie rozłamowe. Można sądzić, że owalna struktura orogeniczna jest rezultatem pooligoceńskich, wielkopromiennych ruchów tektonicznych.

Litologiczno-stratygraficzną charakterystykę przeprowadzono głównie na podstawie pracy Czmyriewa i in. /1977/.

Obszar na NW od linii rozłamowej Bām̄yan - Ābe Panj. Archaiczne i proterozoiczne gnejsy, łupki metamorficzne, migmatyty, amfibolity, lokalnie z marmurami, mające przedłużenie w południowo-zachodnim Pamirze, posiadają do kilkunastu tysięcy metrów miąższości i stanowią krystaliczny trzon grup górskich Kohe Bandakā i Khwāja Mohammad. Krystaliczny trzon jest powiększony o szereg potężnych intruzji wieku karbońskiego, permo-triasowego i triasowo-jurajskiego, w których dominują granity, granodioryty i dioryty. W Hindukuszu Zachodnim krystaliczny trzon stanowią wielkie batolitowe struktury granitowe i granodiorytowe wieku permo-triasowego.



większość 11 000 m. Stanowią je głównie szare piaskowce i konglomeraty z wkładkami łżów i aleurolitów.

Wśród czwartorzędowych utworów o rozmaitej genezie wymienić należy szeroko rozprzestrzenione /setki km<sup>2</sup>/, pokrywowe wapienie trawertynowe, znane m.in. z Bande Amir /Jux, Kempf 1971/.

Niezgodności sedymentacyjne pomiędzy poszczególnymi ogniwami serii sedymentacyjnych paleogeńskich i neogeńskich, a także popliocieńskich, często - ich wielkopromienne sfałdowanie, wskazują na dużą aktywność tektoniczną, a zatem i erozyjną, w obszarze Hindukuszu - od fazy orogenicznej w kredzie aż po czwartorzęd włącznie. System uskoków w obrębie młodotrzeciorzędowych utworów może wskazywać również, iż nierównomierne ruchy neotektoniczne prowadzą do tworzenia bloków tektonicznych o różnej intensywności i znaku ich przemieszczania także w samym Hindukuszu, pociętym wieloma generacjami dyslokacji.

## 2. Stosunki klimatyczne

Charakterystykę klimatu Hindukuszu przeprowadziłem głównie na podstawie monografii Titowa /1976/ oraz dołączonych do niej zestawień danych klimatycznych afgańskich stacji meteorologicznych. Spośród 34 stacji jedynie dwie są położone na wysokości powyżej 3000 m n.p.m.: Salang N /3366 m n.p.m./ i Salang S /3172 m n.p.m.//tab. 2, 3/. Dlatego też opierając się na danych aerologicznych /Guterman 1979, Titow 1976/ radiosondażowych dla stacji Kabul /34°33' N, 69°13' E, 1791 m n.p.m./ i radzieckiej stacji Dżalal-abad /40°55' N, 72°57' E, 763 m n.p.m./, położonej na północ od Hindukuszu, skonstruowałem pionowe profile termiczne. Następnie interpolowałem także profil dla szerokości geograficznej Hindukuszu Munjan /dorzecza Suyengal/, dla przedziału wysokości od 3000 m n.p.m. aż do szczytów /ponad 6000 m n.p.m./. Powiązanie profili termicznych z opracowanymi przez Titowa /1976/ zależnościami temperatury powietrza od wysokości nad poziom morza pozwoliło na pełniejsze, chociaż orientacyjne, poznanie stosunków termicznych w pionowym przekroju Hindukuszu Munjan /2000 - 6290 m n.p.m.//ryc. 6/.

Położenie Hindukuszu niemal na granicy stref umiarkowanej i podzwrotnikowej jest przyczyną, że jego klimat jest kształtowany przez masy powietrza różnego pochodzenia:

- 1/ polarno-kontynentalnego, związanego z wyżem azjatyckim,
- 2/ polarno-morskiego, związanego z niżami wędrującymi wzdłuż frontu polarnego z rejonu Atlantyku i Morza Śródziemnego,
- 3/ zwrotnikowego suchego, związanego z wyżami zwrotnikowymi rejonu Sahary, pld. Iranu czy pld.-zach. Afganistanu,

T e b e l e 2

Charakterystyka klimatyczna stacji SALANG N /3366 m n.p.m./ /wg W.I. Titowa 1976/

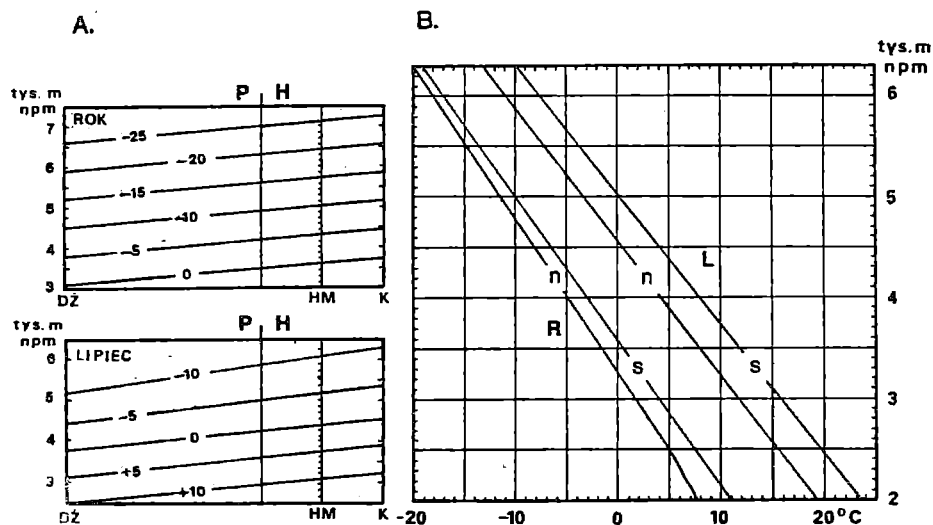
Lp.	Parametry klimatyczne	M I E S I Ą C E												Rok
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
1	Śr.temp.powietrza, °C	-10,1	-8,9	-5,0	-1,0	2,2	6,9	9,1	8,4	4,4	0,3	-4,6	-7,9	-0,5
2	Śr.maks.temp.powietrza, °C	-6,6	-5,4	-1,2	2,6	6,6	12,0	13,8	13,8	9,6	5,0	-0,3	-4,8	3,7
3	Śr.min.temp.powietrza, °C	-13,5	-12,5	-8,3	-4,2	-1,1	3,0	5,4	4,6	0,6	-2,9	-7,8	-11,0	-3,8
4	Absolutne maks.temp. powietrza, °C	5,0	5,0	8,7	10,8	15,5	18,4	20,0	19,8	18,0	16,0	9,5	4,1	20,0
5	Absolutne min.temp. powietrza, °C	-25,4	-27,8	-21,5	-17,6	-11,0	-2,8	0,4	-2,4	-8,9	-11,6	-19,8	-26,8	-27,8
6	Liczba dni z temp. poniżej 0°C	31	28	30	26	22	3	0	1	12	27	30	31	241
7	Śr. sumy opadów, mm	96	168	215	225	139	9	9	2	7	32	76	113	1121
8	Śr.liczba dni z opadami	12,0	16,0	18,8	20,0	17,7	4,3	3,8	1,4	2,4	10,8	9,0	12,0	128,8
9	Śr.liczba dni z opadami śniegu	12,0	16,0	18,0	17,0	12,0	1,0	0	0,2	1,0	9,0	9,0	12,0	107,2
10	Maks.sumy opadów, mm	190	309	326	472	402	32	41	5	16	85	141	262	1349
11	Maks.dobowe sumy opadów, mm	40	61	86	76	85	20	13	4	12	23	40	57	
12	Śr.wilgotność względna powietrza, %	59	68	70	76	72	60	52	55	63	65	62	59	63
13	Śr.liczba dni z burzą	0	0	0	0,5	1,0	1,0	0,3	0,5	0,2	0,1	0	0	3,6
14	Liczba dni pochmurnych	19	20	24	23	21		7			13	14	18	
15	Liczba godzin usłonecznienia	119	108	125	145	207	271	283	280	226	183	149	122	2218

## Charakterystyka klimatyczna stacji SALANG S /3172 m n.p.m./ /wg W.I.Titowa 1976/

Lp.	Parametry klimatyczne	M I E S I Ą C											Rok	
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI		XII
1	Śr.temp.powietrza, °C	-7,7	-6,9	-2,7	1,5	5,0	10,3	12,3	12,3	8,9	4,3	-1,6	-5,9	2,5
2	Śr.maks.temp.powietrza, °C	-4,2	-2,0	2,1	5,1	8,1	14,0	15,9	16,3	11,5	7,9	1,6	-2,6	6,1
3	Śr.min.temp.powietrza, °C	-10,3	-9,2	-5,7	-1,5	2,0	7,3	9,3	9,2	5,6	1,4	-4,0	-8,2	-0,3
4	Absolutne maks.temp.powietrza, °C	4,8	6,7	12,0	14,7	18,9	21,1	22,3	23,0	19,5	18,5	11,5	8,1	23,0
5	Absolutne min.temp.powietrza, °C	-23,8	-19,6	-22,8	-11,6	-5,2	0,3	3,7	1,4	-7,7	-8,4	-18,0	-19,3	-23,8
6	Liczba dni z temp.poniżej 0°C	31	28	29	19	9	0	0	0	1	10	26	31	184
7	Śr.sumy opadów, mm	109	172	229	287	85	5	5	1	3	20	73	109	1098
8	Śr.liczba dni z opadem	10,0	13,0	17,3	18,2	13,9	1,9	2,2	0,4	0,8	7,8	7,2	11,3	104,0
9	Śr.liczba dni z opadem śniegu	10,0	13,0	16,0	15,0	8,0	0	0	0	0	6,0	7,0	11,0	86,0
10	Maks.sumy opadów, mm	225	358	418	412	335	23	22	5	26	55	155	215	1421
11	Maks.dobowe sumy opadów, mm	55	86	73	88	73	19	10	4	25	16	58	68	
12	Śr.wilgotność wzgl.powietrza, %	50	60	58	64	57	46	47	39	39	47	46	48	50
13	Śr.liczba dni z burzą	0	0	0	2,0	2,0	1,0	1,0	0,4	1,0	1,0	0	0	8,4
14	Liczba dni pochmurnych	17	19	22	22	13		5			10	11	17	
15	Śr.liczba godzin ułonecznienia	153	135	169	187	269	328	338	330	287	238	192	149	2755

4/ zwrotnikowego wilgotnego, związanego z nasuwaniem się monsunu letniego,

5/ lokalnego, związanego ze stacjonarnym obszarem podwyższonego ciśnienia nad wysokim Centralnym Afganistanem.



Ryc. 6. Profile termiczno-wysokościowe Hindukuszu: A - pionowy rozkład temperatury nad Pamirem Wschodnim /P/ i Hindukuszem /H/, na podstawie danych aerologicznych W. Titowa /1976/ i I. Gutermana /1979/: DZ - Dżalalabad, K - Kabul, HM - Hindukusz Munjan, B - związek temperatury z wysokością /wg W. Titowa 1976, uzupełniony danymi aerologicznymi: R, L - średnia temperatura odpowiednio roczna i lipca, n, s - skłony Hindukuszu odpowiednio północny i południowy

Obszar Hindukuszu w zasadzie przez cały rok znajduje się pod wpływem orograficznych wyżów Centralnego Afganistanu, będących częścią rozległej pamiirako-alańskiej strefy wysokiego ciśnienia. W zależności od pory roku docierają tu różne masy powietrza, podlegające transformacji pod wpływem bariery górskiej. Klimat stoków i obczarów przedgórskich najczęściej też jest kształtowany przez reżim antycyklonalny, który sprzyja tworzeniu się pogody bezchmurnej i suchej, co w warunkach strefy subtropikalnej doprowadza do znacznego nagrzania powierzchni ziemi w ciągu dnia i wypromieniania ciepła nocą. Niżej związane z frontem polarnym, wędrujące z Europy, kształtują pogodę wiosny /III - V/ i stanowią główne źródło opadów. Ich wpływ zaznacza się już w miesiącach jesiennych /X - XI/, a także zimowych /XII - II/, całkiem sporadycznie w okresach lata /VI - IX/. Niżej te

docierają na terytorium Afganistanu w stadium silnie zokludowanym i szybko wypełniają się. Jednakże pod wpływem gór często występuje ich regeneracja, zaś opady deszczu z nimi związane mają zazwyczaj charakter ulew. Moneun letni dociera jedynie do południowo-wschodnich stoków Afgańskiego Hindukuszu, lecz według Titowa /1976/ zapasy wilgoci są już zbyt małe, by spowodować wzrost opadów. Według Sivalła /1977/, najwyżej 5% sumy opadów letnich, które i tak są znikome, w rejonie tym można uznać za pochodzenia monsunowego. W południowej części Pakistańskiego Hindukuszu rola monsunu letniego jest znacznie większa.

Można by zatem stwierdzić, że klimat Hindukuszu jest kształtowany przez reżim antycyklonalny umiarkowany, zwrotnikowy oraz orograficzny, zaburzany i modyfikowany w ciągu roku przez reżim cyklonalny, związany głównie z cyrkulacją zachodnią. Zbliżony do równoleżnikowego przebieg grzbietów górskich umożliwia przenikanie mas powietrza zgodnie z rozciągłością gór. Wododzielny grzbiet Hindukuszu stanowi jednakże dostateczną barierę klimatyczną. Dlatego też północne stoki i podnóża gór są klimatycznie odmienne od południowych. Pierwsze otrzymują znacznie więcej opadów i są bardziej "umiarkowane", podczas gdy południowe są bardziej suche i "zwrotnikowe". Jednakże na podstawie istniejącej sieci stacji niewiele można mówić o warunkach opadowych w partiach gór położonych powyżej 3000 m n.p.m.

Rathjens /1982/ zalicza Hindukusz do podzwrotnikowych gór wysokich, okresowo wilgotnych. Za najważniejsze z morfogenetycznego punktu widzenia należy uznać 2 cechy klimatu:

1/ bardzo wysokie wartości promieniowania słonecznego oraz kontrasty w dostawie energii słonecznej pomiędzy stokami północnymi i południowymi;

2/ kontrast wilgotnościowy pomiędzy półsuchym podnóżem gór a okresowo i względnie wilgotniejszym ich wysoko wyniesionym n.p.m. wnętrzem.

#### A. T y p y k l i m a t ó w H i n d u k u s z u

Na podstawie stopnia kontynentalizmu Titow /1976/ wydzielił w Afganistanie 4 typy klimatów, spośród których 2 odnoszą się do obszaru Afgańskiego Hindukuszu i jego przedgórzy:

1/ Klimat stoków górskich

- podtypy: a/ klimat stoków północnych,  
b/ klimat stoków południowych.

2/ Klimat wysokogórski.

Klimat stoków górskich charakteryzuje się sumą roczną opadów do 500 mm i średnią temperaturą powietrza zimy, spadającą do 0°C i poniżej. Klimat stoków północnych występuje do 2000 m n.p.m. Temperatura po-

wietrze zmienia się tu od ok.  $0^{\circ}\text{C}$  w styczniu do  $26 - 27^{\circ}\text{C}$  w lipcu. Mimo sumy rocznej opadów osiągającej 500 mm, w ciągu 8 miesięcy roku /VII - I/ opady miesięczne nie przekraczają 50 mm, co można uznać za oznakę suchości klimatu. Klimat stoków południowych występuje do wysokości ponad 3000 m n.p.m. Jest znacznie bardziej suchy /ok. 100 - 300 mm rocznie/, zaś rozkład opadów w poszczególnych latach jest bardzo odmienny. W marcu i kwietniu przypada maksimum opadów, zaś deficyt opadowy zaznacza się w ciągu 10. miesięcy. Średnia wilgotność względna powietrza w porze chłodnej wynosi 70 - 80%, zaś latem 33 - 45%. W poszczególne suche lata może ona dniem spadać do 5 - 10%. Południowy skłon otrzymuje znacznie więcej ciepła aniżeli północny. Ale i wypromieniowanie nocne jest tu większe. W porze chłodnej temperatury w nocy mogą spadać do  $-18 - -22^{\circ}\text{C}$ , zaś latem do  $3 - 10^{\circ}\text{C}$ .

Klimat wysokogórski według Titowa /1976/ występuje powyżej 2000 m na północnym skłonie gór i powyżej 3000 m na skłonie południowym, a jego zasięg wyznacza izoterma roczna  $10^{\circ}\text{C}$ . Ten typ klimatu kształtowany jest w znacznej mierze przez utrzymujące się w ciągu całego roku układy wyżowe. Na grzbietach i stokach gór opad roczny osiąga ponad 1000 mm, lecz w obniżeniach śródgóreckich jest go 3 - 4 razy mniej i w ciągu całego roku zaznacza się w nich deficyt wilgoci. Wilgotność względna powietrza w okresie chłodnym wynosi średnio 70 - 80%, chociaż minimalne wartości są dwukrotnie niższe. Latem przeważnie nie spada poniżej 45%, chociaż w okresach wyjątkowo posusznych wynosi nawet 12 - 13%.

#### B. Sezonowa zmienność klimatu

Pory roku mogą być wydzielane dla przedgórzy i niższych partii stoków Hindukuszu. Wprowadzony poniżej podział na pory roku ma jedynie ułatwić prześledzenie zmienności sezonowej klimatu Hindukuszu, często kontrastowanego klimatem przedgórzy.

Okres jesienny /X - XI/ jest klimatycznie słabo wyodrębniony. Przeważa pogoda antycyklonalnej, o minimalnym zachmurzeniu, jest przyczyną dużej dostawy energii słonecznej dniami i jej wypromieniowania nocą. Jeżeli latem usłonecznienie w Afganistanie wynosi 77% usłonecznienia możliwego, to w jesieni wynosi ono także aż 71%. Konsekwencją tego są bardzo wysokie temperatury w dzień: w październiku  $22 - 25^{\circ}\text{C}$  na skłonie północnym i do  $30^{\circ}$  na południowym, zaś w listopadzie odpowiednio  $15 - 17^{\circ}$  i  $20 - 23^{\circ}$ . Średnie temperatury nocne w październiku osiągają ponad  $6 - 10^{\circ}$ , zaś w listopadzie ponad  $1 - 4^{\circ}$ . Na Salangu N temperatura może spadać aż do  $-11,6^{\circ}\text{C}$ . Jesienią, podobnie jak w lecie, uwydatniają się kontrasty termiczne między obszarami wysokogórkimi



a niżej położonymi. Podkreśla je tworzenie się lokalnych wiatrów związanych z cyrkulacją górską i dolinną oraz inwersji temperatury.

Okres jesienny charakteryzuje się małą ilością opadów, zwłaszcza w październiku, kiedy nawet na Salangu N suma opadów wynosi tylko 32,4 mm. Jeden raz w ciągu 3 - 4 lat opad może być większy od średniej miesięcznej. Na dużych wysokościach opady występują w postaci śniegu i tworzą pokrywę do 0,5 m miąższości. W listopadzie opady są nieco większe. Na Salangu tworzy się trwała pokrywa śnieżna o miąższości do 2 m. Jeśli opady w górach występują w postaci ulew, są przyczyną ruchów masowych i spływów gruzowych.

W okresie zimowym /XII - II/ w 70% przypadków panuje pogoda wyżowa. Reżim antycyklonalny jest przyczyną dużych dobowych wahań temperatury, dochodzących przy powierzchni gruntu do 40 - 50°C. Istnienie wysokogórskiego wyżu nad Centralnym Afganistanem doprowadza do powstania na stokach Hindukuszu wiatrów fenowych. Ważnym pogodotwórczym elementem w zimie są niż powstające na froncie polarnym. Ciepłe i wilgotne masy powietrza śródziemnomorskiego są w tym okresie głównym źródłem wilgoci. Niże zazwyczaj przemieszczają się wzdłuż północnego obrzeżenia gór, pod wpływem których odnawiają się i wywołują gwałtowne opady. W niższych partiach gór, zwłaszcza na południowym skłonie Hindukuszu, występują w formie ulew, bardzo skutecznych morfogenetycznie. Na północnym skłonie przez co najmniej 2/3 zimy występuje pogoda z małym zachmurzeniem. Opady występują w postaci śniegu lub deszczu. Na wysokościach 1000 - 2000 m n.p.m. opady w postaci deszczu są jeszcze możliwe, lecz na większych wysokościach deszcz może zdarzyć się raz na 8 - 10 lat. Na południowym skłonie gór opady w postaci deszczu są możliwe do wysokości 2000 - 2500 m n.p.m. Na stokach górskich opady są 1,5 - 2 razy większe niż w obszarze przedgórzy. Pokrywa śnieżna utrzymuje się stale, a jej grubość dochodzi do 3 - 4 m. Usłonecznienie na północnym skłonie jest stosunkowo niewielkie - nie przekracza 44% usłonecznienia możliwego. Południowe stoki i przedgórza Hindukuszu mają bardziej słoneczną pogodę. Usłonecznienie osiąga tam 58 - 65% usłonecznienia możliwego.

Pogoda okresu wiosennego /III - V/ jest kształtowana przez niż znad Europy Środkowej i Północnego Atlantyku. Większa ilość opadów ma miejsce w górach oraz w północnej części Afganistanu aniżeli na przedgórzach i w południowej części kraju. W marcu i kwietniu w obszarach wysokogórskich ilość opadów osiąga maksimum roczne /Salang N - 470 mm, Salang S - 516 mm//tab. 2, 3/.

Średnia temperatura powietrza w obszarze przedgórzy w marcu wynosi od 8 do 17°. Powyżej 2500 m n.p.m. jest ona ujemna, jednak nie niż-

sza od  $-5^{\circ}\text{C}$ . Na wysokości 2000 m temperatura dnia osiąga  $22 - 23^{\circ}\text{C}$ . W nocy temperatury są dodatnie poniżej 2000 m n.p.m. i wynoszą: od  $2 - 6^{\circ}\text{C}$  na północnym skłonie do  $8 - 9^{\circ}$  na południowym. Ze wzrostem wysokości znacznie się obniżają. Na wysokości 2000 m wynoszą od  $-10$  do  $-11^{\circ}$  i mniej, zaś na wysokości powyżej 3000 m n.p.m.  $-25^{\circ}\text{C}$ . Tak więc w marcu północne skłony i przedgórza Hindukuszu nagrzewają się słabiej niż południowe, czego przyczyną są wpływy kontynentalnych mas powietrza azjatyckiego. W kwietniu ujemne średnie miesięczne temperatury występują jedynie na grzbietach i wyżej położonych stokach Hindukuszu. Stąd też na znacznych wysokościach prawdopodobieństwo opadu śnieżnego jest bardzo duże /do 85% dni z opadami na Salangu N/. Grubość pokrywy śnieżnej w kwietniu jest większa niż w marcu i osiąga  $4 - 4,5$  m. Na wysokościach 2000 - 3000 m n.p.m. śnieg zachowuje się jedynie w miejscach zacienionych. Średnia miesięczna temperatura wynosi tu  $4 - 9^{\circ}$ . W nocy temperatura nie spada na ogół poniżej  $-12^{\circ}$ , podczas gdy w dzień osiąga  $25 - 26^{\circ}\text{C}$ . Szczególnie miejsce w okresie wiosennym zajmuje maj. W obszarach wysokogórskich opady są dość znaczne:  $80 - 140$  mm. Na stacji Salang N średnio na 17,7 dni z opadem 12 dni jest z opadem śniegu, przy czym miąższość pokrywy śnieżnej pozostaje wciąż wysoka /3,6 m/. Średnia temperatura w maju jest bardzo wysoka. Nawet na stacji Salang N jest ona dodatnia /ponad  $2^{\circ}\text{C}$ /. W północnych regionach wynosi  $20 - 24^{\circ}$ , zaś w południowych  $25 - 27^{\circ}\text{C}$ . Średnia nocna temperatura na Salangu N jest równa  $-1,1^{\circ}$ , przy czym absolutne minimum wynosi  $-11,0^{\circ}\text{C}$ .

W okresie letnim /VI - IX/ na większej części terytorium Afganistanu tworzą się układy niskiego ciśnienia. W rejonach wysokogórskich utrzymują się też często układy wyżowe. Na szczytach gór i w zacienionych kotlinach miejscami leży jeszcze śnieg. W rejonie stacji Salang N w czerwcu pokrywa śnieżna może osiągać 20 cm miąższości i średnio raz w miesiącu zdarza się opad śnieżny. W lipcu nie ma tu już śladów śniegu z wyjątkiem obszarów położonych na wysokości powyżej 4500 - 5000 m n.p.m. W sierpniu i wrześniu może tworzyć się pokrywa śnieżna, o miąższości jednak nie większej niż  $2 - 4$  cm.

Usłonecznienie osiąga  $75 - 79\%$  usłonecznienia możliwego. Mimo to na Salangu N, na skutek wzrostu dziennej konwekcji, liczba dni z zachmurzeniem wynosi aż 7 za 4 miesiące letnie, co jest drugą najwyższą wartością w całym Afganistanie. Zachmurzenie nie daje opadów i zanika w porze wieczorowej. W związku z dostawą wielkiej ilości ciepła słonecznego temperatura powietrza osiąga bardzo wysokie wartości. W najcieplejszym miesiącu roku - lipcu, na skłonie i przedgór-

rze północnym temperatury osiągają 26 - 32<sup>o</sup>, zaś na południowym są jeszcze wyższe - 32 - 34<sup>o</sup>. W wysokogórskich dolinach i kotlinach średnia temperatura lipca wynosi 15 - 20<sup>o</sup>, a w rejonie Salangu - od 9 do 12<sup>o</sup>. Średnia dzienna temperatura powietrza w górach także jest wysoka - do 25 - 30<sup>o</sup>. Nocne wypromieniowanie obniża temperaturę około 1,5 - 2-krotnie, tj. do wartości 16 - 25<sup>o</sup>C. Jedynie w obszarach wysokogórskich jest ono bardziej intensywne, a temperatura spada średnio do 5 - 9<sup>o</sup>, zaś w poszczególne dni, także w lipcu, do 0<sup>o</sup> i poniżej /we wrześniu na Salangu N do -8,9<sup>o</sup>C/. W okresie letnim ustala się duży termiczny kontrast między obszarami wysokogórskimi a niższymi partiami gór i otaczającymi je równinami, gdzie temperatury są znacznie wyższe.

Okres letni charakteryzuje się także wyjątkowo małą ilością opadów. Jeśliby za suchy uznać miesiąc z sumą opadów poniżej 50 mm, to całe terytorium Afganistanu powinno być zaliczone do rejonów o wyjątkowo suchym klimacie. Średnie miesięczne sumy opadów wynoszą nawet w górach 1,5 - 9,3 mm /Salang N/. Maksymalna możliwa suma opadów w górach - na podstawie istniejących danych pomiarowych - nie przekracza 41 mm.

### 3. Stosunki wodne

O obiegu wody w Hindukuszu można mówić jedynie w kategoriach jakościowych. Dane pomiarowe dotyczą nielicznych posterunków na wielkich rzekach najczęściej już poza obrębem gór. Wszelkie też dane liczbowe są orientacyjne i użyteczne jedynie w skali kontynentalnej lub globalnej /Atlas..., 1974, Flohn 1969/.

Skonstruowany przez Wit-Józwiak /1975/ dla Polskich Tatr Wysokich model pięter hydrograficznych w ogólnych zarysach pasuje do Hindukuszu Zachodniego i Środkowego, do piętra wysokościowego wyznaczonego z jednej strony przez zasięg zlodowacenia młodoplejstoceniowego /ok. 3000 m npm., Grödtzbach, Rathjens 1969/, z drugiej zaś przez współczesną granicę wiecznego śniegu /średnio ok. 4900 - 5000 m npm./.

Wskazuje na to analiza rozmaitych obserwacji i spostrzeżeń, zawartych w raportach ze wszystkich wypraw. Rozbudowując model Wit-Józwiak /1975/, można więc z dużym prawdopodobieństwem wydzielić w Hindukuszu następujące piętra hydrograficzne:

1/ piętro retencji śnieżno-lodowcowej /powyżej granicy wiecznego śniegu/.

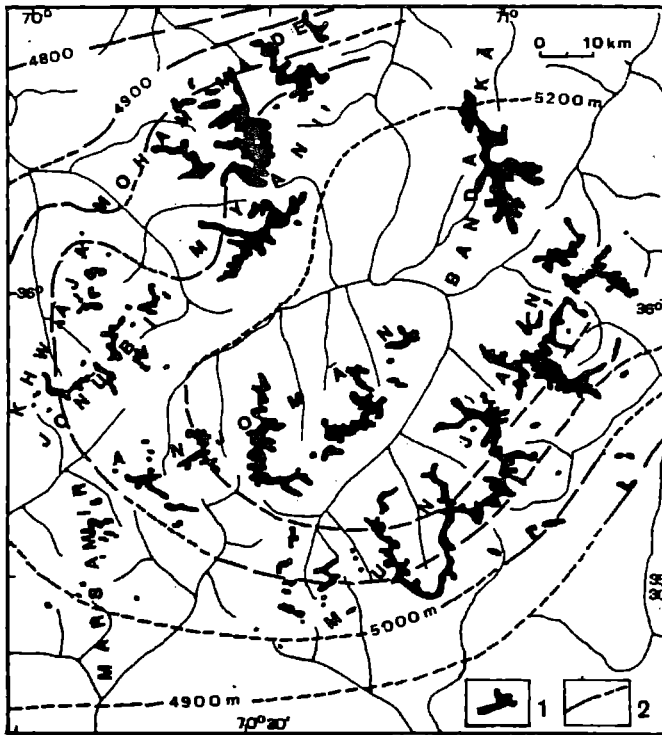
2/ piętro retencji śnieżnej i spływu powierzchniowego obejmujące stoki poniżej granicy wiecznego śniegu, na ogół skaliste i rozczłonkowane żlebami; w okresie roztopów zachodzi spływ powierzchniowy, zaś brak pokrywy uniemożliwia retencję gruntową,

3/ piętro retencji śnieżnej, okresowej retencji gruntowej i spływu śródpokrywowego; miększe pokrywy usypisk oraz lodowców gruzowych umożliwiają zwłaszcza w miesiącach intensywnych roztopów taki obieg wody,

4/ piętro retencji gruntowej i odpływu gruntowego - obejmujące dolne odcinki den dolin polodowcowych, wyścielonych pokrywami morenowymi i glacialfluwialnymi,

5/ piętro epizodycznego spływu powierzchniowego o znacznym zasięgu pionowym: od ok. 3000 m n.p.m. aż do suchych podnóży gór; przewaga parowania i gwałtownych spływów epizodycznych nad infiltracją i retencją gruntową jest wiodącą cechą obiegu wody.

Począwszy od piętra drugiego aż do najniższych także odpływ korytowy wód proglacialnych i proniwalnych odgrywa rolę w obiegu wody. Piętro retencji śnieżno-lodowcowej jest charakterystycznym elementem struktury środowiska przyrodniczego Hindukuszu. Spośród 54 grup górskich, wyróżnionych przez Walę /1974/, ponad 30 jest bowiem współcześnie zlodowacone. Przyjmując powierzchnię lodowców Hindukuszu za 6200 km<sup>2</sup>, w tym lodowców gór Hindurāj za 2300 km<sup>2</sup> /Wissman 1960/ oraz 2900 km<sup>2</sup> dla zlodowacenia Hindukuszu Wysokiego /Wala 1974/, otrzymujemy dla Hindukuszu Środkowego /w Zachodnim Hindukuszu zlodowacenie jest śladowe/ wartość ok. 1000 km<sup>2</sup> powierzchni współczesnego zlodowacenia. Wykreślone przez Grötzbacha i Rathjensa /1969/ dla Hindukuszu Afgańskiego izolinie klimatycznej granicy wiecznego śniegu w najwyższych partiach Hindukuszu Środkowego - nad grupami górkimi Hindukusz Bandakā, Hindukusz Munjan i Hindukusz Anjoman - tworzą współkształtne owalne pola, o maksymalnej wartości 5200 m n.p.m. /ryc. 7/. Obniżenie granicy śniegu zaznacza się zarówno ku północy, jak i na południe.



Ryc. 7. Zlodowacenie Hindukuszu Środkowego: 1 - obszary zlodowaczone, 2 - izolinie granicy wiecznego śniegu wg E. Grötzbacha i C. Rathjensa /1969/

O ile piętro retencji śnieżno-lodowcowej zależy od wysokości n.p.m., szerokości geograficznej /tab. 4/ i oddalenia od Atlantyku /tab. 5/ i raczej upodabnia do siebie góry współcześnie zlodowaczone, o tyle piętro najniższe - epizodycznego spływu powierzchniowego, odróżnia hydrograficznie góry wysokie strefy suchej od gór bardziej wilgotnych stref klimatycznych. Piętra 2 - 4 wydają się występować w górach wysokich o rzeźbie polodowcowej w różnych strefach klimatycznych.

T a b e l a 4

Granica wiecznego śniegu i powierzchnia zlodowacona w południkowym przekroju Azji /dane wg Kalesnika 1963/

Góry	Maksymalna wysokość m n.p.m.	Wysokość granicy wiecznego śniegu m n.p.m.	Powierzchnia zlodowacona, km <sup>2</sup>
Ałtaj	4506	2300 - 3500	628
Tien Szań	7439	3200 - 5000	8474
Pamir	7495	4000 - 5200	8041
Hindukusz	7706	4650 - 5400	6200
Karakorum	8611	5000 - 6000	17835
Himalaje	8848	4500 - 5500	33250
Hindukusz Munjan	6290	4900 - 5200	186

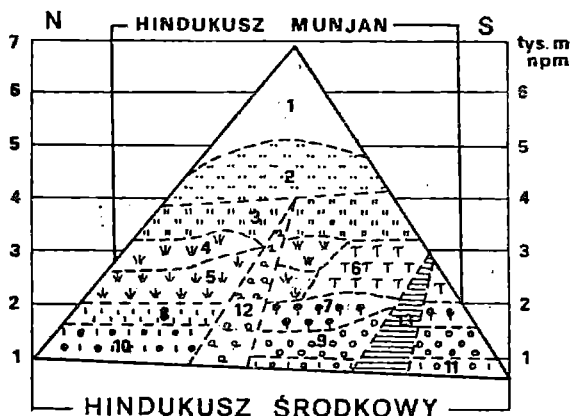
T a b e l a 5

Granica wiecznego śniegu i powierzchnia zlodowacona w przekroju równoleżnikowym Eurazji /dane wg Klesnika 1963/

Góry	Maksymalna wysokość m n.p.m.	Wysokość granicy wiecznego śniegu, m n.p.m.	Powierzchnia zlodowacona, km <sup>2</sup>
Pireneje	3404	2680 - 2800	30
Alpy	4810	2700 - 3200	3600
Kaukaz	5633	3000 - 3550	1780
Hindukusz	8611	5000 - 6000	6200
Karakorum	8611	5000 - 6000	17835
Hindukusz Munjan	6290	4900 - 5200	186

#### 4. Szata roślinna

Hindukusz jest obszarem leżącym w obrębie państw roślinnych: paleoarktycznego i paleotropikalnego /Wojtusiak 1979/. Zróżnicowanie roślinne północnego i południowego Hindukuszu jest wyraźnie uwarunkowane zróżnicowaniem klimatycznym. Na podstawie opracowań fitogeograficznych różnych części Hindukuszu Środkowego /Frey 1967, Freitag 1971, Breckle Frey 1974, Rathjens 1978, Wojtusiak 1976/, a także własnych spostrzeżeń terenowych skonstruowałem schemat piętrowego zróżnicowania roślinnego w Hindukuszu Środkowym /ryc. 8/.



Ryc. 8. Piętra roślinne Hindukuszu Środkowego /na podstawie: W. Frey 1967, H. Freitag 1971, S. Breckle i W. Frey 1974, W. Frey, W. Probst, A. Shaw 1976, C. Rathjens 1978, J. Wojtusiak 1979/: 1 - piętro niwalne, 2 - łąki alpejskie, 3 - step wysokogórski, 4 - jałowiec drzewiasty, 5 - jałowiec krzewiasty, 6 - las szpilkowy z cedrem himalajskim, 7 - las dębowy /*Quercus balout*/, 8 - kseromorficzna formacja krzewiasta z artemizją, 9 - piętro oliwki /*Olea cuspidata*/ i sosny /*Pinus longifolia*/, 10 - step z gajami pistacjowymi, 11 - półpustynia, 12 - roślinność nadrzeczna, 13 - uprawy zbożowe

Występujące na południowych skłonach Hindukuszu Środkowego lasy typu himalajskiego, a już nie występujące w Hindukuszu Zachodnim, świadczą o położeniu granicy pierwszej z prowincji górskich, a więc o środowisku geoeologicznym typowym dla strefy suchej, z zaznaczającymi się jednak wpływami wilgotnego monsunu. Półpustynne formacje roślinne dolnych pięter wskazują na rolę położenia geograficznego gór w obrębie suchej strefy klimatycznej.





### III. Warunki morfogenetyczne Hindukuszu Munjan

Warunki rozwoju rzeźby są określone przez, z jednej strony, dotychczasową jej ewolucję, zaś z drugiej - przez współczesne środowisko geograficzne. Geologiczne i klimatyczne uwarunkowanie współczesnej rzeźby Hindukuszu Munjan wydaje się być szczególnie ważne.

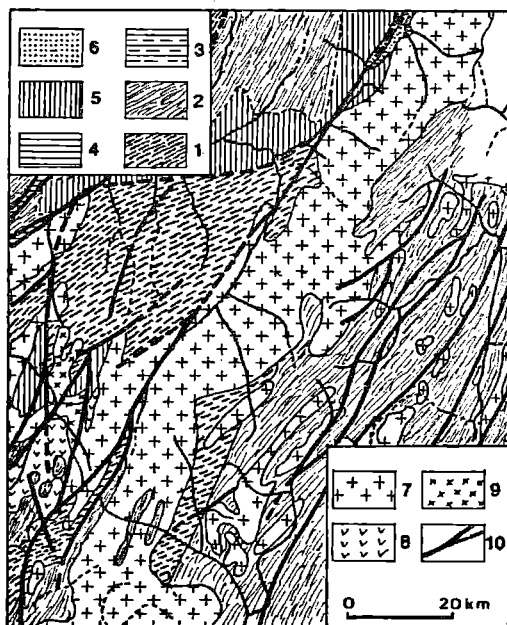
#### 1. Budowa geologiczna

Hindukusz Munjan leży w strefie przylegającej na północy do wielkiej linii rozłamowej Panejer - Anjoman - Ris - Sanglēc /ryc. 5/. Do dyslokacji tej dochodzi od południowego zachodu dyslokacja doliny Munjan i ona stanowi obramowanie północno-zachodnie grupy górskiej. Od południowego wschodu określa jej zarys również system dyslokacji o przebiegu SW - NE, wyznaczony odcinkami dolin Dr. Pārōn i Čapđara. Cały obszar grupy górskiej leży w obrębie południowo-wschodniego skrzydła owalnej struktury tektonicznej, przylegając do jej długiej osi. W ponad 90% Hindukusz Munjan jest zbudowany ze skał krystalicznych /ryc. 9/. W jego obrębie wydzielić można dwie wielkie strefy: południowo-wschodnią i północno-zachodnią. Pierwsza jest zbudowana z prekambryjskich skał metamorficznych z migmatytami, gnejsami, łupkami krystalicznymi, amfibolitami i marmurami. Strefę północno-zachodnią stanowi potężna, ciągnąca się przez cały obszar, o szerokości do 40 km intruzja młodych granitoidów trzeciorzędowych, według geologów radzieckich - oligoceńskich /Czmyriew 1977/. Dominują w jej budowie granity, granosyenity, granodioryty i dioryty.

#### 2. Główne rysy ukształtowania powierzchni

Cechami powierzchni morfologicznej Hindukuszu Munjan są znaczne jej pionowe rozwinięcie i piętrowe zróżnicowanie oraz urozmaicony układ orograficzno-doliny.

Ukształtowanie powierzchni prześlędzono zarówno w obrębie poszczególnych części grupy górskiej /ryc. 10, 11/ w jej przekroju południ-

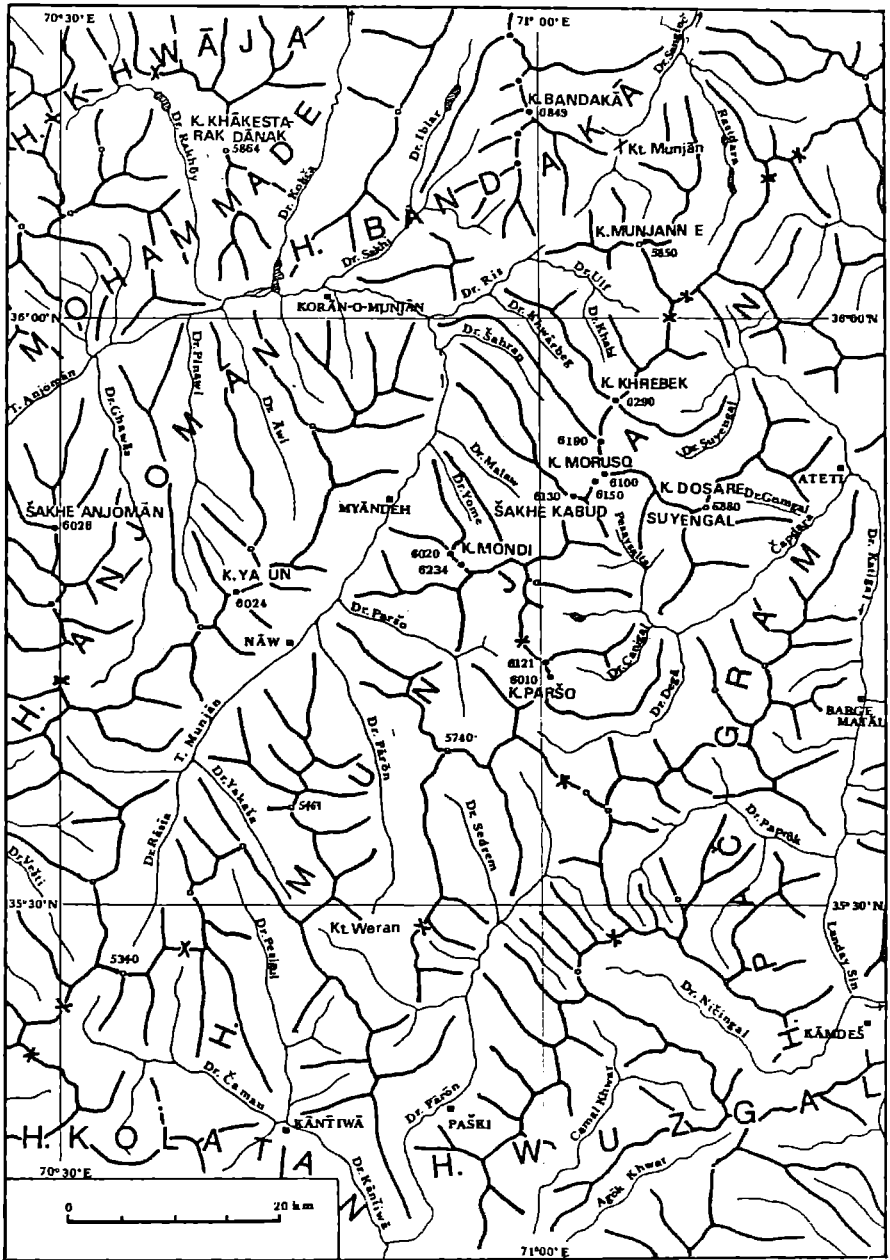


Ryc. 9. Budowa geologiczna Hindukuszu Munjan /wg Mapy Geolog. Afganistanu 1:1 000 000, red. W. Czmyriew/: 1 - archaik, proterozoik, /dolna część/, 2 - archaik, proterozoik /górną część/, 3 - ordowik, 4 - sylur, 5 - trias, 6 - czwartorzęd, 7 - granity, granosjenity, granodioryty /oligocen/, 8 - gabra, dioryty, plagiogranity /dolna kreda/, 9 - dyslokacje

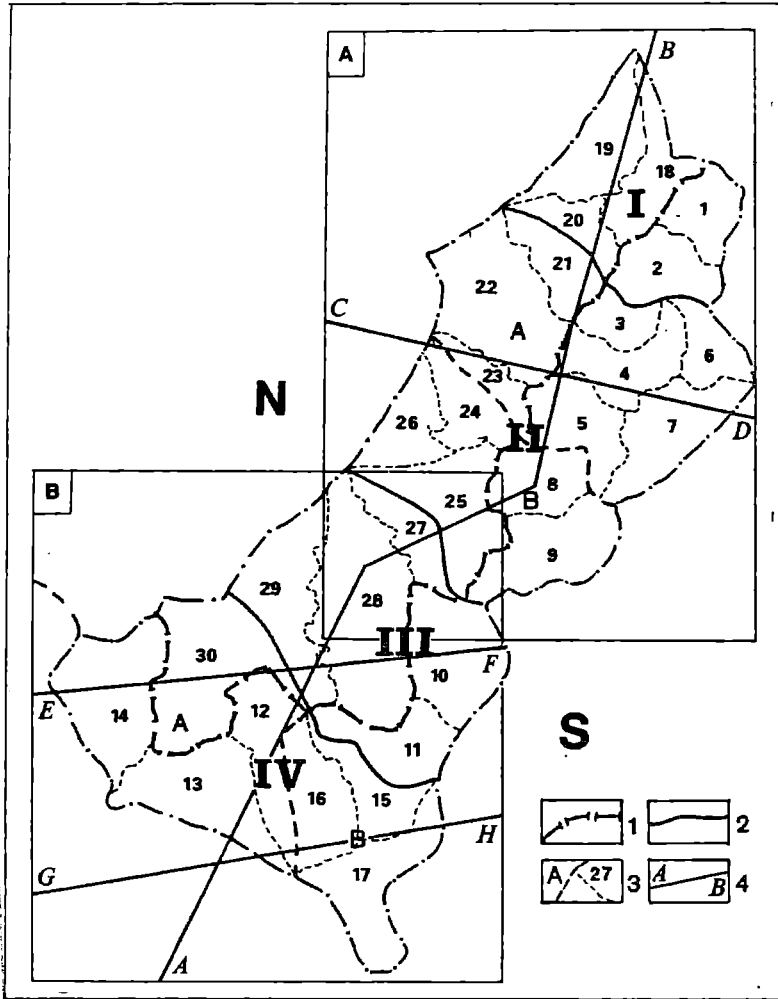
kowym /tab. 6/, jak i w obrębie skłónów północno-zachodniego i południowo-wschodniego /tab. 7/, gdyż grzbiet wododzielny jest ważną granicą klimatyczną, co powinno znajdować odbicie w rzeźbie. W miarę potrzeby - analizę przeprowadzono też w obrębie niewielkich fragmentów obszaru, poszczególnych masywów górskich oraz dorzeczy /ryc. 11/.

#### A. Piętra hipsometryczne

Krzywa hipsograficzna Hindukuszu Munjan posiada bardzo regularny, wypukło-wklęsły kształt /ryc. 12/. Wskazuje on na istnienie w obrębie bryły gór dwóch zasadniczych elementów: masywnego cokołu - podstawy /2000 - 5000 m npm./ oraz wyrastających zeń grzbietów i szczytów o maksymalnych wysokościach bezwzględnych 5000 - 6290 m npm. /tab. 8, ryc. 13/. Poziom cokołu leży na wysokości 4000 - 5000 m i regularnie obniża się ku peryferiom gór. Zajmuje aż 59,5% całkowitej



Ryc. 10. Mapa orograficzno-sytuacyjna Hindukuszu Munjan



Ryc. 11. Podział Hindukuszu Munjan dla celów analizy rzeźby:  
 1 - Dział azjatycki dzielący grupę górską na skłon północny /N/ i południowy /S/, 2 - granice podgrup górskich: I - Hindukuszu Munjan Północnego, II - Hindukuszu Munjan Środkowego, III - Hindukuszu Munjan Środkowo-Werańskiego, IV - Hindukuszu Munjan Południowego, 3 - inne granice i oznaczenia części grupy górskiej dla celów analizy, 4 - linie profilów /zob. ryc. 33/

T a b e l a 6  
Charakterystyka ukształtowania powierzchni Hindukuezu Munjan w przekroju południkowym

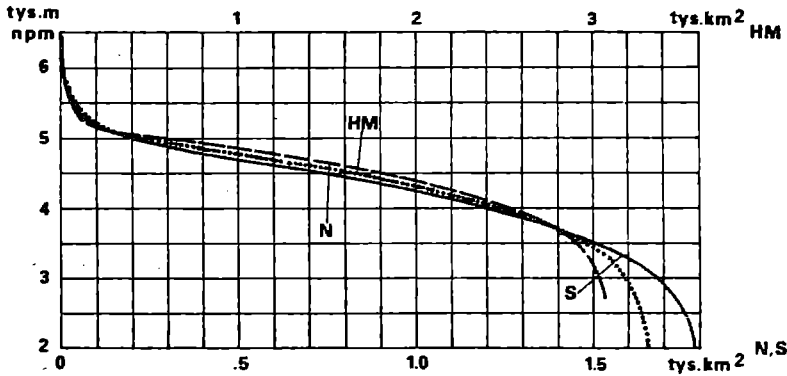
Parametry charakteryzujące	H i n d u k u e z M u n j a n				
	połnocny	środkowy	środk.-werański	południowy	łącznie
Powierzchnia, km <sup>2</sup>	424,4	1267,0	707,1	911,1	3309,6
Wysokość min., m npm.	3190	2590	2750	2000	2000
Wysokość maks., m npm.	5470	6290	5740	5420	6290
Maks. wysokość względna, m	2280	3700	2990	3420	4290
Wysokość średnia, m npm.	4510	4570	4600	4200	4480
Powierzchnia pow. 5500 m npm., %	-	3,5	0,1	-	1,8
Powierzchnia pow. 5000 m npm., %	7,5	23,5	17,3	2,1	14,2
Powierzchnia pow. 4500 m npm., %	51,3	54,4	56,7	32,4	48,1
Powierzchnia pow. 4000 m npm., %	82,7	76,3	80,7	60,1	73,8
Powierzchnia pow. 3500 m npm., %	97,2	90,3	94,3	79,7	89,1
Powierzchnia pow. 3000 m npm., %	100,0	97,2	99,1	91,5	96,4
Powierzchnia pon. 3000 m npm., %	-	2,8	0,9	8,5	3,6
Modalny przedział wys., m npm.	4400 - 4900	4500 - 5200	4700 - 5100	4100 - 5000	4500 - 5000
Długość dolin o orientacji N, %	11,7	11,8	10,9	7,2	10,4
Długość dolin o orientacji NE, %	14,2	13,7	12,9	9,9	12,6
Długość dolin o orientacji E, %	21,8	15,4	21,0	17,1	17,9
Długość dolin o orientacji SE, %	9,3	11,7	8,6	9,9	10,3
Długość dolin o orientacji S, %	9,6	10,2	10,4	14,4	11,3
Długość dolin o orientacji SW, %	11,7	12,2	13,1	17,9	13,8
Długość dolin o orientacji W, %	8,5	12,0	15,5	15,6	13,2
Długość dolin o orientacji NW, %	13,2	13,0	7,5	8,0	10,5
Łączna długość dolin, km	502,1	1541,3	831,5	1033,7	3908,6
Rozdzielniczenie, km/km <sup>2</sup>	1,18	1,22	1,18	1,02	1,18

T a b e l a 7

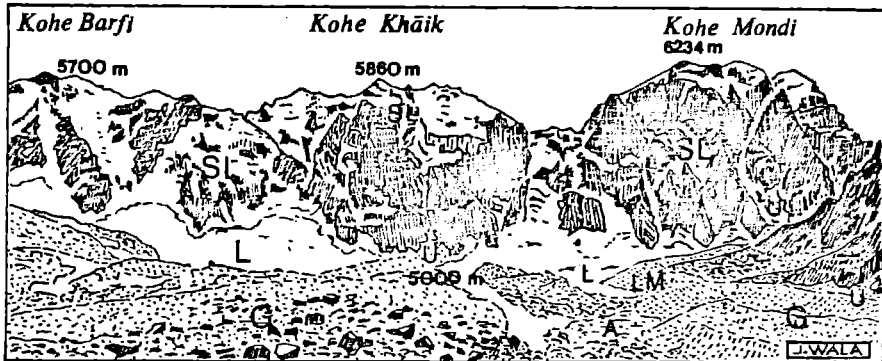
Porównanie ukształtowania powierzchni północnego i południowego skłonu Hindukuszu Munjan

Parametry charakteryzujące	Skłón Hindukuszu Munjan	
	północny	południowy
Powierzchnia, km <sup>2</sup>	1535,1	1774,4
Wysokość minimalna, m n.p.m.	2750	2000
Wysokość maksymalna, m n.p.m.	6290	6290
Maksymalna wysokość względna, m	3540	4290
Wysokość średnia, m n.p.m.	4600	4350
Powierzchnia powyżej 5500 m n.p.m. km <sup>2</sup> -%	26,3 - 0,8	31,9 - 1,8
Powierzchnia powyż. 5000 m n.p.m. km <sup>2</sup> -%	279,1 - 18,2	190,6 - 10,7
Powierzchnia powyż. 4500 m n.p.m. km <sup>2</sup> -%	886,1 - 57,7	705,8 - 39,8
Powierzchnia powyż. 4000 m n.p.m. km <sup>2</sup> -%	1257,7 81,9	1184,7 - 66,8
Powierzchnia powyż. 3500 m n.p.m. km <sup>2</sup> -%	1446,6 - 94,2	1503,5 - 84,7
Powierzchnia powyż. 3000 m n.p.m. km <sup>2</sup> -%	1512,5 - 98,5	1677,7 - 94,5
Powierzchnia poniż. 3000 m n.p.m. km <sup>2</sup> -%	22,6 - 1,5	96,7 - 5,4
Modalny przedział wysokości, m n.p.m.	4700 - 5150	4350 - 4900
Długość dolin o orientacji N, %	15,0	6,7
Długość dolin o orientacji NE, %	14,2	11,3
Długość dolin o orientacji E, %	14,2	20,8
Długość dolin o orientacji SE, %	3,1	15,9
Długość dolin o orientacji S, %	4,4	16,7
Długość dolin o orientacji SW, %	14,4	13,4
Długość dolin o orientacji W, %	17,7	9,7
Długość dolin o orientacji NW, %	16,9	5,5
Łączna długość dolin, km	1719, 3	2189,3.
Rozdolinienie, km/km <sup>2</sup>	1,12	1,23

ich powierzchni. Od wysokości 4000 m, a szczególnie wyraźnie od wysokości 3500 - 3000 m poziom cokołu przechodzi w gwałtownie pochyłony stok. Stromość tego odcinka oraz wypukły kształt krzywej dla całego cokołu są typowe dla obszarów podnoszonych neotektonicznie.



Ryc. 12. Krzywe hipsograficzne Hindukuszu Munjan /HM/ oraz skłónów północnego /N/ i południowego /S/



Ryc. 13. Hindukusz Munjan Środkowy - górne piętro doliny Dr. Yōme. Ściany o wys. 800 - 1200 m, eksponowane są ku północy. SL - stoki skalne z pokrywą śnieżno-lodową /geliwiałne/, L - lodowce, LM - wały lodowo-morenowe, G - wały i równiny gruzowe z rdzeniami bądź fundamentami lodowymi, pochodzenia deglacyjnego, U - stoki usypiskowe A - równina akumulacyjna wód roztopowych

Piętra hipsometryczne Hindukuszu Munjan

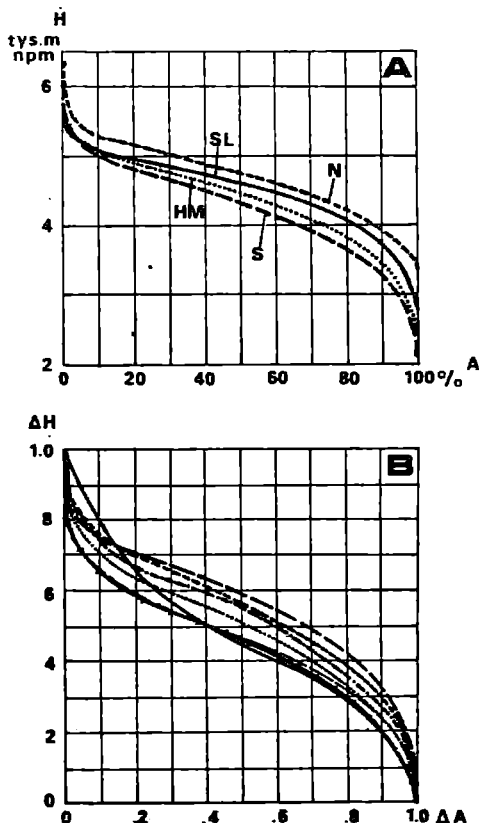
Wysokość m n.p.m.	Powierzchnia		Powierzchnia pięter hipsometrycznych %
	km <sup>2</sup>	%	
6290 - 6000	6,6	0,2	14,0
6000 - 5750	16,6	0,5	
5750 - 5500	43,0	1,3	
5500 - 5250	99,3	3,0	
5250 - 5000	297,9	9,0	
5000 - 4750	579,2	17,5	59,5
4750 - 4500	529,3	16,0	
4500 - 4250	463,3	14,0	
4250 - 4000	397,2	12,0	
4000 - 3750	297,9	9,0	26,5
3750 - 3500	215,2	6,5	
3500 - 3250	148,9	4,5	
3250 - 3000	99,3	3,0	
3000 - 2750	59,6	1,8	
2750 - 2500	23,2	0,7	
2500 - 2250	19,9	0,6	
2250 - 2000	13,2	0,4	
6290 - 2000	3309,6	100,0	100,0

Północno-zachodni skłon Hindukuszu Munjan leży wyżej niż skłon południowo-wschodni /ryc. 12, 14/. Różnica wzniesienia poziomu cokołu wynosi 150 - 200 m. Porównanie krzywych hipsograficznych względnych 6. zlewni, leżących po obu stronach działu wodnego, wskazuje również na większe wzniesienie, a więc na geomorfologiczną młodość rzeźby w dorzeczu Munjan /ryc. 14/. Sugeruje to skośne podniesienia tektonicznego bloku gór oraz wzrost podniesienia w kierunku północno-zachodnim. Wydaje się, że Hindukusz Munjan leży w obrębie południowo-wschodniego skrzydła większego wyniesienia tektonicznego Hindukuszu Środkowego, którego oś przebiega północno-zachodnim obrzeżeniem Hindukuszu Munjan lub na północny zachód i równoległe do niego.

Zróżnicowanie hipsograficznej struktury gór zaznacza się również w przekroju z NE na SW /ryc. 15/. Krzywe hipsograficzne poszczególnych części Hindukuszu Munjan można podzielić na trzy kategorie:

1/ z wysokim /do 5000 - 5500 m n.p.m./ poziomem cokołu /obszary II<sub>A</sub>, II<sub>B</sub>, III - zob. ryc. 11/,



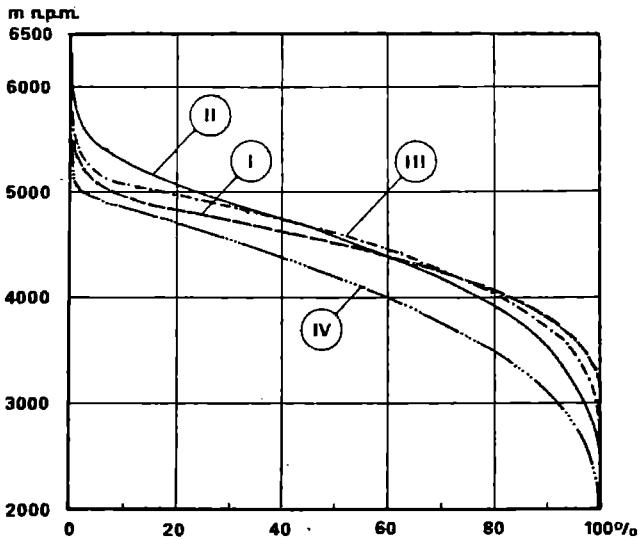


Ryc. 14. Krzywe hipsograficzne względne Hindukuszu Munjan /HM/, skłónów północnego /N/ i południowego /S/, doliny Suyengal /SL/ oraz wybranych zlewni /B/

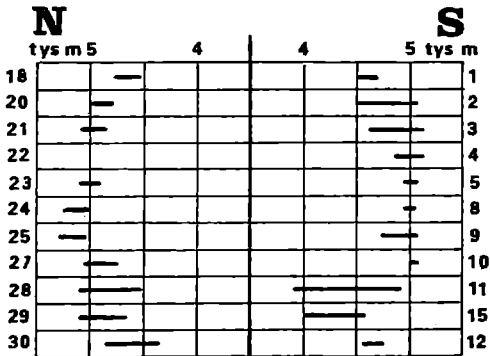
- 2/ z niskim /do 5000 m n.p.m./ poziomem cokołu /obszary I, IV<sub>A</sub>/,
- 3/ z bardzo słabo zaznaczającym się poziomem cokołu /obszar IV<sub>B</sub>/.

Zastosowanie względnej skali na osi poziomej /ryc. 14/ pozwala wśród krzywych z wysokim cokołem wyodrębnić dla obszaru II<sub>B</sub> krzywą najwyższą. Analiza krzywych wskazuje na istnienie wyraźnego poprzecznego nabrzmienia o przebiegu zapewne SE - NW, którego oś przebiega poprzez obszar II<sub>B</sub>. To poprzeczne do biegu gór zdeformowanie poziomu cokołu posiada kontynuację w kierunku NW i jest niewątpliwie związane z owalną strukturą neotektoniczną Hindukuszu Środkowego.

Oprócz generalnych rysów podłużnego i poprzecznego do przebiegu gór zróżnicowania hipsometrycznej struktury, można też zauważyć zróżnicowanie lokalne, związane z lokalnymi przyczynami geologicznymi, geomorfologicznymi oraz z położeniem w obrębie grupy górskiej. Można je prześledzić na przykładzie wysokościowego rozmieszczenia poziomu cokołu oraz wysokości średniej n.p.m. poszczególnych fragmentów grupy górskiej, dorzeczy, masywów /ryc. 16/.



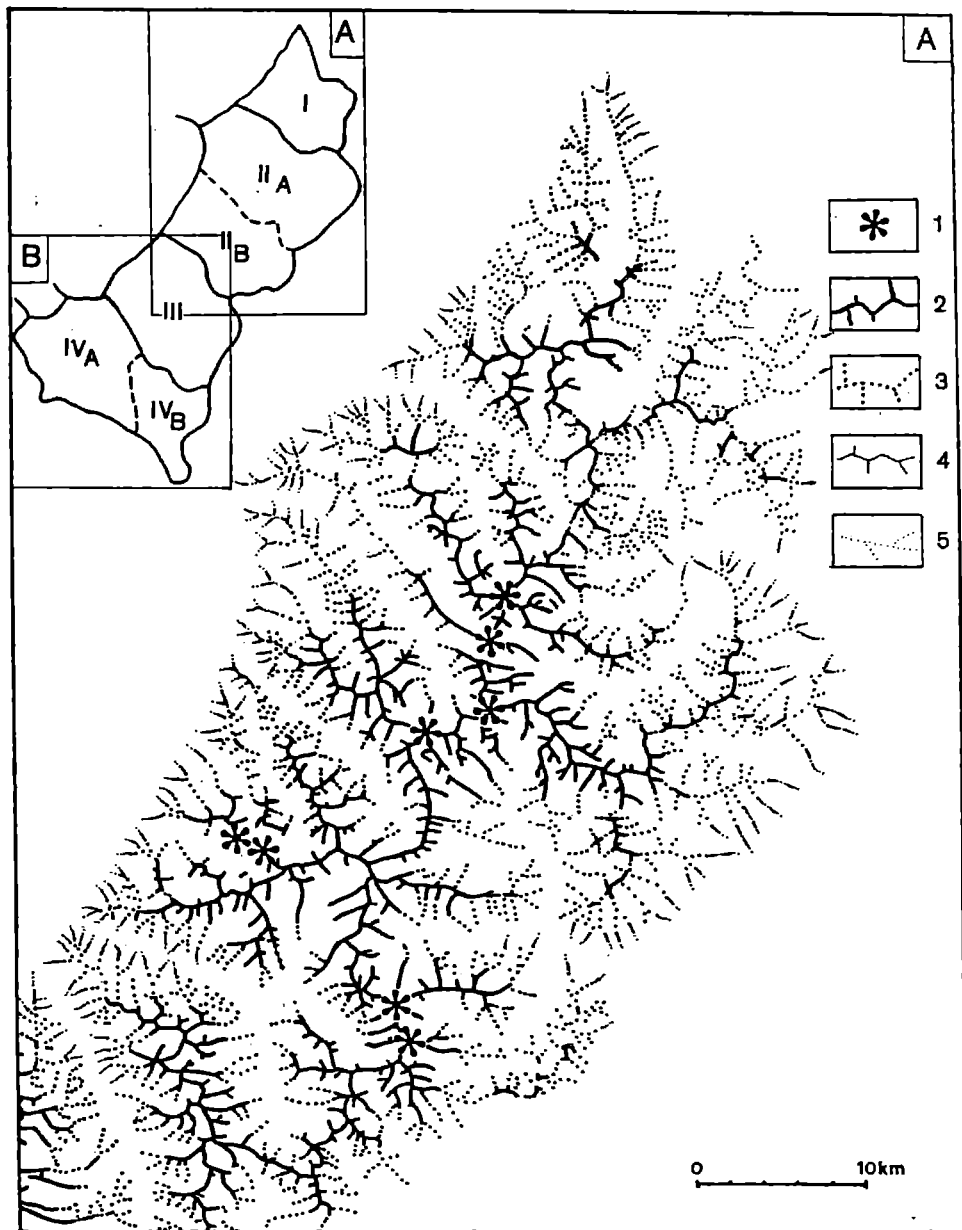
Ryc. 15. Krzywe hipsograficzne względne podgrup górskich Hindukuszu Munjan /zob. ryc. 11/



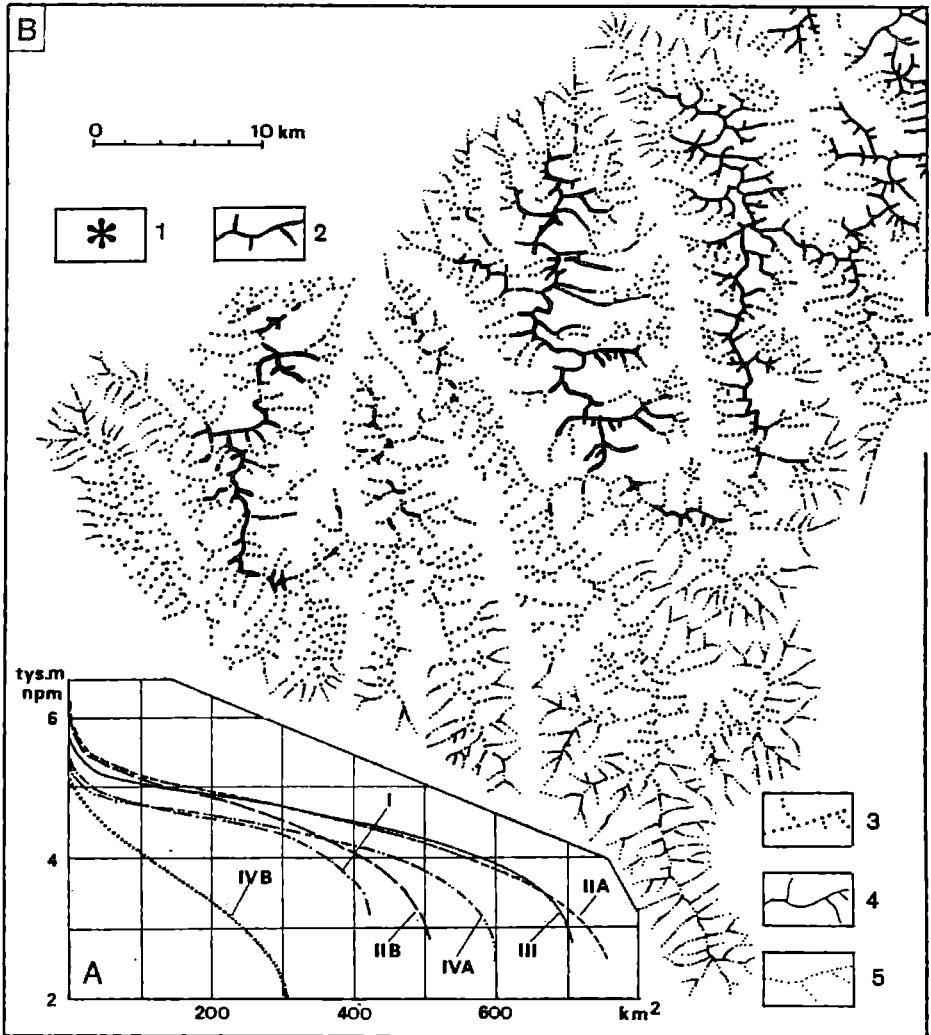
Ryc. 16. Położenie poziomu cokołu na skłonie północnym /N/ i południowym /S/ w obrębie elementarnych obszarów /oznaczenia jak na ryc. 11/

## B. Orografia

Orograficzny układ Hindukuszu Munjan jest odmienny w jego południowej i północnej części /ryc. 17, 18/. Przebieg głównego grzbietu wododzielnicznego w znacznym stopniu wpływa na przebieg i układ bocznych systemów grzbietowych. W północnej części grupy górskiej posiada przebieg NE - SW i stosunkowo słabe rozczłonkowanie poziome. Tworzy też wyraźną oś symetrii, a boczne systemy grzbietowe po obu jego stronach "równowa-



Ryc. 17. Systemy grzbietowe Hindukuszu Munjan /część północna/:  
 1 - masywy o wysokości bezwzględnej ponad 6000 m. Grzbiety o wysokości bezwzględnej: 2 - 5000 - 6000 m, 3 - 4000 - 5000 m, 4 - 3000 - 4000 m, 5 - poniżej 3000 m



Ryc. 18. Systemy grzbietowe Hindukuszu Munjan /część południowa/.  
 objaśnienia - zob. ryc. 17. A - krzywe hipsograficzne podgrup  
 górskich.

zą się. W części II<sub>B</sub> Hindukuezu Munjan grzbiet główny bardzo wyraźnie zmienia swój przebieg. Wielkim, nieregularnym łukiem, jak gdyby omijając jakąś "przeszkodę", jest on "odsunięty" ku południowi, po czym na południowo-wschodnich peryferiach grupy górskiej ponownie skręca ku NW, aby już w obrębie grupy górskiej Khwaja Mohammad ponownie przybrać kierunek hindukuski NW - SE. W obrębie wielkiego wygięcia grzbietu głównego ku południowi tworzy on kilka gwałtownych skrętów, na przemian: ku N i ku S, co decyduje o asymetrycznym układzie systemów orograficznych bocznych.

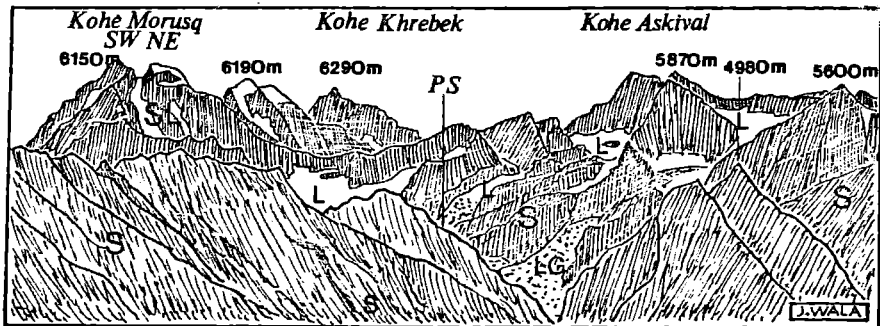
Wysokościowy rozkład systemów grzbietowych jest bardzo regularny i koncentryczny. Grzbiety o wysokościach bezwzględnych powyżej 5000 m npm., a więc wyrastające z poziomu cokołu, tworzą wewnętrzny szkielet gór. Wysokość grzbietów regularnie i równomiernie obniża się ku peryferiom do 3000 m npm. Jedynie południowa część Hindukuszu Munjan - w dorzeczu Paron i Kantiwa jest wyraźnie niższa, z grzbietami 4000 - 5000 m npm., których wysokość w kierunku południowo-wschodnim równomiernie spada aż do 2000 m npm.

Układ orograficzny Hindukuszu Munjan jest policentryczny - składa się z wielu węzłów górskich, przy czym większość z nich, zwłaszcza w południowej części jest związana z głównym grzbietem wododzielnym, 6 węzłów górskich głównego działu wodnego przekracza wysokość 6000 m.

Kierunek przebiegu grzbietów jest związany z ewolucją rzeźby. Za kierunek pierwotny uznać należy kierunek NE - SW, z odchyleniem do NNE - SSW, nawiązujący do głównych i funkcjonujących od paleozoiku linii tektonicznych, zachowany w przebiegu grzbietu głównego, oraz prostopadły do niego NW - SE, z odchyleniem do NNW - SEE w obrębie grzbietów bocznych. Jedynie w północnej części Hindukuszu Munjan - w dorzeczu Katigal i Sanglec, kierunki te zachowały się w obrębie grzbietów o wysokości powyżej 5000 m npm. W południowej części, w obrębie wysokich grzbietów, niemal nie zachowały się kierunki pierwotne, natomiast wykształcił się system równoległych grzbietów o przebiegu NNW - SSE, czy nawet N - S. Podobne kierunki grzbietów można prześledzić również w obrębie północno-zachodniego skłonu gór, rozczłonkowanego dopływami rzeki Munjan.

Formy międzydolinne są wykształcone w formie grani o ostrych grzbietach /ryc. 19/. Ich profile podłużne są szczyrbate i zębate, a deniwelacje między przełęczami i wierzchołkami są rzędu kilkudziesięciu, a nawet kilkuset metrów. W obrębie grani nie zachowały się elementy rzeźby starszej w formie spłaszczeń.

Analiza systemu orograficznego na tle budowy geologicznej wskazuje na niewielki związek z litologią, czy też z przebiegiem wielkich in-



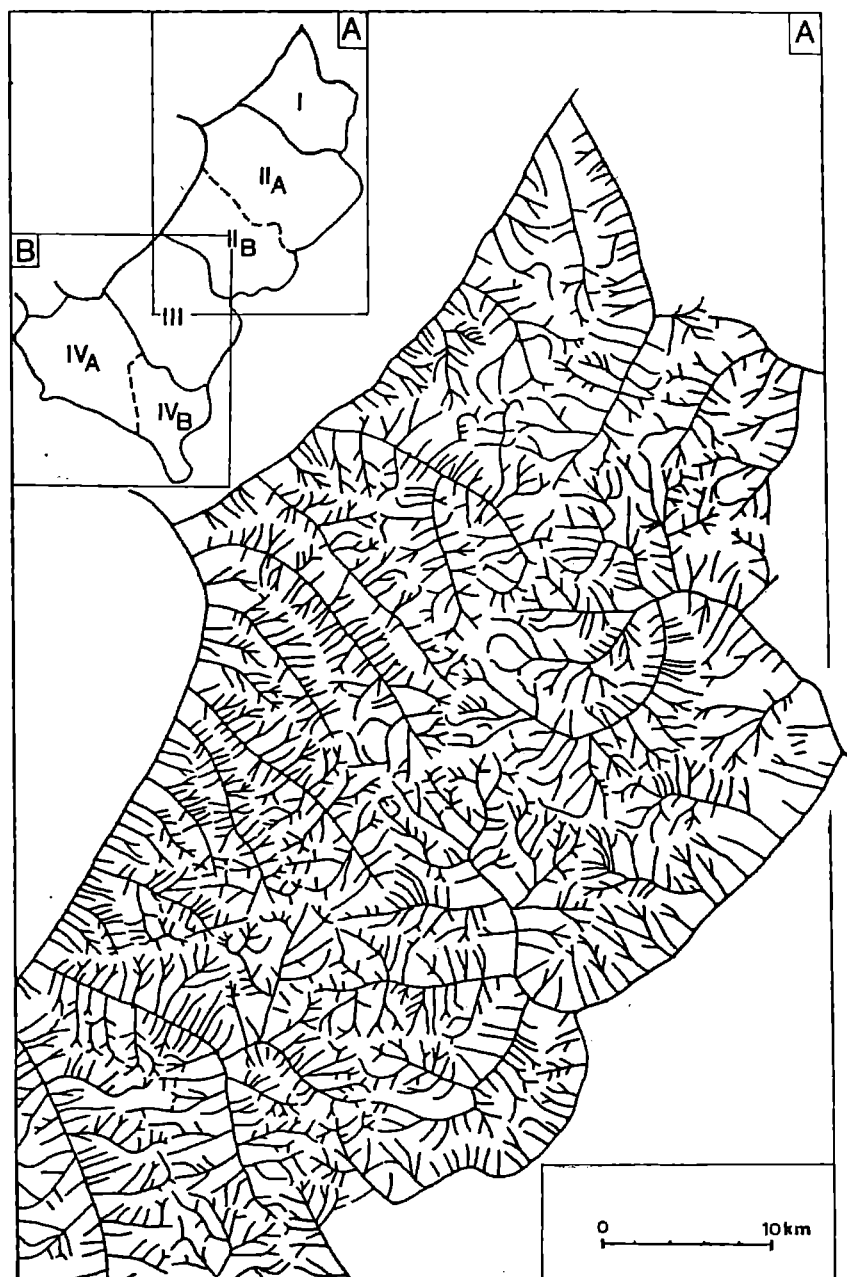
Ryc. 19. Hindukusz Munjan Środkowy - widok na południowy skłón masywów Kohē Morusq i Kohē Askival: S - stoki skalne, SL - stoki skalne z pokrywą śnieżno-lodową /gelińiwalne/, L - lodowce, nawiązujące do górnych odcinków dolinnych zrównań /poziomu cokołu/, LG - lodowce gruzowe, PS - dolina Pesalsalta

truzji granitoidowych, stanowiących tak bardzo uderzającą cechę struktury geologicznej. Różnicowanie przestrzenne systemów grzbietowych, ich rozmieszczenie, zdeformowany przebieg działu wodnego, a także zdeformowanie poziomu cokołu wskazują na inne, neotektoniczne przyczyny. Układ grzbietowy jest integralnie związany z układem i rozwojem sieci dolinnej; dlatego też wnioskowanie o ich genezie i ewolucji wymaga przeanalizowania najpierw tej ostatniej.

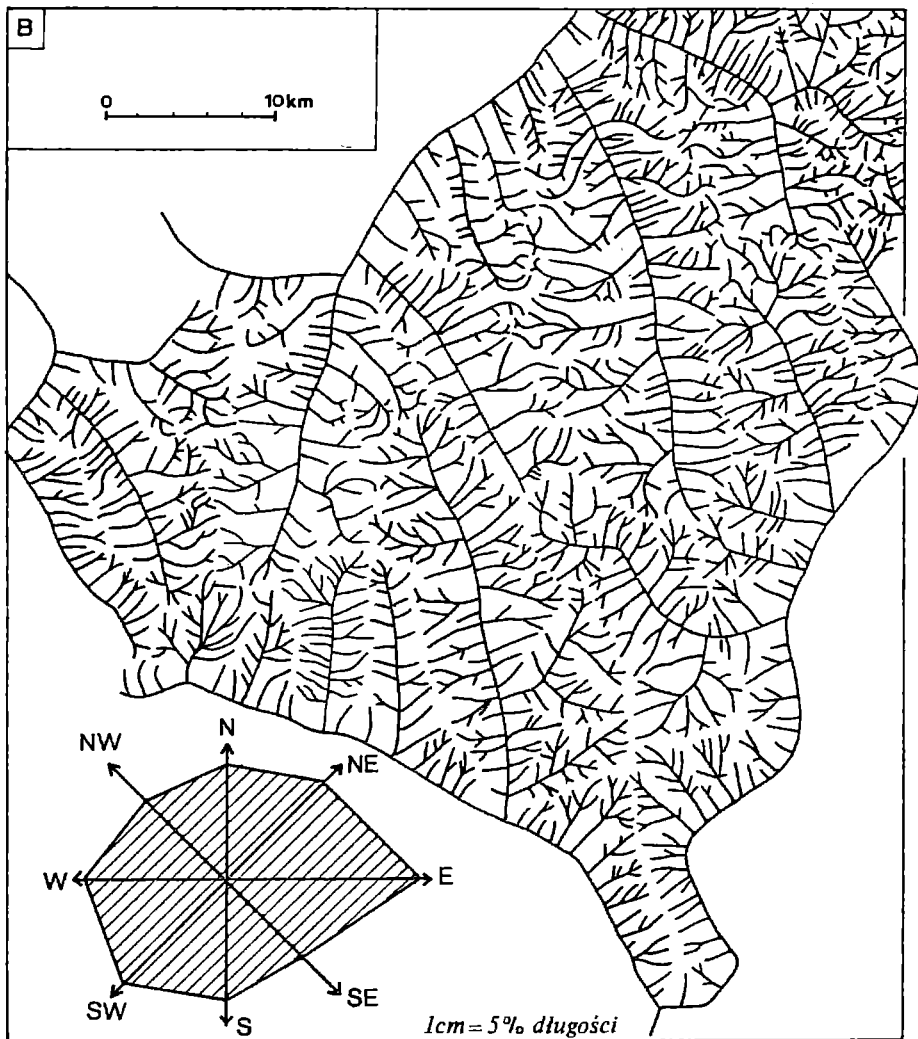
### C. S i e ć d o l i n n a

Sieć doliną Hindukuszu Munjan tworzy duża liczba systemów dolinnych, na ogół prostych, typu pierzastego, lub złożonych z kilku systemów pierzastych /ryc. 20, 21/. Dendryczne układy są stosunkowo słabo rozwinięte. Pierzasty typ układów dolinnych jest szczególnie wyraźny w południowej części grupy górskiej - w dorzeczu Dr. Pārōn i Dr. Kāñiwā, a także w całym dorzeczu T. Munjan aż po dolinę Dr. Ulf na północy. Doliny stanowiące osie pierzastych systemów mają przebieg NW - SE lub zbliżony do południkowego. Tylko w dorzeczu Dr. Katigal oraz Sanglec układy dolinne są bardziej rozwinięte w dendryczne, zaś doliny - osie układów są zorientowane wzdłuż wszystkich głównych kierunków, co świadczy o większej złożoności rozwoju sieci dolinnej i o większej dojrzałości, na co już poprzednio wskazywały krzywe hipsograficzne względne /ryc. 14/.

Wielkie doliny, oddzielające Hindukusz Munjan od innych grup górskich posiadają przebieg zgodny z kierunkiem hindukuskim NE - SW oraz



Ryc. 20. Systemy dolinne Hindukuszu Munjan /część północna/



Ryc. 21. Systemy dolinne Hindukuszu Munjan /część południowa/ oraz diagram kierunków dolin dla całej grupy górskiej



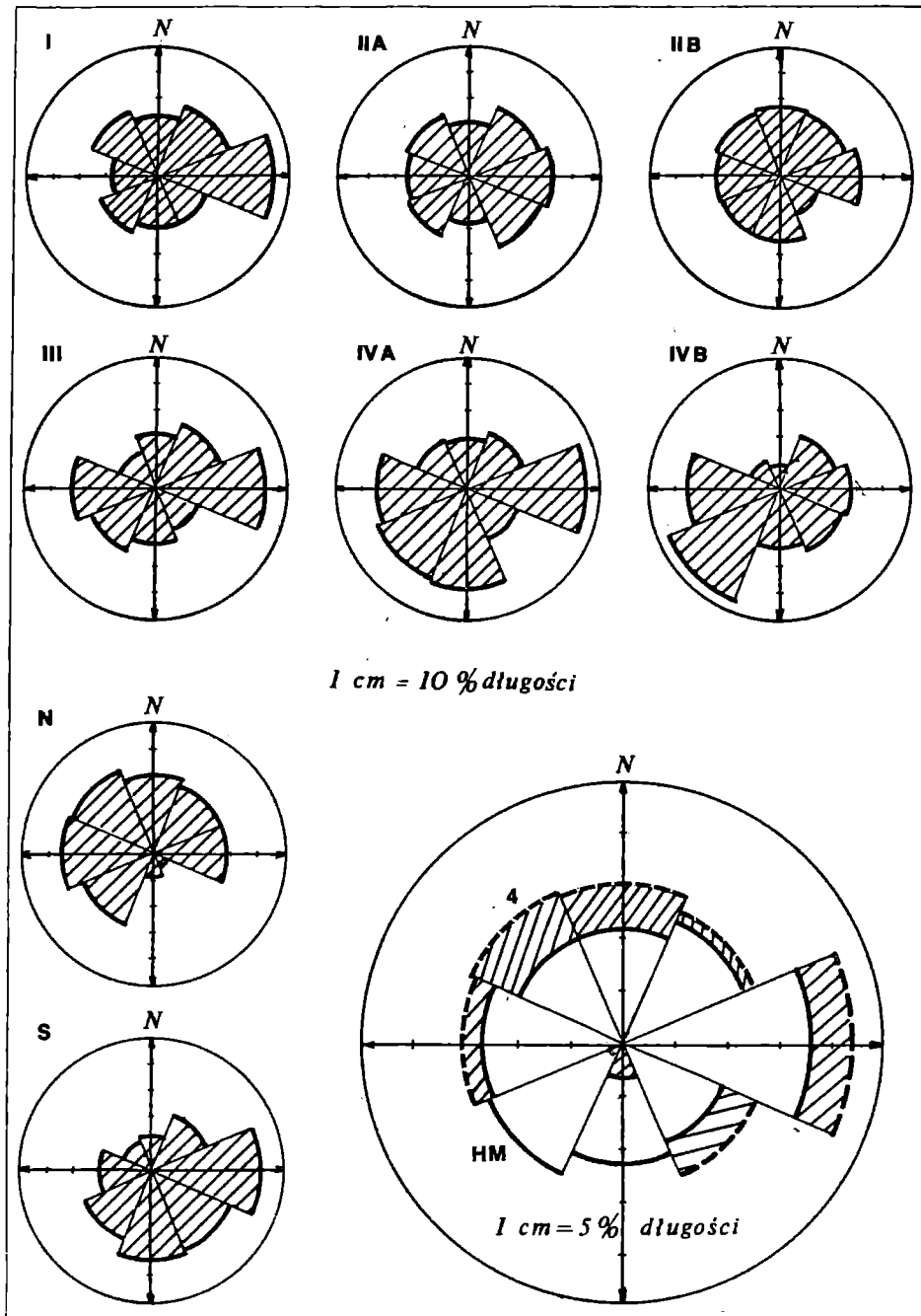
prostopadły do niego. Kierunek hindukuski wskazuje na pierwotną zgodność z przebiegiem głównych struktur geotektonicznych. Współcześnie jest to zgodność częściowa. Dolina T. Munjan na przykład biegnie na południowy wschód od dyslokacji o kierunku hindukuskim i rozcina podłużnie intruzję granitoidową. Jest przesunięta z linii kontaktu tektonicznego granitoidów z prekambryjskimi skałami metamorficznymi. Doliny główne, rozcinające Hindukusz Munjan, jedynie lokalnie nawiązują do odporności podłoża czy też przebiegu dyslokacji. W większości wykazują niezależność od budowy geologicznej. Tną poprzecznie i skośnie intruzje granitoidowe oraz trzony metamorficzne. Taki ich przebieg można wytłumaczyć jedynie zjawiskiem epigenezy w warunkach trwających i zróżnicowanych ruchów podnoszących, podobnie jak to przyjmuje Biełousow /1976/ dla Pamiru i północnych peryferii Hindukuszu Środkowego, który w znacznej mierze jest przedłużeniem Pamiru. Niezależność dolin, w szczególności względem przebiegu intruzji granitoidowych, których wiek określony jest przez geologów radzieckich jako oligoceński /Czmyriew 1977/, może jedynie sugerować, że doliny te mają założenia paleogeńskie i rozwijały się w obrębie skał metamorficznych. Powstanie struktur w oligocenie skomplikowało i zróżnicowało zapewne ruchy podnoszące, lecz przebiegu głównych dolin nie zmieniło. Odsłonięcie granitoidów mogło mieć miejsce w miocenie lub dopiero w pliocenie, lecz niezależnie od ich przebiegu sieć głównych dolin była już ukształtowana. Sieć dolin drugorzędowych wykazuje większe dopasowanie do litologii, co wskazuje na ich późniejsze założenia i rozwój /ryc. 9/.

O ilościowej strukturze dolin ze względu na ich przebieg decydują doliny drugorzędne, których w systemach jest najwięcej /tab. 9, ryc. 22/. Dominująca orientacja E - W świadczy o niezależności sieci od przebiegu wielkich struktur geotektonicznych. Posiada też ogromne znaczenie dla morfodynamiki w warunkach okresowo wilgotnego klimatu podzwrotnikowego, 31% dolin posiada bowiem zbocza o najbardziej kontrastowej klimatycznie i najbardziej efektywnie morfodynamicznie ekspozycji północnej i południowej /tab. 10, ryc. 21, 22/.

T a b e l a 9

## Orientacja dolin Hindukuszu Munjan

Kierunek	Długość dolin, km	%
N - S	846,9	21,7
NE - SW	1033,3	26,4
E - W	1216,7	31,1
SE - NW	811,7	20,8
Razem	3908,6	100,0



Ryc. 22. Orientacja dolin Hindukuszu Munjan /HM/, skłonu północnego /N/ i południowego /S/, doliny Suyengal /4/ oraz podgrup górskich /I - IV/

Zarówno stoki ciepłe, jak i zimne stanowią po 40%, zaś neutralne - ok 20% stoków Hindukuszu Munjan.

Doliny Hindukuszu Munjan tworzą dość regularną sieć. Gęstość dolin we wszystkich podgrupach górskich jest podobna: 1,0 - 1,2 km/km<sup>2</sup>, co świadczy o tym, że rola czynników i procesów rozczłonkowujących obszar gór jest analogiczna we wszystkich mezoklimatycznie zróżnicowanych częściach grupy górskiej. Przebieg dolin wykazuje mniej więcej równowagę między przeciwstawnymi sobie kierunkami, przy wyraźnej dominacji kierunku E /17,9%/. Zgodnie z ogólnymi cechami poziomego ukształtowania terenu, w ok. 80% długości doliny zorientowane są ku NW oraz SE, a więc otwarte na oddziaływanie odmiennych mas powietrza, w tym mas powietrza monsunowego z południa.

T a b e l a 10

## Ekspozycja stoków Hindukuszu Munjan

Stoki o ekspozycji		Udział, %	
zimnej	N	15,5	39,1
	NE, NW	23,6	
cieplej	S	15,6	39,1
	SE, SW	23,6	
neutralnej	E, W	21,7	21,7

3. Stosunki klimatyczne

Hindukusz Munjan jest grupą górską centralnie położoną w obrębie Hindukuszu, przez którą przebiega główny dział wodny. Przyjmując izotermę roczną 10°C - zgodnie z koncepcją Titowa /1976/ - za dolną granicę występowania klimatu wysokogórskiego, należy stwierdzić, że niemal cała grupa górską charakteryzuje się tym typem klimatu. Średnia roczna temperatura powietrza obniża się od ok. 10°C u podstawy gór do ok. - 20°C na poziomie 6-tysięcznych szczytów, zaś różnice w wartości średnich rocznych temperatur pomiędzy stokami północnymi i południowymi wynoszą ok. 2°C /ryc. 6/. W stosunku do peryferycznych części Hindukuszu - południowych i północnych, odchylenia ich, wyni-

kające z różnicy szerokości geograficznej, wynoszą  $\pm 0,8^{\circ}\text{C}$ . Parametry klimatyczne stacji Salang N i Salang S, położonych w Hindukuszu Zachodnim, w pewnej mierze dają jedynie wyobrażenie o stosunkach klimatycznych dolnych pięter Hindukuszu Munjan /tab. 2, 3/. Na podstawie analizy szaty roślinnej oraz rozmieszczenia jezior wysokogórskich można przypuszczać, że w obrębie Hindukuszu Środkowego - jego południowych skłónów, zwłaszcza powyżej 3000 m n.p.m. klimat jest nieco bardziej wilgotny, niż na to wskazują o wiele niżej położone stacje meteorologiczne, zaś rola monsunu letniego jest o wiele większa, aniżeli sądzą Titow /1976/ czy też Sivall /1977/.

#### 4. Stosunki wodne

Hindukusz Munjan leży w obrębie dwóch wielkich dorzeczy: Amu Darii oraz Indusu. Główny grzbiet jest więc azjatyckim działem wodnym. Północno-zachodni jego skłón jest odwadniany przez rzekę T. Munjan z dopływami oraz rzekę Sanglêč, uchodzącą do rzeki Warduj. Tworzą one razem system rzeki Kokčy, dopływu Amu Darii. Skłón południowo-wschodni jest odwadniany przez rzeki należące do potężnego systemu rzeki Kunar, w istotny sposób zasilającego w wodę okresowo wysychającą rzekę Kabul, dopływ Indusu.

Około 14% obszaru /powyżej 5000 m n.p.m./ leży w obrębie piętra retencji śnieżno-lodowcowej, a jedynie 3,5% /poniżej 3000 m n.p.m./ - w suchym piętrze epizodycznego spływu powierzchniowego. Większa zatem część Hindukuszu Munjan /ok. 82%/ mieści się w obrębie pięter hydrograficznych retencji i spływu, zasilających w wodę piętra dolne i podnóże gór. Szczególną rolę w retencji odgrywają jeziora wysokogórskie, zaś w odpływie - allochtoniczne rzeki proglacjalne i proniwalne - istotny czynnik morfogenetyczny przemieszczania materii skalnej z wnętrza gór na ich peryferie.

Wszystkie rzeki odwadniające Hindukusz Munjan są w zasadzie rzekami proglacjalnymi, których woda pochodzi z topnienia lodowców lub martwego lodu oraz reliktowego lodu w obrębie lodowców gruzowych. Są to rzeki stałe i zasobne w wodę. Dopiero na peryferiach gór oraz w obrębie kotlin podgórskich niektóre z nich gubią wodę w osadach lub wysychają wskutek intensywnego parowania. Znaczna część wody odprowadzana jest z rzek systemem kanałów nawadniających dna dolin i kotlin, a także zbocza górskie. Rzeki proglacjalne Hindukuszu Munjan charakteryzują się maksymalnym odpływem w ciągu czerwca, lipca i sierpnia, co jest związane z maksymalnymi temperaturami i okresem intensywnego ablacji lodowców. Przepływy są wysokie, przy czym zaznacza się dobowy rytm odpływu, związany ze wzrostem i osłabieniem ablacji, odpowiednio

- w ciągu dnia i nocy. Obserwowane w czerwcu i lipcu prędkości wody na rzece Kunar oraz Landay Sin wynosiły ok. 4 - 6 m/s. Minimalne przepływy występują w półroczu zimowym, a więc w półroczu o maksymalnych opadach, lecz w górach głównie w postaci śniegu.

Oprócz cieków stałych, w sezonie topnienia śniegów /głównie w czerwcu/ występują też ciekł okresowe, proniwalne. Ich rola w ogólnym odpływie jest istotna, gdyż w czerwcu ablacja lodowców jest jeszcze stosunkowo słaba i śnieg w niższych partiach gór jest głównym źródłem wody. W lipcu i sierpniu, kiedy rola topniejących śniegów maleje, przejmuje ją ablacja lodowcowa, utrzymująca wyrównany, wysoki poziom przepływów rzek. Udział wód pochodzących z topnienia lodu i śniegu wynosi 50 - 70% /Dreyer et al. 1982/.

Rola deszczów wydaje się być ważna, pomimo że prawdopodobieństwo ich wystąpienia jest niewielkie. Koryta cieków epizodycznych występują od podnóża gór aż do wysokości ok. 4200 m npm. Możliwość pojawienia się tych cieków jest większa w okresie miesięcy jesiennych /X - XI/ aniżeli letnich i wiąże się z opadami ulewnymi.

Morfogenetyczna rola rzek i potoków jest bardzo ważna w dolnym piętrze gór - poniżej 4200 m npm. Inną jest funkcja potoków i rzek proglacjalnych, stale płynących oraz zasilanych niwalnie i pluwalnie cieków okresowych i epizodycznych. Pierwsze odgrywają zasadniczą rolę w wynoszeniu materiału, głównie w postaci zawieszin, drugie są istotnym czynnikiem tworzącym i przekształcającym formę terenu.

W krajobrazie wysokogórskim Hindukuszu Munjan, zwłaszcza jego południowej, słabo zlodowaczonej części, ważnym składnikiem są jeziora. Z morfogenetycznego oraz klimatycznego punktu widzenia szczególnie istotne są jeziora dolinne zaporowe oraz usytuowane w górnych odcinkach dolin i w karach jeziora, głównie pochodzenia morenowego.

Jeziora dolinne, o powierzchni do 1,1 km<sup>2</sup>, w większości są pochodzenia zaporowego. Zamknięte są jeziorami lodowców gruzowych lub stożkami spływów gruzowych, a także wałami moren czołowo-bocznych lodowców wychodzących z dolin bocznych do niezlodowaczonych dolin głównych. W dwóch ostatnich przypadkach jeziora są niewielkie, natomiast rozległe równiny limnigeniczne lub deltowe w dnie doliny /np. m.in. w dol. Dr. Katigal/ wskazują na ich rozmiary w przeszłości. Jeziora te występują w różnych częściach grupy górskiej /np.: Dr. Rōstāra, Dr. Margigha, Dr. Taghw Malaw, Dr. Tōtuksāya, Dr. Katigal/. Są rozprzeszczerzone w innych obszarach górskich. Hewitt /1982/ opisuje jeziora zaporowe z terytorium Karakorum. Jeziora dolinne zaporowe świadczą o morfogenetycznych zdarzeniach o przebiegu katastrofalnym, prowadzących do zablokowania odpływu z dolin. Różna wielkość i stadia rozwojo-

we jezior zaporowych - aż do stadium równiny pojeziernej włącznie - świadczą o wystąpieniu tych zdarzeń od czasu zlodowacenia młodoplejstocenijskiego /relikty glacialnych jezior zaporowych i równiny limnigeniczne/ aż do czasów współczesnych /dowody historyczne, zob. Hewitt 1982/. Potwierdzają to m.in. wyniki badań Patzelt /1978/ w północno-wschodnim Hindukuszu. W osadach doliny Wakhan, zablokowanej stożkami dolin bocznych, stwierdza naprzemianległość osadów grubofrakcyjnych i jeziornych /powstanie jeziora wskutek zablokowania doliny/ z datami uzyskanymi metodą  $C^{14}$ : 3810  $\pm$  70 B.P., 1350  $\pm$  60 B.P. Dolinne jeziora zaporowe albo ślady po nich występują we wszystkich częściach Hindukuszu, co można wywnioskować z analizy map, fotografii, szkiców i opisów. Dla Karakorum Hewitt /1982/ zebrał dane za okres od 1826 r., dotyczące ok. 50. przypadków przegrodzenia dolin głównych przez gwałtownie transgredujące lodowce. Rozmywanie i pęknięcie glacialnych zapór były przyczynami ok. 35. katastrofalnych powodzi. Dane te wskazują na ogromną rolę katastrofalnych procesów w postglacialnej i do czasów współczesnych trwającej morfogenezie całego Hindukuszu i sąsiednich obszarów górskich.

Jeziora położone w górnych odcinkach dolin i w karach, o powierzchni do ok. 0,4 km<sup>2</sup>, są głównie pochodzenia morenowego. Występują w wielkich skupieniach, szczególnie w południowej części Hindukuszu Munjan, a także we wszystkich na południe i zachód od niego położonych grupach górskich. Tworzą one "pojezierza wysokogórskie", a także wyraźne "piętro pojezierzy" na wysokości 4200 - 5000 m npm. Generalnie biorąc, odpowiada ono wysokościowemu zasięgowi strefy ablacji lodowców, wyznaczonej średnią wysokością granicy wiecznego śniegu / 5000 m npm./ oraz najniższą granicą występowania lodowców /4210 m npm./. Na południe od Hindukuszu Munjan piętro pojezierzy obniża się do 4200 - 4500 m npm. i nie występuje w grupach górskich o wysokości mniejszej od 4000 m npm., które też nie wykazują śladów zlodowacenia. Utrzymywanie się morenowych jezior wysokogórskich w warunkach klimatu subtropikalnego o wysokiej radiacji, z zasady - o krótkim żywocie, może być wskaźnikiem piętra o maksymalnej wysokości opadów. Występowanie "wysokogórskich pojezierzy" tylko w Hindukuszu Środkowym może wskazywać ponadto na zasięg, najczęściej tu docierających, w określonym piętrze wysokościowym wilgotnych mas powietrza monsunowego, a więc na ogólny wzrost wilgotności, umożliwiającej utrzymywanie się jezior nawet w najbardziej suchych i gorących miesiącach roku. Faktu tego nie mogą stwierdzić dane pomiarowe, gdyż najwyższa stacja Salang N jest położona znacznie niżej /3366 m npm./. Niższe położenie granicy wiecznego śniegu w południowym Hindukuszu Munjan /4600 - 4900 m npm./ ma niewątpliwie tą samą przyczynę: wzrost wilgotności. Czy wzrost sumy opadanej

sięga aż 2000 mm/rok, jak szacuje na podstawie analizy odpływu rzecz-  
nego Flohn /1969/, trudno powiedzieć. Powszechnie występujące peni-  
tenty śnieżne i lodowe są według Lliboutry'ego /1965/ wskaźnikiem o-  
padu nie większego niż 1500 mm/rok. Jest to wartość i tak większa od  
średniej sumy rocznej opadu ze stacji Salang N /1121 mm/. Podsumowu-  
jąc, można na podstawie powyższych rozważań sądzić, że w Hindukuszu  
Munjan, w piętrze wysokościowym 4600 - 5000 m n.p.m. zaznacza się za-  
pewne maksimum opadowo-wilgotnościowe, przy czym suma roczna opadu  
osiąga wartość prawdopodobnie do ok. 1500 mm. Powyżej i poniżej te-  
go piętra wartość opadu rocznego zapewne maleje.

### 5. Szata roślinna

Roślinność Hindukuszu Munjan ma charakter typowo wysokogórski  
/tab. 11/. Piętra alpejskie i subalpejskie dominują /81%/, a wraz z  
niwalnym zajmują aż 95% powierzchni. Step wysokogórski charakteryzu-  
je się stosunkowo dużym zwarcie pokrywy roślinnej, w przeciwieństwie  
do muraw alpejskich, występujących płatowo wśród pokryw gruzowych.  
Monsunowe lasy cedrowe /*Cedrus Deodara*, *Picea marinda*, *Abies Webbia-  
na*/ zajmują niewielką powierzchnię jedynie na południowym krańcu gru-  
py górskiej - w dorzeczu Dr. Pārōn i Dr. Kāñtiwā. Lasy monsunowe mogą  
być wskaźnikiem większej sumy rocznej opadów w Hindukuszu Środkowym  
w porównaniu z Zachodnim, lecz brak stacji meteorologicznych zlokaliz-  
zowanych w piętrze lasu uniemożliwia potwierdzenie tego przypuszcze-  
nia. Lasy liściaste z dębem /*Quercus Griffithii*, *Balout*/ charaktery-  
zują się małym zwarcie i w ograniczonym stopniu chronią podłoże np.  
przed niszczącą działalnością wód opadowych. Zarośla jałowcowe /*Juni-  
perus polycarpus*/ posiadają charakter lasostepu i występują głównie  
na północnym skłonie Hindukuszu.

T a b e l a 11

Piętra roślinne Hindukuszu Munjan /na podstawie: Frey 1967, Freitag  
1971, Breckle i Frey 1974, Frey, Probst, Shaw 1976, Rathjens 1978,  
Wojtusiak 1979/

Wysokość m n.p.m.	Piętro - formacja		Powierzchnia, %
5000 - 6290	niwalne		14,0
4000 - 5000	alpejskie - murawy		60,0
3200 - 4000	subalpejskie - step wysokogórski		21,0
2000 - 3200	leśne	jałowce krzewiaste i drzewiaste	5,0
		las iglasty cedrowy	
		las liściasty dębowy	





## IV. Rzeźba i procesy geomorfologiczne Hindukuszu Munjan

Współczesna makro- i mezorzeźba Hindukuszu Munjan jest rezultatem działalności czynników denudacyjnych, glacialnych i fluwialnych. Ponadto pojedyncze formy oraz zespoły mniejszych form są rezultatem działalności czynników kriogenicznych, niwalnych i eolicznych. Różne genetyczne typy rzeźby nakładają się, współwystępują i współfunkcjonują, tworząc specyficzne regionalne typy rzeźby górskiej. Współczesna rzeźba jest wynikiem rozwoju - przekształcenia rzeźby trzeciorzędowej w okresie plejstoceniowym i holoceniowym. Elementy rzeźby o założeniach trzeciorzędowych zachowały się w formie silnie zdeformowanej i przekształconej przez główne czynniki rzeźbotwórcze - denudacyjne i glacialne, w warunkach intensywnych, trwających co najmniej od dolnego plejstocenu, ruchów podnoszących /Biełousow 1976/ i zmieniającego się klimatu /Velichko, Lebedeva 1973, Linder 1979/.

### 1. Geneza głównych elementów rzeźby

Wyjaśnienie genezy i ewolucji głównych elementów rzeźby, jakimi są formy dolinne i międzydolinne, wymaga spojrzenia na zagadnienie na szerszym tle regionalnym.

Po głównej fazie orogenicznej w środkowej i górnej kredzie według Riezwaja /1967/ obszar "wysokiej Azji" został podniesiony na granicy paleogenu i neogenu, a następnie ruchy podnoszące nasiliły się na granicy pliocenu i plejstocenu. Biełousow /1976/ początek nowej fazy neotektonicznej, trwającej do dzisiaj w obrębie Pamiru, przesuwana na środek dolnego plejstocenu. Główne rysy rzeźby Zachodniego Pamiru i Hindukuszu Munjan wykazują pewne podobieństwa, stąd próba skorelowania ich ze sobą. Biełousow /1976/ przyjmuje za innymi badaczami /m.in. Markowem, Seliwanowem, Czedią, Kostenko/ istnienie 3. piątej rzeźby w Pamirze Zachodnim:

1/ górnego - przedneogeńskiego, z fragmentami powierzchni zrównania w wysokości 4700 - 5200 m, z której wyrastają strome, reliktowe granie i szczyty,

2/ środkowego - plioceno-dolnoplejstocenijskiego, 2700 - 3500 m n.p.m. /wysokości względne 600 - 1500 m/, słabo zaznaczonego jako poziom przydolinny oraz załamaniem spadku,

3/ dolnego - plejstocenijsko-holocenijskiego, poniżej 2700 m n.p.m., reprezentowanego przez doliny wciosowe, rozcinające piętro środkowe o głębokości do 1500 m z systemami teras skalnych i osadowych.

Natomiast w Hindukuszu Munjan wyodrębnić można 2 piętra:

1/ górne - reprezentowane przez poziom cokołu o wys. 4000 - 5000 m n.p.m. i sterzące ponad nim najwyższe /5000 - 6290 m n.p.m./ reliktowe elementy rzeźby /ryc. 12/,

2/ dolne - reprezentowane przez stromy odcinek krzywej hipsograficznej, o wysokości 4000 - 2000 m n.p.m.

Dolne piętro Pamiru Zachodniego posiada odpowiednik w dolnym piętrze Hindukuszu Munjan - zarówno pod względem wykształcenia, jak i wieku. Plejstocenijsko-holocenijski rozwój rzeźby jest zapewne wspólny dla Hindukuszu Środkowego, jak też dla Pamiru Zachodniego. Piętro górne Pamiru Zachodniego nie ma natomiast odpowiednika w Hindukuszu Munjan, gdyż przedplejstocenijski rozwój obu obszarów był różny. Najwyższe poziomy dolinne w Hindukuszu Munjan, wysokościowo /4750 - 5200 - 5500 m n.p.m./ co prawda odpowiadające paleogeńskiemu piętru rzeźby w Pamirze Zachodnim, są jednakże wycięte w oligocenijskich granitoidach. Z tego też powodu są raczej wieku neogeńskiego. Podczas fazy ruchów na przełomie pliocenu i plejstocenu /Riezwoj 1967/ czy też w dolnym plejstocenie /Biełousow 1976/ południowo-wschodnią część Hindukuszu Środkowego wraz z Hindukuszem Munjan o neogeńskiej rzeźbie została włączona w jeden obszar owalnej struktury neotektonicznej. W ten sposób obszar północno-zachodni /Khwāja Mohammad/, geologicznie, a więc i geomorfologicznie starszy /paleogen/, a stanowiący przedłużenie Pamiru Zachodniego, oraz położony na południowy wschód od linii rozłamowej Panšjer - Ābe Panj - geomorfologicznie młodszy /neogen/, zostały połączone w jednej strukturze, a ich dalszy rozwój stał się wspólny. Przy takiej interpretacji należałoby przyjąć, że wszelkie zmiany sieci rzecznej, deformacje i przesunięcia dolin i działów wodnych podobnie jak w Pamirze Zachodnim /Biełousow 1976/ były związane już z plejstocenijsko-holocenijską fazą rozwoju rzeźby.

Neogeńskie modelowanie rzeźby, po jej odmłodzeniu na przełomie paleogenu i neogenu, nawiązywało do rysów rzeźby paleogeńskiej. Dlatego też oligocenijskie struktury granitoidowe, odsłonięte wskutek działania

procesów erozyjnych, zostały epigenetycznie rozcięte i dlatego nie obserwujemy dopasowania głównych elementów rzeźby do litologii czy też do rozmieszczenia struktur plutonicznych. Odmłodzenie dolnopolejskoceńskie, utworzenie wielkopromiennej struktury Hindukuszu Środkowego, zapewne poprzecznie zondulowanej, oraz odsłonięcie zróżnicowanego litologicznie podłoża skalnego licznymi intruzjami granitoidowych zdecydowały o dostosowaniu się deformacji w przebiegu dolin i działań wodnych do złożonych warunków i zwiększyły w pewnej mierze lokalne dopasowanie rzeźby do odporności skał.

Południowo-wschodni skłon Hindukuszu Munjan, posiadający heterogeniczną budowę, posiada też bardziej urozmaicone systemy grzbietowe i dolinne niż homogeniczny, granitoidowy skłon północno-zachodni.

Ślady starszych elementów rzeźby możemy odnaleźć w schodkowo wykształconych, podłużnych profilach dolin. W górnych odcinkach, zajętych przez pola firnowe, języki lodowców oraz lodowce gruzowe, można odnaleźć fragmenty starych, nieodmłodzonych den dolinnych, przeobrażonych glacialnie. W dorzeczu Suyengal powyżej 4000 m n.p.m. wyróżnić można 2 - 3 systemów stopni dolinnych, z których najwyższe sięgają 5400 - 5500 m n.p.m. Są one wycięte w skałach granitoidowych, co wskazuje, że cała sieć dolinna Hindukuszu Munjan, aczkolwiek częściowo o założeniach paleogeńskich, jest wieku pooligocześkiego. Świadczą też one o co najmniej 2 - 3 cyklach erozyjnych w pooligocześniej ewolucji rzeźby dolinnej Hindukuszu Munjan.

W obrębie Hindukuszu Munjan można wyodrębnić dwie generacje dolin:

1/ o przebiegu SW - NE oraz SE - NW, duże doliny o założeniach paleogeńskich, formowane zasadniczo w neogenie i dolnym plejstocenie, nawiązujące w pełni lub częściowo do przebiegu linii rozłamowych i uskoku oraz do pochyleń prapowierzchni /konsekwentna sieć SE - NW/.

2/ doliny główne lub drugorzędne o rozmaitych kierunkach, w tym zdeformowanych kierunkach pierwotnych, o założeniach trzeciorzędowych, znacznie przeobrażone w czwartorzędzie.

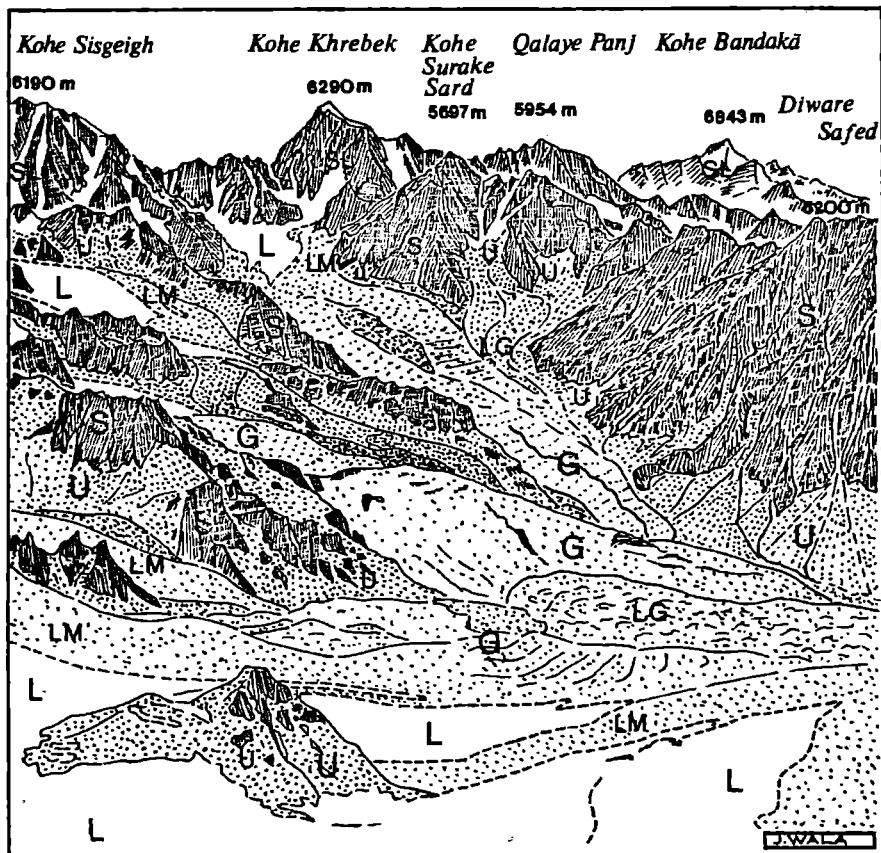
Deformowanie sieci dolinnej trzeciorzędowej, związane z wielkopromiennymi ruchami wypiętrzającymi w czwartorzędzie, było przyczyną przesunięcia działań wodnych, w tym - przesunięcia głównego działu wodnego przez źródłowe dopływy T. Munjan.

## 2. Wietrzenie

W zetknięciu z krajobrazem Hindukuszu Munjan uderzają przede wszystkim 2 jego cechy:

1/ koloryt, dominujący w odcieniach żółto-czerwono-rdzawych oraz stalowo-szaro-czarnych,

2/ ogromna ilość pokryw i form gruzowych, rozmaitego pochodzenia, tworzących niemal "piętra gruzowe", z których wyrastają strome stoki skalne, pozbawione zwietrzliny, lub stoki pokryte wiecznymi śniegami i lodami /ryc. 23/.



Ryc. 23. Dolina Suyengal - widok ze szczytu Kohe Dosare Suyengal /5380 m npm./ w kierunku północno-zachodnim na stoki o ekspozycji południowej: SL - stoki geliniwalne, S - stoki skalne, U - stoki ucy-piskowe, LM - wały lodowo-morenowe, G - wały i równiny gruzowe i gruzowo-lodowe pochodzenia deglacyjnego i grawitacyjnego, LG - lodowce gruzowe "strukturalne"

Cechy te są wskaźnikiem roli, jaką odgrywa wietrzenie chemiczne i fizyczne w morfogenezie wysokich gór. Na rolę wietrzenia zwracają uwagę liczni badacze Hindukuszu /Grötzbach 1964, Hasse 1961, Rathjens 1964, Kalmus 1978/. Wydaje się też, że bardzo istotne znaczenie

zarówno wietrzenia fizycznego, jak i chemicznego, w środowisku wysokogórkim /Caine 1974/ prześledzić można w obszarze Hindukuszu Munjan.

Grubofrakcyjne pokrywy dominują we wszystkich piętrach wysokościo-  
wych, przy czym udział frakcji drobniejszych wyraźnie wzrasta poni-  
żej 4500 - 4200 m n.p.m., zaś pokrywy glebowo-roślinne w piętrze sub-  
alpejskim stepu wysokogórkim są względnie dobrze rozwinięte i dość  
zwarte. W piętrze alpejskim tworzą one płyty wśród powierzchni gruzo-  
wo-głazowych. Na wysokości 4800 - 5200 m n.p.m., u podnóża stoków o  
wystawie południowej, występują hałdy i wały usypiskowe, złożone na-  
wet z bloków o średnicy od kilku do kilkunastu metrów. W piętrach  
niższych tak wielkie bloki również występują, lecz nie w takich ilościach.

Przejawy wietrzenia chemicznego można obserwować już na wysokości  
5000 m n.p.m., lecz są one powszechne szczególnie w piętrze alpejskim  
i subalpejskim, zarówno w obrębie skał metamorficznych, jak i grani-  
toidowych. Na powierzchni wychodni, jak i gruzu skalnego występują  
żelaziste i manganowe naloty oraz skorupy wietrzeniowe barwy żółtej,  
rdzawej, a także stalowoniebieskiej i czarnej. Skorupy pękają i łuszc-  
zą się. Proces ten szczególnie dobrze mogłem obserwować na zbudowa-  
nych z gnejsów mutonach, rozmieszczonych w odległości od kilku do  
kilkuset metrów od czoła lodowca gruzowego. Naloty wietrzeniowe na  
generacji form "wychodzących" spod czoła lodowca gruzowego oraz sil-  
niejsze zwietrzenia skorupowe mutonów dalej od tego czoła położonych  
są dowodem współczesności wietrzenia chemicznego. Obserwacje Kalmusa  
/1978/ w Hindukuszu Wysokim wskazują na powstawanie w wyższych, bar-  
dziej uwilgoconych partiach gór, minerałów wietrzeniowych zawierają-  
cych wodę związaną /grupa  $\text{OH}^-$ /, natomiast w bardziej suchych, dolnych  
piętrach gór, skały pokrywają się najczęściej rdzawą i czarną patyną  
tlenków żelaza i manganu. Wydaje się, że przestrzenne rozmieszczenie  
różnych odmian wietrzenia chemicznego jest związane z różnym stop-  
niem suchości czy uwilgocenia klimatu. W piętrze alpejskim i subal-  
pejskim mogą obok siebie funkcjonować różne typy wietrzenia - ze  
względu na duże, mozaikowe niemal zróżnicowanie warunków termiczno-  
wilgotnościowych, niemniej jednak w piętrze subalpejskim, gdzie wil-  
gotność pokryw jest wyraźnie większa, rola wietrzenia chemicznego wy-  
daje się być szczególnie duża.

Wietrzenie fizyczne, zwłaszcza powyżej 3000 m n.p.m., zachodzi wsku-  
tek zamarzania wody. W całym przekroju pionowym gór pewną rolę odgry-  
wa, być może, również wietrzenie insolacyjne. W lipcu 1977 r. na wy-  
sokości ok. 4000 m n.p.m. temperatura przy gruncie w nocy z reguły spa-  
dała poniżej  $0^{\circ}\text{C}$ . Do wysokości ok. 5000 m n.p.m., a na stokach o wys-

tawie południowej - zapewne znacznie wyżej, temperatury dnia wzrastały nawet do ok. 15 - 20°C. Powierzchnia skał nagrzewała się o wiele bardziej. Należy sądzić, że dla piętra alpejskiego multigelacja /Troll 1944, Washburn 1973/ jest typowym dobowym reżimem termicznym w lipcu i sierpniu, w mniejszym zaś stopniu - w czerwcu i wrześniu. W piętrze subalpejskim w lipcu tylko w niektóre dni temperatura gruntu może spaść poniżej 0°C. Multigelacyjny reżim termiczny występuje natomiast na początku lata /VI/, zapewne też i pod koniec lata /IX/ oraz pod koniec maja i na początku października. Szczególnie czwiec wydaje się być okresem sprzyjającym dla wietrzenia mrozowego. Topniejące śniegi dostarczają dużej ilości wody, zaś multigelacja w takich warunkach wilgotnościowych może sprzyjać bardzo intensywnej geliwacji. Tak więc w piętrze alpejskim i w dolnej części piętra niwalnego wietrzenie mechaniczne typu makrogeliwacji /Tricart 1970/ jest szczególnie efektywne. Górna granica występowania tego procesu może być wyznaczona górnym zasięgiem występowania gruzu. Pojawia się on na lodowcach na wysokości 5200 m, u podnóża ciepłych stoków /ryc. 22/. Wysokość grzbietów dostarczających zwietrzelinę nie przekracza na ogół 5500 m npm. Z tych też względów wysokość 5500 m npm. należy uznać za ważną granicę, rozdzielającą obszary o różnej aktywności morfogenetycznej. W piętrze subalpejskim wzrasta rola mikroge-liwacji. W najniższych partiach gór wietrzenie mrozowe może zachodzić jedynie w miesiącach zimowych, zaś w pozostałych okresach roku - wietrzenie wskutek insolacji i wysychania oraz wietrzenie solne.

### 3. Formy i procesy denudacyjne

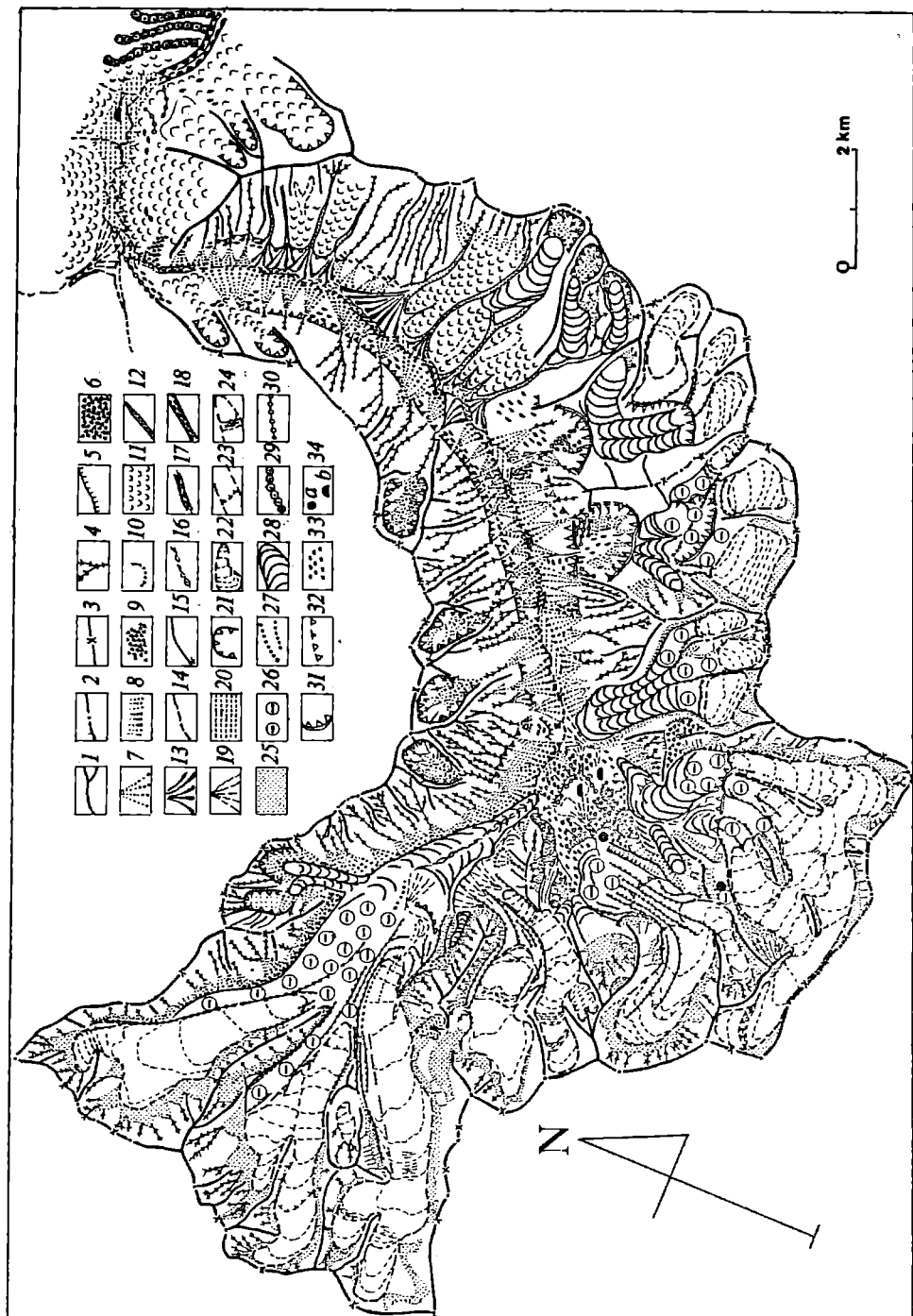
Rezultatem działania procesów denudacyjnych jest formowanie i transformowanie powierzchni stokowych. Dolina Suyengal jest klasycznym przykładem zlodowaconego obszaru wysokogórskiego /ryc. 24/, z najrozmaitszymi typami stoków i sekwencjami odcinków stokowych /ryc. 25, 26/. Asymetryczne wykształcenie sprawia, że jej północne stoki są zwarte i tworzą wyraźną jednostkę geomorfologiczną. Prawa część doliny, rozczłonkowana dolinami glacialnymi, redukuje stoki do obszarów przywodzielnych w rejonie pól firnowych. Stąd też stoki w północnej części doliny osiągają wysokość 1000 - 1500 m, zaś w części zlodowaconej 200 - 600 m, a wyjątkowo w rejonie szczytów przekraczających 6000 m npm. - wysokość 800 - 900 m. Rzeczywista długość stoków osiága 2500 - 3000 m, przy czym w górnych odcinkach dolin maksymalnie do 1100 - 1300 m.

Spośród rozmaitych genetycznych typów stoków /ryc. 24/ wyodrębniłem oddzielnie stoki okryte wiecznym śniegiem i lodem /ice apron/ lub znajdujące się w zasięgu wiecznego mrozu. Nazwałem je stokami geliniwalnymi. Wśród stoków jedynie sezonowo okrytych śniegiem wyróżniłem następujące ich kategorie:

- 1/ ściany i stoki skalne,
- 2/ stoki usypiskowe,
- 3/ stoki blokowe,
- 4/ stoki soliflukcyjne,
- 5/ stoki napływowe,
- 6/ stoki skalno-pokrywowe.

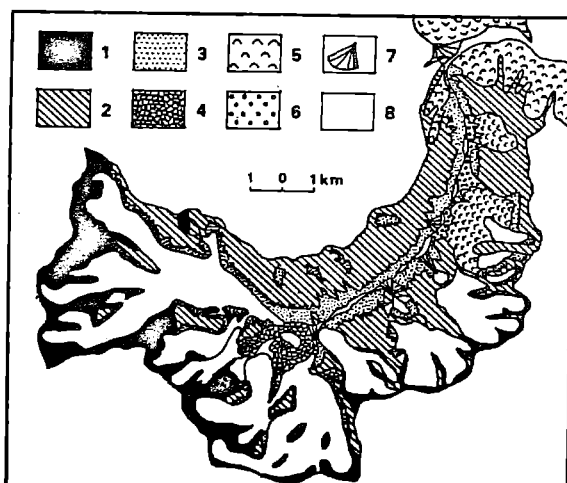
Caine /1974/ do modelu wysokogórskiego wprowadził lodowce gruzowe /rock glaciers/, tymczasem przy analizie stoków Dol. Suyengal nie wziąłem ich pod uwagę, gdyż są one najczęściej formami dużymi dolinnymi. Włączanie lodowców gruzowych do form będących rezultatem alpejskich ruchów masowych /White 1981/ byłoby zbyt daleko idącym uproszczeniem. Tak więc do powierzchni stokowych nie włączyłem den dolin i obniżzeń zajętych przez lodowce i lodowce gruzowe, pomimo że niektóre z tych "jednostek geomorfologicznych" są ściśle związane z powierzchniami stokowymi. Z zestawienia dla doliny Suyengal /tab. 12, ryc. 25/ widać wyraźnie dominujący udział ścian i stoków skalnych /ok. 40%/ wśród powierzchni morfologicznych. Stosunkowo duży udział stoków geliniwalnych wiąże się ze znaczną wysokością bezwzględną zlewni Suyengal oraz z silnym jej zlodowaceniem.

W dorzeczu Suyengal stoki są zbudowane w większości z prekambryjskich gnejsów i łupków krystalicznych. Jedynie najwyższe partie w zachodniej i południowo-zachodniej części doliny, a także grzbiet zamykający dolinę od wschodu są zbudowane z młodych, oligoceńskich granitoidów, wśród których dominują dioryty. zarówno przebieg doliny, grzbietów, jak i stoków nie nawiązuje do głównego kierunku struktur geologicznych NE - SW. Jedynie lokalnie dopasowanie jest wyraźne. Dość wyraźna jest natomiast współzależność rzeźby stoków z mikrotektoniką, zwłaszcza zaś z przebiegiem płaszczyzn śpękań.





Ryc. 24. Mapa geomorfologiczna doliny Suyengal: 1 - granie, 2 - ezczyty, 3 - przełęcze, 4 - żleby skalne, 5 - krawędzie strukturalno-denudacyjne, 6 - gotoborza i stoki blokowe /rumowiskowe/, 7 - stożki usypiskowe, 8 - hałdy usypiskowe, 9 - zwały i hałdy obrywów, 10 - wały usypiskowe, 11 - stoki soliflukcyjne, 12 - rynny stokowe spływów gruzowych, 13 - stożki epływów gruzowo-błotnych /murów/, 14 - koryta rzeczne wycięte w pokrywach, 15 - koryta rzeczne wycięte w litym podłożu, 16 - koryta roztokowe, 17 - odcinki dolin z korytami zablokowanymi przez stożki, 18 - gardziele skalne, 19 - stożki napływowe /fluwialne/, 20 - równiny akumulacji rzecznej i rzeczno-jeziornej, 21 - cyrki polodowcowe przeobrażone grawitacyjnie, 22 - lodowce, 23 - progi w obrębie lodowców, 24 - systemy ezce-lin, 25 - pokrywa śnieżno-lodowa na stokach /ice apron/, 26 - strefy glaciablacyjne, 27 - wały lodowo-morenowe, 28 - lodowce gruzowe strukturalne, 29 - wały moren końcowych zlodowacenia młodoplejsto-ceńskiego, 30 - wały morenowe recesyjne, 31 - zawieszania dolin i cyrków glacialnych, 32 - podzięcia glacialne stoków, 33 - wygłądy lodowcowe i mutony, 34 - stanowiska gleb strukturalnych /a/ i tufu-rów /b/



Ryc. 25. Struktura powierzchni geomorfologicznych doliny Suyengal: 1 - stoki geliniwalne, 2 - stoki skalne, 3 - stoki usypiskowe, 4 - stoki rumowiskowe /blokowe/, 5 - stoki soliflukcyjne, 6 - stoki spływowe, 7 - stoki napływowe, 8 - inne powierzchnie: lodowce, lodowce gruzowe, równiny akumulacji rzecznej i rzeczno-jeziornej oraz glacialnej.

T a b e l a 1 2

## Struktura powierzchni morfologicznych w dorzeczu Suyengal

Powierzchnia morfologiczna	Powierzchnia km <sup>2</sup>	Procent po- wierzchni zlewni	Procent po- wierzchni stoków
Stoki	69,6	60,9	100
I. Stoki geliniwalne	13,3	11,7	19,1
II. Stoki sezonowo pokryte śniegiem	56,3	49,2	80,9
1. ściany i stoki skalne	27,5	24,0	39,5
2. stoki usypiskowe	12,4	10,9	17,9
3. stoki blokowe	2,0	1,8	2,9
4. stoki soliflukcyjne	11,3	9,8	16,2
5. stoki napływowe	3,1	2,7	4,4
Dna dolin i ka- r ó w /zajęte przez lodowce, lodowce gruzowe, równiny aku- mulacji rzecznej i limnicznej/	44,7	39,1	-

## A. S t o k i g e l i n i w a l n e

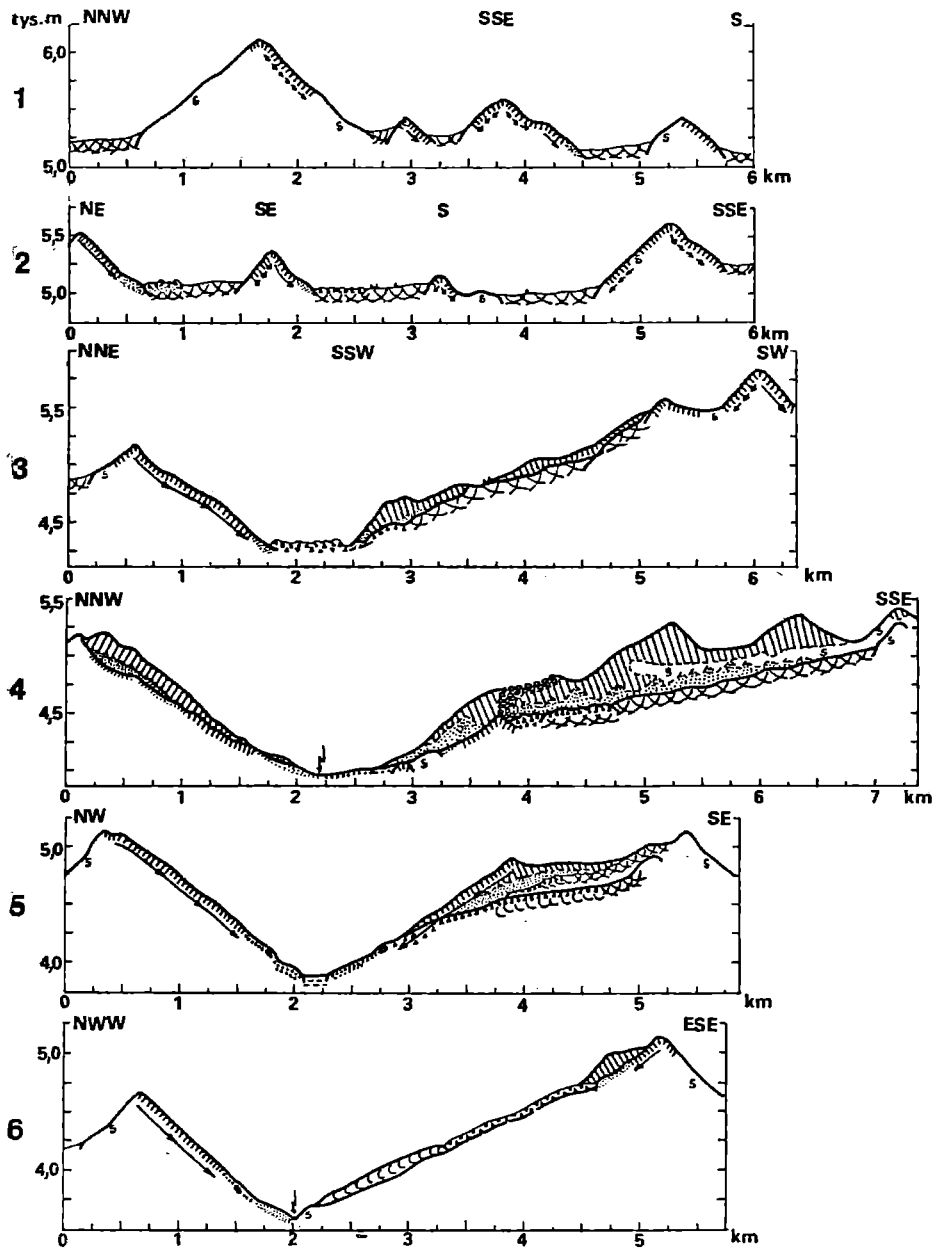
Stoki geliniwalne występują powszechnie powyżej 5500 m n.p.m. Przy południowej ekspozycji, w masywach o wysokości bezwzględnej ponad 6000 m występują od wysokości 5200 - 5250 m n.p.m., zaś w obrębie kotłów zacienionych - od 5000 m n.p.m. /ryc. 24/. Przy ekspozycji północnej, zaś w rejonie silnie zlodowaconym - także przy wschodniej i zachodniej, pojawiają się już od wysokości 4800 m n.p.m. Różnica położenia stoków przy przeciwstawnych ekspozycjach: północnej i południowej, wynosi 150 - 250 m. Tego rzędu wartość uzyskali Breckle i Frey /1976/, porównując wysokość granicy wiecznego śniegu przy różnych ekspozycjach w masywie Kohe Moruq /6150 m n.p.m./. Stoki geliniwalne stanowią 19,1% ogólnej powierzchni stokowej, a więc w ogólnym obrazie struktury stoków zlewni Suyengal, zwłaszcza zaś ich dynamiki są elementem bardzo ważnym.

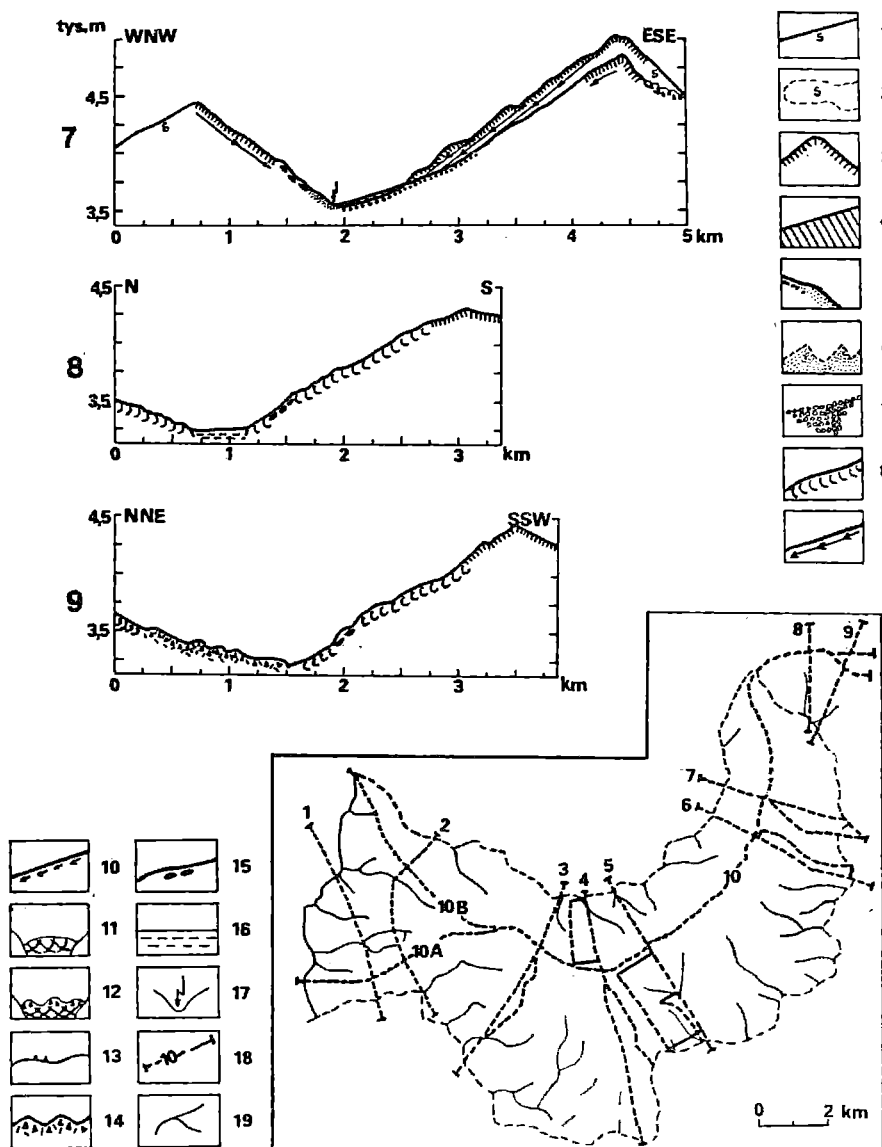
Średnia roczna temperatura w piętrze stoków geliniwalnych wynosi poniżej  $-10^{\circ}\text{C}$ , zaś lipca - poniżej  $-2^{\circ}\text{C}$ . Stoki geliniwalne są pokryte wiecznym śniegiem i lodem, zaś strome stoki i ściany skalne, szczególnie o wystawie południowej, mogą być pozbawione permanentnej pokrywy śnieżno-lodowej /ice apron/. Wieczny śnieg i lód wypełniają wówczas jedynie niektóre żłebki, nisze i zagłębienia. Wieczny mróz, śnieg i lód są czynnikami konserwującymi stoki. Dlatego znajdują się one w równowadze stanu stałego. W lecie, przy południowych ekspozycjach mogą zdarzyć się krótkotrwałe oscylacje temperatury wokół  $0^{\circ}\text{C}$ , jednakże ich efekty w postaci dostawy zwietrzliny są znikome.

## B. Ś c i a n y i s t o k i s k a l n e

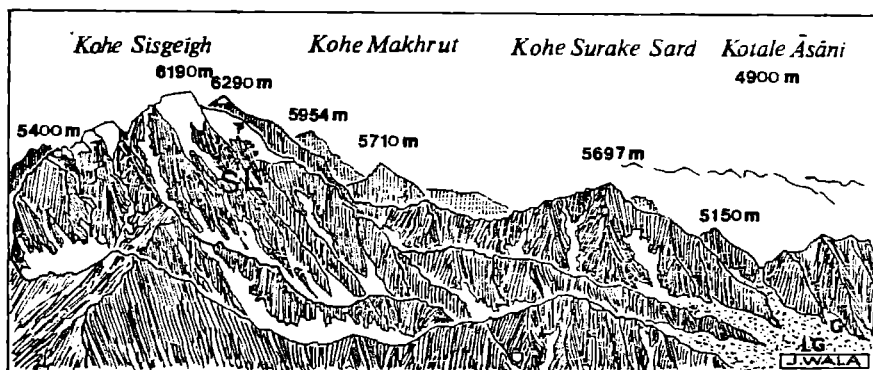
Ściany i stoki skalne /rockwalls and rocky slopes/ są najbardziej rozpowszechnioną formą stoków i zajmują 39,5% ogólnej ich powierzchni. Występują we wszystkich piętrach wysokościowych, a największe rozprzestrzenienie i rozwinięcie stwierdzono w piętrze wysokościowym 4000 - 5000 m /ryc. 26, 27, 28/. Osiągają wysokości względne do 1000 - 1300 m i długość rzeczywistą do 2000 - 2500 m. Nachylenia stoków skalnych wynoszą od  $40^{\circ}$  do  $52^{\circ}$ ; najczęstsze nachylenia mieszczą się w przedziale  $42^{\circ}$  -  $48^{\circ}$ , co daje średnią wartość nachylenia stoków skalnych  $45^{\circ}$ . Odnosi się to do stoków zbudowanych zarówno z gnejsów i łupków metamorficznych, które dominują, jak też z granitoidów. Kształt stoków jest prosty lub lekko wypukły.

Ściany i stoki skalne są gęsto pocięte systemami żlebów i posiadają urozmaiconą mezo- i mikrorzeźbę, świadczącą o ich intensywnym modelowaniu przez wietrzenie i procesy grawitacyjne /ryc. 24/.





Ryc. 26. Profile poprzeczne doliny Suyengal: 1 - stoki gelineiwalne, 2 - płaszcz firnowo-lodowy, 3-4 - stoki skalne, 5-6 - stoki usypiskowe, 7 - stoki blokowe /rumowiskowe/, 8 - stoki soliflukcyjne, 9 - żłeb wypełniony wiecznym śniegiem i lodowcem, 12 - lodowce okryte gruzem, strefy wałów lodowo-morenowych i glaciablacyjne lodowców gruzowych, 13 - wały moreny powierzchniowej, 14 - lodowce gruzowe strukturalne, 15 - wyglądy lodowcowe, 16 - równiny akumulacji rzecznej i rzeczno-jeziornej, 17 - koryta rzeczne, 18 - linie i oznaczenia profilów na mapie, 19 - linie grzbietowe/ na mapie/

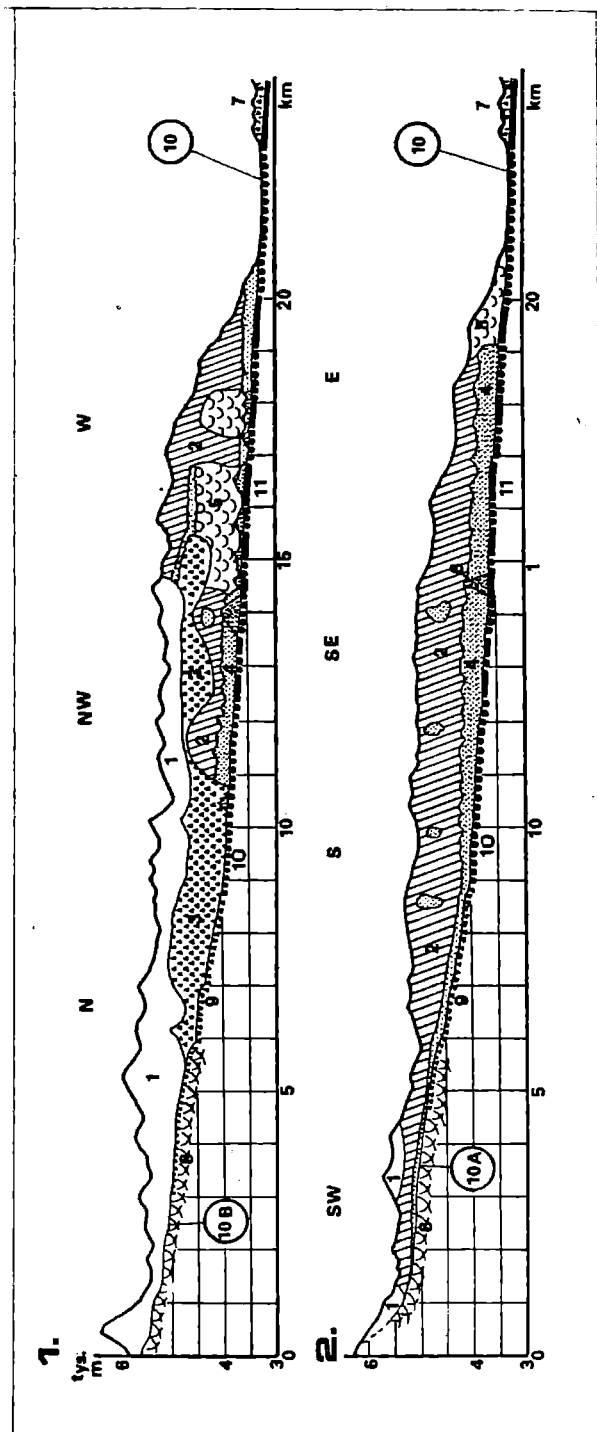


Ryc. 27. Widok z Kohe Morusq /6100 m/ ku północy, na najwyższe piętro Doliny Suyengal: SL - stoki geliniwalne o ekspozycji południowej, G - strefy gruzowe u podnóża stoków "ciepłych"; LG - lodowce gruzowe

Zaznacza się bardzo wyraźna różnica między rozczłonkowaniem stoków eksponowanych na południe i ku północy. Dla pierwszych gęstość poźlebiania wynosi  $6,4 \text{ km/km}^2$ , dla drugich -  $4,1 \text{ km/km}^2$ . Rozcięcie żlebami stoków ciepłych i zimnych ma się jak  $1,6 : 1$ . Jest to niewątpliwie wskaźnikiem intensywności niszczenia przez wietrzenie i procesy grawitacyjne stoków eksponowanych na południe.

Żleby tworzą dość proste, na ogół prostolinijne układy. Na stokach ciepłych częściej spotykamy układy rozgałęzione, dendryczne. O ile najdłuższe żleby osiągają długość 800 - 1400 m, to długość najsilniej rozgałęzionych systemów żlebowych wynosi od 1600 do 2600 m. Spadki żlebów wynoszą od 600 do 1200‰, przy czym najczęściej spotyka się żleby o spadkach 750 - 850‰, co odpowiada nachyleniom ok  $34 - 38^\circ$ . Nachylenie żlebów jest więc średnio o ok.  $10^\circ$  mniejsze od nachylenia stoków, które rozcinają. Jeśli przyjąć, że nachylenie żlebów / $36^\circ$ / jest bliższe nachylenia równowagi w warunkach Hindukuszu Munjan aniżeli nachylenia stoków / $45^\circ$ /, to należy wyciągnąć wniosek, że te ostatnie, dominujące wśród powierzchni stokowych, są dalekie od stanu równowagi dojrzałego stadium rzeźby. Zwiertzelina w większej swej masie jest z nich odprowadzana, na co wskazuje stopień skalistości stoków. Posiada to swoje konsekwencje geomorfologiczne, gdyż niestabilne stoki skalne są aktywnym źródłem gruzu dostarczanego w dna dolin.

Mikro- i mezorzeźba ścian i stoków skalnych zatarała ślady wcześniejszej - trzeciorzędowej czy plejstoceniowej ewolucji. Stoki przecinają się w obrębie działu wodnego w formie ostrych, zębatych grani;



Ryc. 28. Profile morfologiczne stoków doliny Suyengal: 1 - stoki o ekspozycjach N, NW i W, 2 - stoki o ekspozycjach SW, S, SE i E. Sygnatury powierzchniowe: 1 - wieczne śniegi i lodowce, 2 - stoki skalne, 3 - lodowce gruzowe, 4 - stoki usypiskowe, 5 - stoki eoliflukcyjne, 6 - stożki spływów gruzowobłotnych, 7 - wały moren końcowych. Sygnatury liniowe: 8 - lodowce, 9 - lodowce gruzowe, 10 - odcinki akumulacji rzecznej i rzeczno-jeziornej, 11 - odcinki dolin zabarykadowanej stożkami /10, 10A, 10B - profile dolin zaznaczone na mapie, ryc. 26/

nie zachowały się na stokach pozostałości starych powierzchni morfologicznych. Jedynym wskaźnikiem starych założeń stoków jest generalny brak zgodności ich przebiegu z makroliniami geologicznymi. Powierzchnia wychodni skalnych posiada barwy żółte i rdzawe oraz niebieskoczarne i wskazuje na wietrzenie chemiczne, jako na ważny proces niszczenia ścian. Mozaika barw: szarej - świeżych wychodni, oraz żółto-czarnych, a także nierówna, pełna zagłębień i wypukłości powierzchni skał wskazują na równoczesność-współczesnego wietrzenia chemicznego, fizycznego oraz odpadania.

Ściany i stoki skalne są położone we wszystkich piętrach, a szczególnie na wysokościach 4000 - 5000 m n.p.m. /ryc. 23, 28/. Wydaje się, że jest to piętro o warunkach klimatycznych najbardziej sprzyjających niszczeniu, zwłaszcza w lecie /izoterma lipca 0° leży w obrębie piętra, ogromna insolacja, ale równocześnie maksimum opadowo-wilgotnościowe, związane z napływem mas powietrza monsunowego w lecie/. Ściany i stoki skalne są głównym obszarem wytwarzania i dostawy zwietrzeliny i w związku z tym warunkują niejako funkcjonowanie innych, sprzężonych z nimi, obszarów morfodynamicznych.

### C. S t o k i u s y p i s k o w e

Stoki usypiskowe /talus slopes, scree slopes/ występują u podnóży stoków skalnych i zajmują powierzchnię 12,4 km<sup>2</sup>, a więc 17,9% ogólnej powierzchni stoków. Wykształcone są bardzo wyraźnie w postaci ciągłej powierzchni stokowej, składającej się z form o nieco różnej genezie /ryc. 24/:

- 1/ hałd i stożków usypiskowych,
- 2/ hałd i zwałów obrywów,
- 3/ wałów usypiskowych,
- 4/ stożków usypiskowo-spywowych.

Hałdy oraz stożki usypiskowe mono- i poligeniczne są dominującymi elementami stoków usypiskowych, przy czym formy monogeniczne, formowane przez "suchą" grawitację, występują powyżej 4000 m n.p.m., zaś poligeniczne, transformowane głównie przez spływy gruzowe, występują poniżej 4200 m n.p.m. i są związane na ogół z wylotami najdłuższych żlebów i systemów żlebowych. To dość wyraźne piętrowe zróżnicowanie stożków świadczy nie tylko o roli różnej długości stoków skalnych, decydującej o wielkości i sposobie formowania stożków usypiskowych, lecz również wskazuje na zróżnicowanie klimatyczne poszczególnych pięter. Ściany i stoki skalne, dostarczające rumowiska budującego stożki i hałdy usypiskowe górnej części doliny, leżą na wysokości ok. 5000 m n.p.m., a więc w pobliżu lub powyżej klimatycznej granicy



śniegu. Prawdopodobieństwo opadów w postaci deszczu na tej wysokości, nawet w okresie lata, jest stosunkowo małe. Stąd bezpośrednia morfogenetyczna rola wody opadowej, zwłaszcza w postaci gwałtownych ulew, a także wody roztopowej w przemodelowywaniu pokryw gruzowych jest znacznie mniejsza. Głównymi procesami morfogenetycznymi są tu odpadanie i zsuwanie się gruzu.

W środkowym i dolnym odcinku Doliny Suyengal formy usypiskowe są ograniczone od góry przez podcięcia glacialne stoków /ryc. 26, 28/. Stanowią one granicę między strefą niszczenia - górną i akumulacji - dolną. Jedyne niektóre ze stożków "przełamują" tę barierę i sięgają powyżej ścian podcięcia, co świadczy o dostawie dużej ilości gruzu. W obrębie doliny głównej, poniżej wysokości 4000 m n.p.m., systemy stożków usypiskowych i innego pochodzenia schodzą w dno doliny z dwu przeciwległych stron. Na 12-kilometrowym odcinku doliny 8-krotnie stożki z przeciwnych stron łączą się ze sobą podstawami w obrębie koryta potoku, blokując swobodny podłużny odpływ i transport rumowiska korytem. Odcinki "zablokowanego" koryta posiadają łączną długość przeszło 3 km, a więc ponad 25% długości doliny. Stoki usypiskowe są tym ogniwem systemu morfogenetycznego zlewni, który bezpośrednio oddziałuje na proces fluwialnego odprowadzania materiału poza obręb zlewni i gór, decydując o jego intensywności.

T a b e l a 13

Charakterystyka morfometryczna hałd i stożków usypiskowych

Forma	Długość m	Szerokość m	Wysokość m	Nachylenie o
Hałdy i stożki usypiskowe	50 - 200	50 - 200	50 - 250	22 - 35
Stożki usypiskowo-spiżowe	200 - 650	200 - 500	300 - 500	17 - 30

Przeważają hałdy i stożki usypiskowe proste i jednostajnie nachylone, najczęściej pod kątem 25 - 28°/tab. 13/. W ich budowie zaznacza się na ogół segregacja materiału. U podstawy i w środkowej części stożków występują głazy 0,5 - 1,0 m, lecz często też o średnicy 1 - 2 m. W górę i ku peryferiom stożków frakcja materiału budującego maleje, dominuje frakcja 10 - 20 cm. Występowanie głazów, a nawet wielkich - do kilku metrów bloków, u podstawy stożków posiada ogromne znaczenie morfogenetyczne. Zasięg ich występowania określa zasięg erozyjnej skuteczności wód powodziowych w dnie doliny. Jeśli stożek schodzi do samego koryta, wówczas głazy opancerzają je skutecznie, przeciwdziałając jakiegokolwiek erozyjnej działalności wody płynącej,

oprócz selektywnego wymywania najdrobniejszych, dostarczanych tu ze stoków i wskutek wietrzenia na miejscu, cząstek. W obrębie niektórych stożków dużo jest frakcji piaskowej, świadczącej o procesie mikrogeliwacji. Na powierzchni bloków można obserwować często świeże okruchy, będące dowodem stale zachodzącego procesu odpadania w obrębie ścian i stoków skalnych.

Hałdy, wały oraz pojedyncze bloki, będące rezultatem procesu obrywania /rockfall talus/, występują w najrozmaitszych sytuacjach morfologicznych i są nieodłącznym elementem stoków usypiskowych /ryc. 24/. Odróżniają się od innych form usypiskowych dominującą frakcją - powyżej 1 - 2 m, a nierzadko o kilkunastometrowej średnicy. Hałdy posiadają nachylenia do  $40^{\circ}$  i więcej. U podnóża południowych stoków masywu Sarahe Sard, a więc powyżej 4500 m n.p.m., ciągnie się ponad 1,5-kilometrowej długości strefa bloków, o średnicy przekraczającej 5, a nawet 10 m. Boczna strefa gruzowa lodowca oraz lodowce gruzowe w tym rejonie są pokryte podobnej wielkości blokami, co świadczy o systematycznej dostawie - wskutek obrywania - wielkich bloków i głazów. Wydaje się, że przy południowej wystawie ścian i stoków skalnych na wysokości 4500 - 5000 m zachodzi makrogeliwacja. Obrywane się bloki i głazy tworzą systemy wałów i hałd oraz niespokojnych zwałów podzbocznych. Analogiczne formy występują w dolnej części doliny Suyengal. Zbudowane są z bloków znacznie mniejszych: 1 - 3 m.

Wały usypiskowe /protalus ramparts/ występują najczęściej u podnóża stoków usypiskowych, eksponowanych ku północy /ryc. 24/. Na stokach ciepłych dostawa gruzu jest dość żywa - nie tylko w okresie zalegania na stoku płatów śniegu. Dlatego też brak jest wyraźnych skutków morfologicznych w postaci wałów, które należałoby wiązać z transportem gruzu po śniegu. Na stokach zimnych optymalne warunki do niszczenia stoków wskutek procesu wietrzenia i odpadania pokrywają się z czasem występowania jeszcze pokrywy śnieżnej /VI - VII/; stąd też istnieje możliwość transportu po śniegu i tworzenia u podnóżu stoków wałów usypiskowych. Maksymalna długość wałów wynosi 200 - 250 m. Występują one także w mniej okazałej formie w górnych partiach stożków usypiskowych, znajdujących się w cieniu stoków i ścian skalnych, co umożliwia dłuższe zachowanie się płatów śniegu w lecie. Na przełomie lipca i sierpnia 1977 r. w dolinie Suyengal płaty śniegu utrzymywały się jedynie w wyższych partiach, powyżej 4600 m n.p.m., przy czym przy ekspozycji południowej zalegały jedynie płatami w niektórych żłebach /tab. 14/

Najniższe położenie płatów śniegu w dolinie Suyengal na przełomie lipca i sierpnia 1977 r.

Ekspozycja stoku	Wysokość m npm.
N	4600
S	4800 - 4900
E	4750 - 4800
W	4700

Dane stacji Selang N /tab. 2/ oraz obserwacje prowadzone w czerwcu w jednej z dolin tego rejonu /Hindukusz Zachodni/ wskazują, że dla obszarów piętra subalpejskiego - położonych powyżej 3000 m npm., optymalne warunki dla transportu po śniegu i tworzenia wałów usypiskowych istnieją w pierwszej, w mniejszym stopniu - w drugiej połowie czerwca. W piętrze alpejskim /powyżej 4000 m npm./ koniec czerwca i początek lipca wydają się być najdogodniejszym okresem do transportu gruzu po śniegu. Występowanie penitentów na pokrywie śnieżnej utrudnia przemieszczanie się po niej zwietrzeliny. Wielkie głazy mogą wybić sobie szlak transportowy wśród pola penitentów. Najkorzystniejsze warunki panują na stokach eksponowanych ku północy, na których penitenty niemal "kładą się na stoku", tak, że nachylenie ich powierzchni jest prawie równoległe do powierzchni stoku, zaś bruzdy między nimi są płytkie i nie stanowią "łapaczy" zsuwającej się po stoku zwietrzeliny.

Poniżej 4200 m npm. w dolinie Suyengal stożki usypiskowe wykazują ślady transformacji wskutek działalności wody /alluvial talus/. Wielkie stożki, o szerokiej podstawie, schodzące w dno doliny, często mają kształt wklęsły, przy czym nasady stożków są bardziej strome /27 - 32<sup>o</sup>/, środkowa część ma nachylenie 17 - 25<sup>o</sup>, zaś dolna jest niemal płaska /4 - 9<sup>o</sup>/. Dolne odcinki, aczkolwiek morfologicznie stanowiące całość z dwoma wyższymi, genetycznie są czymś od nich odmiennym. Zbudowane są z frakcji piaskowej i pylastej, utrwalone przez darni i zarośla wierzby krzewiastej. Powierzchnia jest nierówna - z nabrzmienniami, i rozcięta rynkami oraz pokryta pojedynczymi głazami, staczającymi się z wyższych części stożków. Na granicy odcinka środkowego i dolnego występują linie źródeł. Należy sądzić, że dolne człony stożków stanowią właściwie ich podnóża i są formowane przez wody opadowe, lecz częściej zapewne roztopowe, przenykające gruzową masę stożków i wypłu-

kujące z niej cząstki najdrobniejsze. Ich akumulacja następuje na przedłużeniu środkowych odcinków stożków. Wpływ wód śródpokrywowych czy też płynących na kontakcie litej skały i mas piaszczystych może być bardzo gwałtowny, skoro w piaszczysto-pylastej powierzchni wycinane są rynny erozyjne. Stożki schodzące z przeciwstawnych stoków i łączące się na linii koryta nie posiadają łagodnych podnóży, zaś wody śródpokrywowe dostają się wprost do głębokiego koryta o cechach przełomu.

Innym przejawem działalności wody w obrębie stożków usypiskowych są systemy rynien i wałów przykorytowych /levees/ na ich powierzchni. Stożki tak transformowane nazwałem usypiskowo-spływowymi. Niektóre rynny tworzą bardzo wyraźne układy prostolinijne. Najczęściej jednak są kręte oraz roztokowe. Tworzą też generacje wiekowe. Zanikają lub spływają się w dolnych odcinkach. Pomierzone 3 systemy rynien i wałów przykorytowych posiadają znaczne rozmiary, lecz nie reprezentują one form największych /tab. 15/.

T a b e l a 15

Rozmiary rynien i wałów spływów gruzowych na stożkach usypiskowych

Nr rynny	Szerokość m	Głębokość m	Wysokość wałów m
1	6	2,5	1,0
2	2	4,0	0,5
3	8	2,0	1,0

Wały przykorytowe, w górnej części, są zbudowane z głazów 0,2 - 0,5 m. Rozmiary wałów i rynien świadczą o ogromnej sile transformującej stożki. Są one dowodem na zachodzące w obrębie form usypiskowych procesy spływów gruzowych /debris flows/, związanych z bardzo gwałtownymi i ulewnymi opadami deszczu. Prawdopodobieństwo wystąpienia takich opadów jest niemożliwe do określenia ze względu na brak jakichkolwiek danych klimatycznych w tym rejonie. Efekty działania spływów są bardzo wyraźne. Wydaje się, że biorą udział w transformowaniu stoków co najmniej w takim stopniu, w jakim procesy akumulacji gruzu z odpadania i obrywania uczestniczą w ich formowaniu. Transformacja stożków usypiskowych przez spływy gruzowe polega nie tylko na tworzeniu systemu rynien i wałów przykorytowych, lecz przede wszystkim na ich nadbudowywaniu materiałem zmytym z powierzchni "dorzecza" systemu żlebowego. Gruby materiał nie jest w zasadzie odprowadzany poza stożek, natomiast materiał drobny częściowo jest wymywany i odprowadzany powierzchniowo, a częściowo zapewne śródpokrywowo /sufozja/.

#### D. S t o k i b l o k o w e

Stoki blokowe /block slopes/ należą do mniej rozpowszechnionych form w dolinie Suyengal. Rozumiem przez nie te powierzchnie stokowe, które od działu wodnego lub załomu górnego aż do podstawy są zbudowane z gładzowych pokryw występujących arealnie /poła rumowiskowe/ lub liniźnie /strumienie gładzowe, rumowiskowe/. Stoki rumowiskowe są nachylone do  $37 - 41^{\circ}$  w części górnej, zaś w dolnej do  $20 - 31^{\circ}$ . Strumienie rumowiskowe mają długość do 300 m i szerokość do ok. 50 m. Ich skałą macierzystą są zarówno granitoidy, jak i gnejsy czy łupki metamorficzne. Te ostatnie wykazują dość wyraźną orientację podłużną oraz ślady segregacji i działania mrozu /często ustawione pionowo, płaszczyzną prostopadle do powierzchni stoku/. Gładze posiadają barwy żółtoczerwone - rezultat wietrzenia chemicznego, co wskazuje na niewielką ich dynamikę. Pod warstwą gładzową jest zapewne warstwa pylasto-piaszczysta, gdyż przed noramiświstaków można było znaleźć wygrzebany z wnętrza przez zwierzęta drobny materiał. Świadczyłoby to o wmywaniu drobnych zwietrzałych cząstek w gładz pokryw, co zwiększa mobilność samych pokryw rumowiskowych. Drobnofrakcyjne podłoże umożliwia też peźnięcie typu soliflukcyjnego.

#### E. S t o k i s o l i f l u k c y j n e

Stoki soliflukcyjne występują w dolnych profilach stokowych i są bardzo wyraźnie związane z metamorficznym podłożem łupkowo-gnejsowym, lecz występują w formie większych powierzchni jedynie w obszarach, gdzie dna dolin nie leżą wyżej niż 3700 m n.p.m., zaś linie grzbietowe osiągnęły tylko 5000 m n.p.m., a więc w części współcześnie prawie nie zlodowaczonej, za to z bardziej rozwiniętymi pokrywami stokowymi, zawierającymi dużo części ilasto-pylasto-piaszczystych /ryc. 24, 26, 28/. Stoki są utrwalone dość zwartą roślinnością stepu wysokogórskiego, ku górze przechodzącego w płatowo rozprzestrzenioną roślinność muraw alpejskich. Stoki są nachylone pod kątem  $20 - 22^{\circ}$  i posiadają bardzo urozmaiconą mikrorzeźbę, na którą składają się nabrzmienia i zagłębienia, loby soliflukcyjne, rynny i niecki zboczowe, pojedyncze gładze i bloki, a tam gdzie darń jest uszkodzona - języki i strumienie rumowiskowe oraz stopnie i krawędzie gelideflacyjne. Stoki są rozczłonowane głębokimi do 6 - 10 m rynnami spływów gruzowych, rozcinającymi nie tylko pokrywę, ale i lite podłoże łupkowo-gnejsowe. Dominujące na stokach formy soliflukcyjne wskazują na dużą rolę procesów grawitacyjnych w warunkach przemarznętego podłoża. Soliflukcja związana dominuje w piętrze subalpejskim, w przeciwieństwie do piętra wyższego - łąk al-

pejskich, gdzie dominuje soliflukcja swobodna. Stare cyrki lodowcowe są intensywnie modelowane i łagodzone przez procesy soliflukcyjne, zaś wychodzące z nich pokrywy pełzną w dół zboczy, tworząc kamienistoziemiste loby i strumienie. Występowanie spękań w obrębie pokryw stokowych świadczy o możliwości przemieszczania pakietów pokryw w postaci zerw czy też małych osuwisk. Niemniej jednak pomarszczenie całej powierzchni stokowej wskazuje na spełzywanie soliflukcyjne, jako na wiodący proces morfogenetyczny. Wielkie loby soliflukcyjne o szerokości do 100 - 200 m występują zarówno na stokach o ekspozycji południowej, jak i północnej. Poniżej wysokości 3000 m mikrorzeźba soliflukcyjna stoków wyraźnie zanika, co świadczyłoby, że i w tej części Hindukuszu, podobnie jak bardziej na zachód i północny zachód /Rathjens 1978/, dolna granica soliflukcji przebiega na wysokości 3000 - 3300 m npm.

#### F. S t o k i n a p ł y w o w e

Stoki napływowe /alluvial slopes/ tworzy powierzchnia wielkich stożków spływów gruzowych i gruzowo-błotnych /debris flow cones/, łączących się bocznie ze sobą. W odróżnieniu od stożków usypiskowo-spływowych, są one formami monogenicznymi, powstałymi wskutek upłynnienia i usunięcia wielkiej masy zwietrzliny na stoku przez wody opadów o wielkim natężeniu. Odpowiednikiem morfologicznym na stoku powyżej są wielkie rynny spływów gruzowych /ryc. 23/. Występują one jedynie w dolnej części doliny Suyengal, poniżej 3700 m npm. /ryc. 29/. Obszar alimentacyjny stożków leży na wysokości do 5000 m npm., a zatem poniżej klimatycznej granicy śniegu, gdzie w okresie letnim mogą wystąpić opady deszczu pochodzenia monsunowego. Zróżnicowana budowa geologiczna stoków zasilających sprzyja ich przeobrażeniu przez erozyjną działalność spływów /ryc. 25/. Stok łagodny /20°/ jest zbudowany z łupków krytalicznych i gnejsów i okryty zwietrzeliną zawierającą stosunkowo dużo części drobnych, podatną na upłynnianie. Stożki spływów gruzowych osiągają znaczne rozmiary /tab. 16/.

Największy ze stożków w dolinie Suyengal jest rozcięty rynnami o głębokości do 6 m, ograniczonymi wyraźnymi wałami o wysokości do 2 m. Rynna, u wylotu której stożek powstał, posiada szerokość 120 m. W budowie stożka dominuje frakcja do 1 m. Wiele bloków granitoidowych, o średnicy ponad 10 m, świadczy o transporcie od samego działu wodnego, gdzie granitoidy występują. Materiał jest wymieszany, przy czym zaznacza się uzbrojenie powierzchni stożka wielkimi głazami. W ścianach występuje frakcja kamienista, a także żwirowa.



Ryc. 29. Widok na 6 km długości odcinek Doliny Suyengal, poniżej 4000 m n.p.m.: U - stożki i hałdy wysypiskowe, SG - stożki spływów gruzowych, GL - stoki skalne podcięte glacialnie, R - roślinność nadrzeczna

T a b e l a 16

Charakterystyka morfometryczna stożków spływów gruzowych

Dolina	Długość m	Szerokość podstawy m	Wysokość m	Spadek °
Suyengal	200 - 1000	200 - 1000	100 - 300	15 - 20
Katigal	400 - 1200	300 - 1200	50 - 100	8 - 12

Stoki napływowe zajmują jedynie 4,4% powierzchni stokowej, lecz są dynamicznie bardzo ważnym elementem piętra wysokościowego 3000 - 4000 m n.p.m., poniżej granicy wiecznego śniegu, gdzie rola opadów deszczowych jako katastrofalnego czynnika morfogenetycznego ujawnia się bardzo wyraźnie.

W dolinie Katigal, poniżej 3000 m n.p.m., stożki spływów gruzowych mają mniejsze nachylenie /8 - 12°/ i leżą u wylotu dolin bocznych, które są ich obszarem alimentacji. Stosując radziecką terminologię podziału spływów na turbulენტne i laminarne /Flejšzman 1978/, stożki

te należałoby uznać za efekt wpływów bardziej turbulentnych aniżeli w dolinie Suyengal. Natomiast ze względu na skład mechaniczny stożki te w większym stopniu mają charakter gruzowo-błotny, co wyraźnie przejawia się w ich nachyleniu. Inne cechy mezo- i mikromorfologii stożków są podobne. Podobna też jest ich rola morfodynamiczna w dolinie głównej - blokowania odpływu, barykadowania doliny lub spychania koryta pod przeciwległy stok i związanej z tym perturbacji transportu rumowiska rzecznego.

#### G. Dojrzewanie stoków

Wśród wszystkich omówionych typów stoków, formowanych albo przez procesy degradacyjne, albo akumulatoryjne, występują niewielkie powierzchnie, najczęściej utrwalone pokrywą glebowo-roślinną, o wyrównanym profilu podłużnym. Te bardziej dojrzałe powierzchnie "gładkich" stoków skalno-pokrywowych oraz utrwalonych stoków usypiskowych występują poniżej 4000 m n.p.m., w piętrze subalpejskim, a zwłaszcza poniżej 3000 m n.p.m. Stoki skalno-pokrywowe posiadają nachylenia 30 - 40°, natomiast utrwalone usypiskowe: 20 - 30°. Są intensywnie bombardowane przez głazy odrywające się ze ścian i stoków skalnych, wyżej położonych, i transportowane poprzez nie aż do den dolin. Stąd też ich powierzchnia jest okryta pojedynczymi głazami i świeżym gruzem "deszczu kamiennego", chwilowo deponowanymi w strefie tranzytowej, którą one stanowią. Ze względu na niewielkie powierzchnie tych stoków, niemożliwe jest ich wyodrębnienie ze stoku, w obrębie którego są elementem drugorzędym. Świadczy to o bardzo powolnym procesie dojrzewania rzeźby w aktualnych warunkach morfoklimatycznych i morfotektonicznych.

#### H. Struktura i przestrzenne zróżnicowanie stoków

Zespół naturalnych odcinków stokowych, występujących w określonych sekwencjach, stanowi o strukturze stoku. Na rycinie 30 zestawiono występujące w dolinach Suyengal i Katigal sekwencje odcinków stokowych.

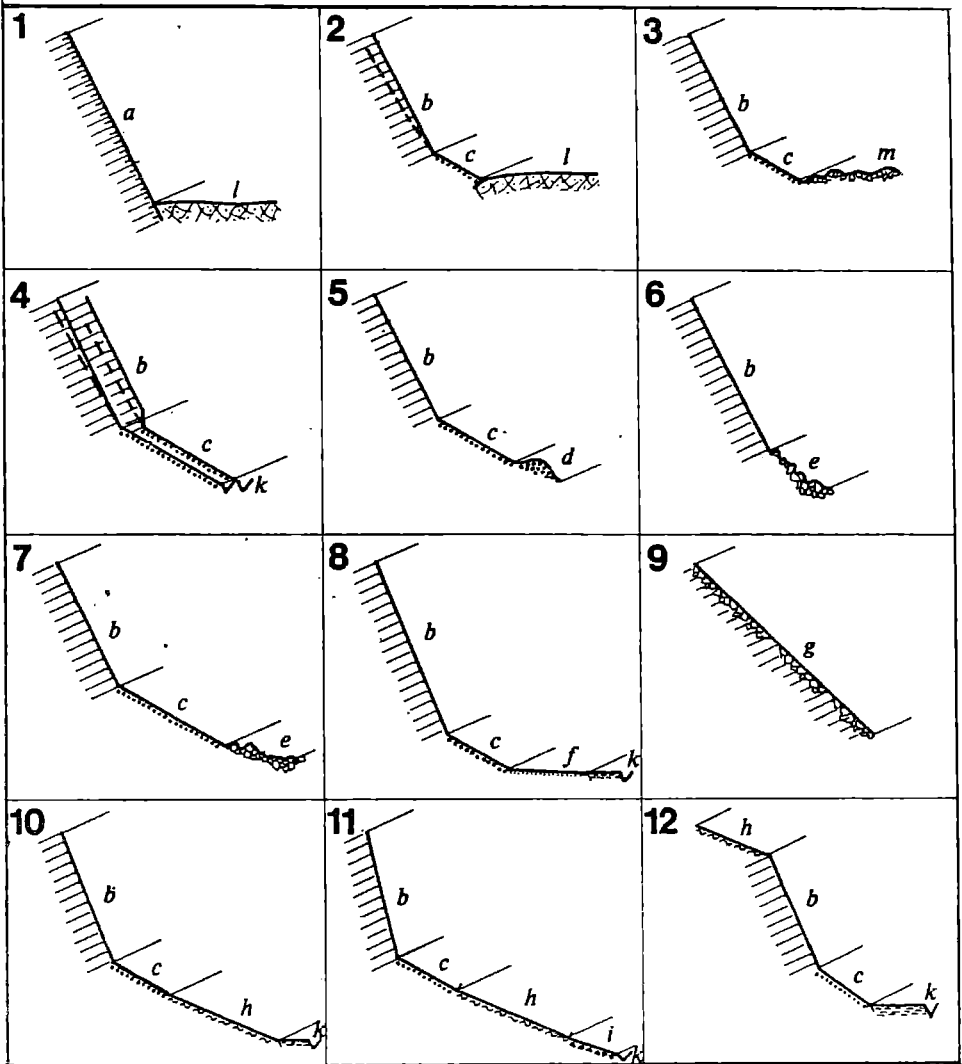
Dominującym typem są stoki proste, najczęściej dwu- lub trzyczłonowe /odcinkowe/, wśród których geomorfologicznie najważniejszą i najbardziej rozprzestrzenioną jest sekwencja

##### "stok skalny - stok usypiskowy".

Sekwencja ta decyduje o bilansie obiegu materii w obszarze wysokogórskim oraz o sposobie i tempie przemieszczania materii w dnach dolin.

Zróżnicowanie stoków w piętrach hipsometrycznych dotyczy zarówno ich typów, jak i aktywności morfologicznej /tab. 17/. Wysokie stoki w dolinach Suyengal i Katigal, poniżej 5000 m n.p.m., a więc poniżej





Ryc. 30. Typy sekwencji odcinków stokowych Hindukuszu Munjan:  
 a - stoki geliniwalne, b - stoki skalne, c - stoki usypiskowe, d - wały usypiskowe, e - zwały i hały obrywów, f - pro luwialne podnóża stoków usypiskowych, g - stoki blokowe, h - stoki soliflukcyjne, i - stożki spływów gruzowo-błotnych, k - koryto i równina akumulacji rzecznej lub rzeczno-jeziornej, l - powierzchnia lodowców, m - powierzchnia lodowców gruzowych

T a b e l a 17

Pionowe rozmieszczenie oraz aktywność morfogenetyczna stoków Hindukuszu Munjan

Wysokość m n.p.m.	Średnia temperatura powietrza		Stoki golini- walne	Ściany i stoki skalne	Stoki usypiakowe				Stoki rumo- wisko- wowe	Stoki sol- fluk- cyjne	Stoki napły- wowe	
	roczna °C	lipca °C			stożki i hałdy usypia- kowe	hałdy obry- wów	waży usy- pie- kowe	stożki usypis- kowo- spływo- we				
6290	-19,5	-11,5	xxx									
5500	-14	- 5,5										
5000	-10,5	- 1,5	xx	++								
4500	- 7	+ 2	x	+++	+++	+++	+++	+++				
4000	- 3,5	+ 6		+++	+++	+++	+++	++	++	+		
3500	- 0,5	+10		++	++	++	++	+	+	+	+	+
3000	+ 3	+14		+	++	++	++	+	+	+	+++	+++
2000	+ 9,5	+21,5		+	++	++	++		+		+	+++

Stabilność: x - mała, xx duża, xxx bardzo duża.

Aktywność: + - mała, ++ duża, +++ bardzo duża.

średniej klimatycznej granicy wiecznego śniegu, wykazują wielką aktywność morfogenetyczną. Procesy grawitacyjne dominują we wszystkich piętrach wysokościowych, przy czym wraz ze zmniejszaniem się wysokości bezwzględnej udział wody jako czynnika morfogenetycznego wzrasta. Współdziałanie procesów czysto grawitacyjnych z procesami pluwialnymi wzrasta, przy czym dostawa zwietrzeli w dna dolin kontroluje zasięg i intensywność oraz morfologiczną aktywność procesów fluwialnych.

#### 4. Formy i procesy glacialne

W Hindukuszu Munjan można wyróżnić formy glacialne oraz formy związane z deglacją, przynależne do dwóch wiekowych generacji rzeźby: plejstoceniowej i holoceniowej.

##### A. W s p ó ł c z e s n e z ł o d o w a c e n i e

Korzystając z nowych, afgańskich map topograficznych 1:50 000, częściowo 1:250 000, sporządziłem mapę lodowców Hindukuszu Munjan oraz określiłem ich powierzchnię na 186 km<sup>2</sup> /ryc. 31, 32/. W porównaniu z Hindukuszem Wysokim /7706 m n.p.m./ Hindukusz Munjan jest słabo zlodowacaną grupą górską, jednakże w skali całego obszaru górskiego Hindukuszu wskazuje wskaźnik zbliżony do wartości średniej /tab. 18/.

T a b e l a 18

Zlodowacenie Hindukuszu Munjan na tle zlodowacenia Hindukuszu

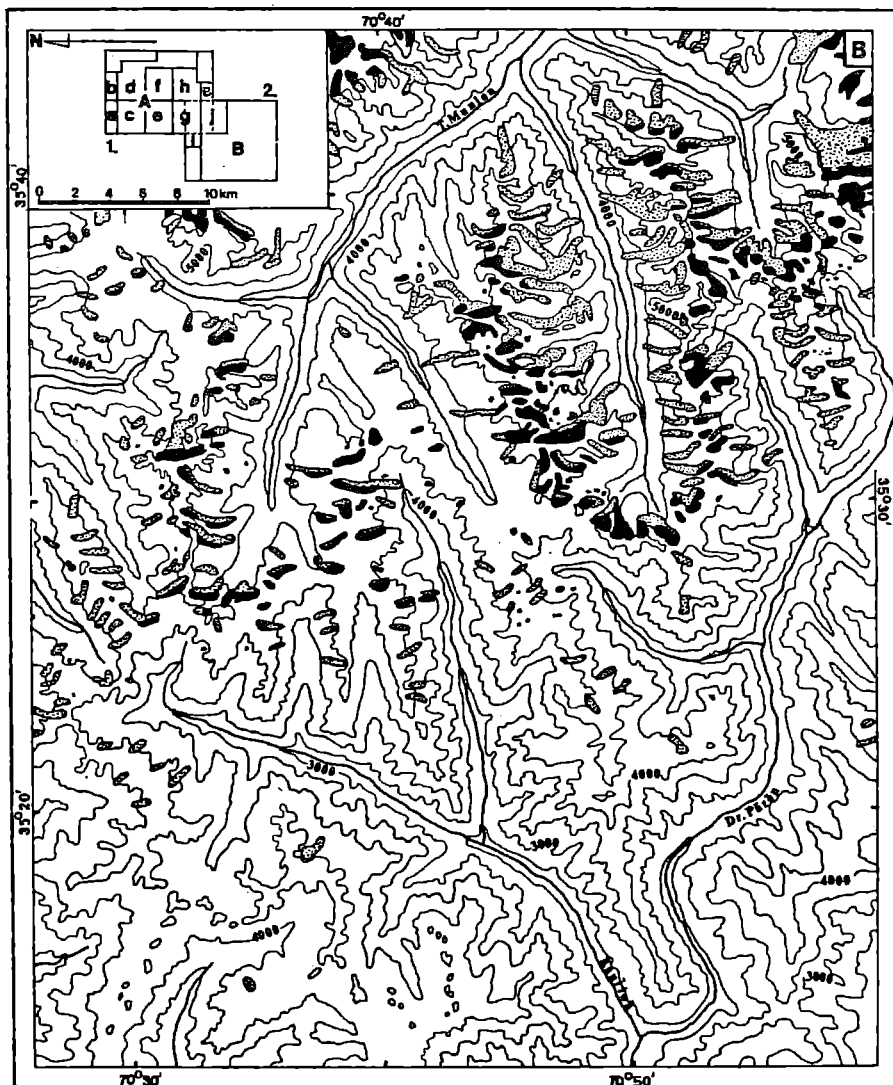
Jednostka regionalna	Powierzchnia km <sup>2</sup>	Powierzchnia lodowców km <sup>2</sup>	Wskaźniki zlodowacenia	
Hindukusz	110 039	6200 <sup>x</sup>	5,6%	1:18
Hindukusz Wysoki	9 328	2900 <sup>xx</sup>	31,1%	1:3
Hindukusz Środkowy	45 591	1000	2,2%	1:45
Hindukusz Munjan	3 309	186	6,0%	1:18

<sup>x</sup>wg Wissmana /1960/; <sup>xx</sup>wg Wali /1974/.

W rejonie Hindukuszu Munjan granica wiecznego śniegu obniża się w kierunku SE i S od 5200 m n.p.m. do ok. 4900 m /Grötzbach, Rathjens 1969/. Dla rejonu Kohe Morusq /6150 m/ Breckle i Frey /1976/ obliczają najwyższe wartości położenia granicy wiecznego śniegu na 5280 m n.p.m. przy południowo-wschodniej ekspozycji. Izolinie przedstawione przez Grötzbacha i Rathjensa /1969/ dają pewien generalny obraz. W rzeczywistości zróżnicowanie położenia granicy śniegu w Hindukuszu



Ryc. 31. Lodowce i lodowce gruzowe Hindukuszu Munjan /część północna/: 1 - lodowce, 2 - lodowce gruzowe. Źródła kartograficzne: a-j - arkusze mapy afgańskiej Advance Copy 1:50 000, A-B - arkusze mapy afgańskiej Afghanistan 1:250 000



Ryc. 32. Lodowce i lodowce gruzowe Hindukuszu Munjan /część południowa/. Objasnienia zob. ryc. 31

Munjan jest dość znaczne. Lokalnie obniża się ona do około 4700 m npm. Położenie granicy śniegu zbliża Hindukusz Munjan do podzwrotnikowych, skrajnie kontynentalnych warunków Karakorum /tab. 4, 5/.

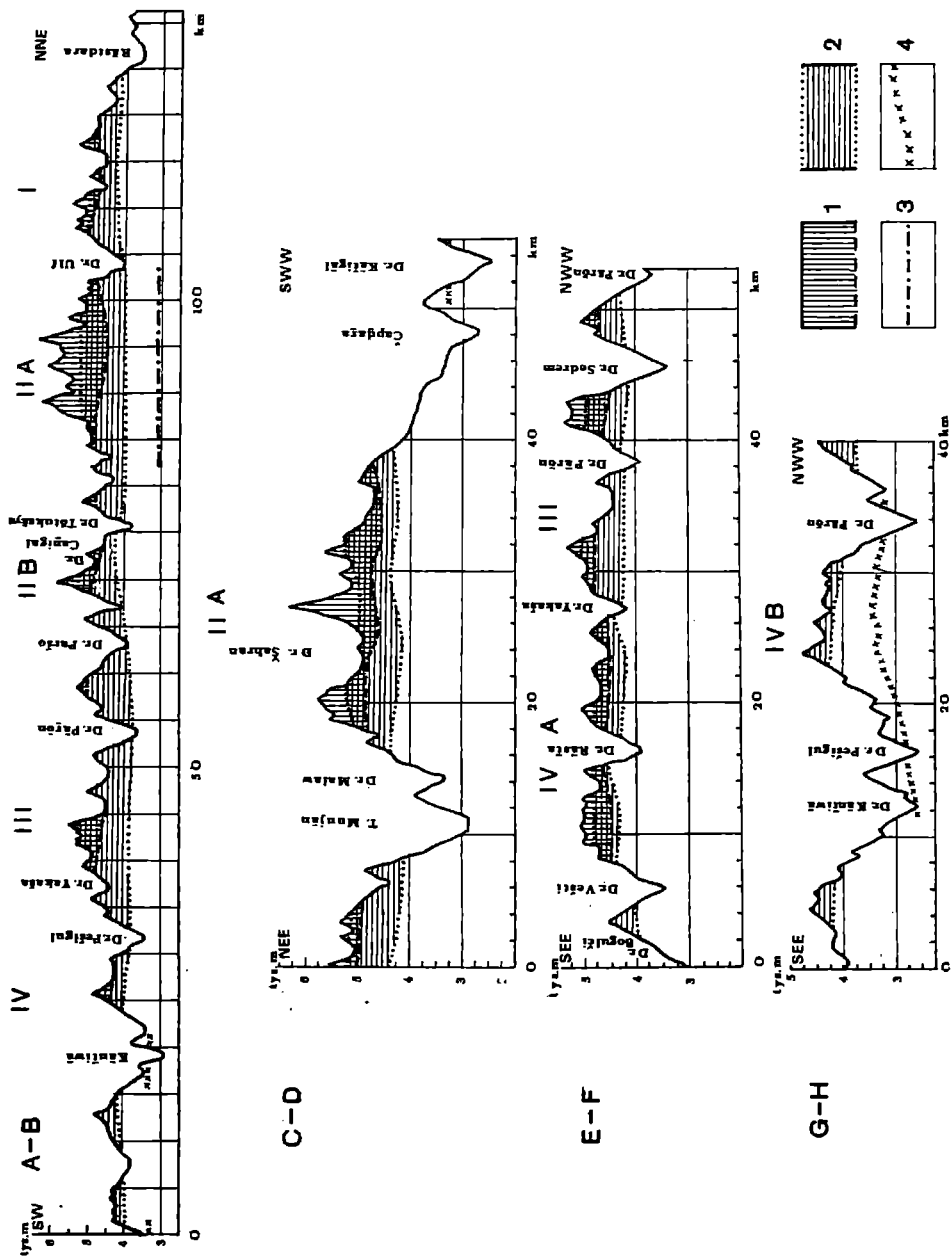
Obniżanie się granicy wiecznego śniegu ku południowym peryferiom Hindukuszu Munjan należy zapewne wiązać z wpływem mas monsunowych; aczkolwiek - zdaniem Titowa /1976/ i Sivalla /1977/ - nie zwiększają one zasadniczo wielkości opadu letniego, to jednakże wywołują wzrost zachmurzenia, a więc osłabiają w pewnym stopniu radiacyjny reżim pogodowy, a tym samym powodują wzrost wilgotności powietrza /Breckle, Frey 1976/. Trudne byłoby bowiem inne wytłumaczenie zlodowacenia Hindukuszu Marsamir /5809 m npm./ i południowych krańców Hindukuszu Munjan /5420 m/ /Kaszowski 1983/.

Współczesne zlodowacenie Afgańskiego Hindukuszu Środkowego jest wypadkową nakładania się wpływów klimatycznych na warunki orograficzno-morfologiczne. Lodowce tworzą wyraźne piętro /ryc. 33, 34/, którego zasięg wynosi przeciętnie od 320 do 430 m /tab. 19/. Jego położenie nad poziomem morza, jak i zasięg wysokościowy osiągają maksimum w najwyższej, środkowej części grupy górskiej. W kierunku południowym wysokość lodowców nad poziomem morza jest coraz mniejsza, podobnie jak i wysokościowy zasięg piętra. Wysokość bezwzględna i zasięg piętra lodowców wykazują wyraźny związek z położeniem granicy wiecznego śniegu. Znaczna wysokość bezwzględna środkowego Hindukuszu Munjan wydaje się być pierwszorzędą przyczyną zarówno wyższego położenia lodowców, wielkości zlodowacenia, jak i zasięgu piętra lodowcowego /tab. 19/.

Rozmieszczenie lodowców jest nierównomierne. Większość z wyróżnionych 302 kompleksów lodowcowych eksponowana jest ku północy lub też usytuowana w cieniu stoków zimnych /tab. 20/. Stoki południowe są niemal pozbawione lodowców, z wyjątkiem masywów o wysokościach przekraczających 6000 m npm. W piętrze lodowców asymetria ich położenia związana z ekspozycją wzrasta ze wzrostem wysokości npm. od 220 do 290 m. Najwyższa granica występowania lodowców, obliczona jako średnia arytmetyczna z wartości charakteryzujących poszczególne masywy i podgrupy górskie, wynosi 5540 m npm. zarówno dla stoków południowych jak i północnych, co wskazuje, że w masywach o wysokości ponad 550 m npm. rola ekspozycji jest mniejsza aniżeli wyniesienia nad poziom morza. Przy wysokościach masywów powyżej 5000 m npm. ekspozycja nie wywiera zasadniczego wpływu na stopień zlodowacenia stoków północnych i południowych, zaś pojęcie stoków "ciepłych" i "zimnych" traci rację bytu /Kaszowski 1983/. Asymetria położenia lodowców oznacza równocześnie asymetrię położenia i zasięgu piętra lodowców /ryc. 24, tab. 20/.

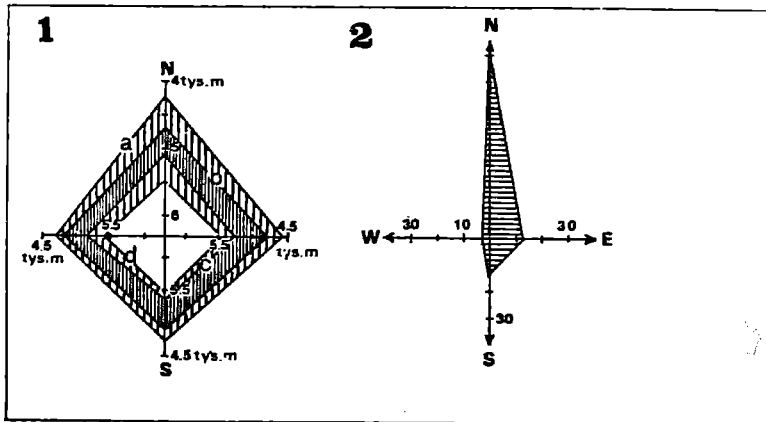
Charakterystyka zlodowacenia w południkowym przekroju Hindukuezu Munjan

Parametry charakteryzujące	H i n d u k u e z M u n j a n				
	północny	środkowy	środkowy-wąreński	południowy	łącznie
Wysokość maksymalna, m npm.	5470	6290	5740	5420	6290
Powierzchnia, km <sup>2</sup>	424,4	1267,0	707,1	911,1	3309,6
Powierzchnia zlodowacena, km <sup>2</sup>	24,6	111,6	35,1	15,6	186,0
Powierzchnia zlodowacena, %	5,8	8,8	5,0	1,7	5,6
Liczba lodowców /kompleksów lodowych/	46	141	77	38	302
Liczba lodowców na km <sup>2</sup>	0,11	0,11	0,11	0,04	0,09
Najwyższa granica występowania lodowców, m npm.	5400	5950	5500	5200	5540
Górna granica występowania lodowców, m npm.	5090	5250	5130	4940	5150
Dolna granica występowania lodowców, m npm.	4730	4820	4760	4620	4760
Najniższa granica występowania lodowców, m npm.	4000	4400	4100	4100	4210
Średnia wysokość lodowców, m npm.	4910	5030	4945	4780	4955
Średni zasięg piętra lodowców, m	360	430	360	320	385
Maksymalne powierzczenia lodowców, km <sup>2</sup>	2,60	4,07	1,87	1,70	4,07
Średnia powierzczenia lodowców, km <sup>2</sup>	0,53	0,80	0,46	0,41	0,62
Maksymalna długość lodowców, km	3,5	7,5	3,0	2,6	7,5
Średnia długość lodowców, km	1,1	1,4	1,0	0,9	1,1



Ryc. 33. Piętra lodowców /1/ i lodowców gruzowych /2/ w Hindukuezu Munjan. 3 - zasięg zlodowacenia młodoplejstocenskigo, 4 - górna granica lasu. Linie oraz oznaczenia podgrupy górskich jak na ryc. 11





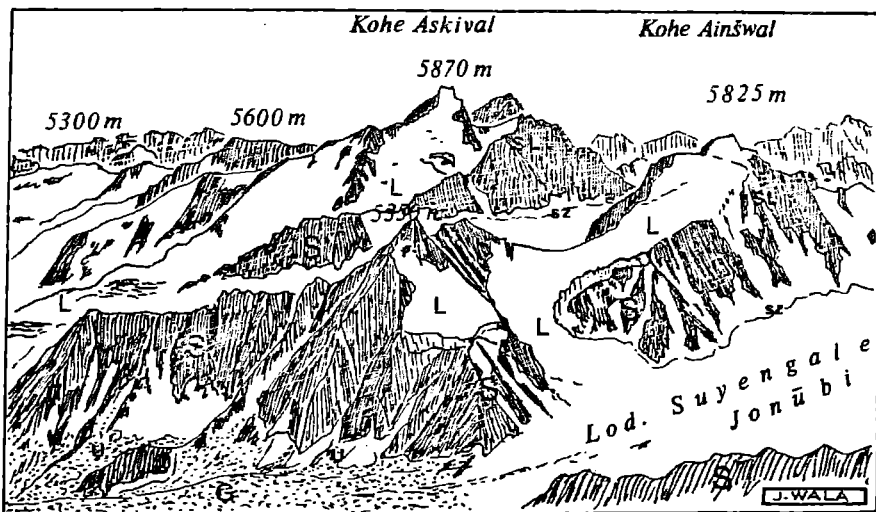
Ryc. 34. rozmieszczenie lodowców Hindukuszu Munjan w zależności od wysokości bezwzględnej i ekspozycji: 1 - granice występowania lodowców npm.: a, b, c, d - odpowiednio najniższa, dolna, górna, najwyższa; 2 - rozmieszczenie lodowców w zależności od ekspozycji wg udziału procentowego powierzchni zlodowaczonej

T a b e l a 20

Charakterystyka piętra lodowców Hindukuszu Munjan w zależności od ekspozycji

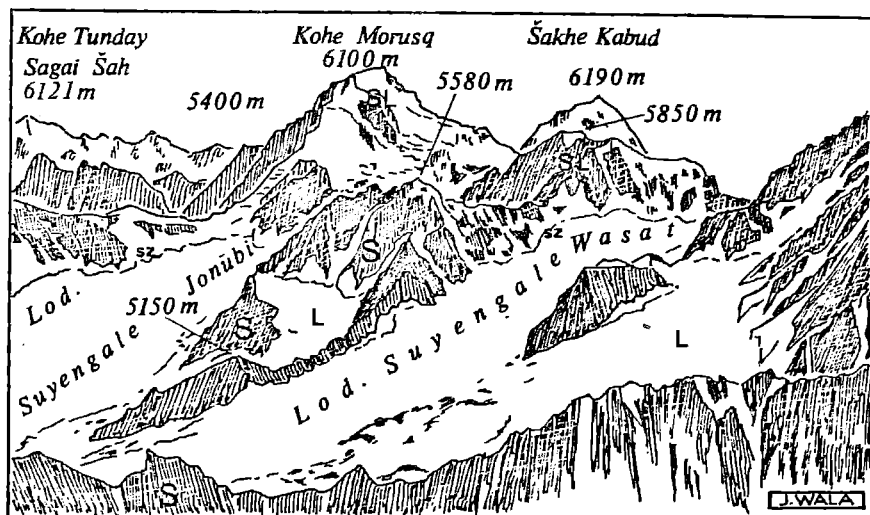
Ekspozycja	Powierzchnia lodowców %	Granica występowania lodowców m npm.				Wysokość średnia lodowców, m npm.	Średni zasięg piętra, m
		najwyższa	górną	dolną	najniższa		
N	71,0	5470	5080	4710	4210	4890	370
S	14,4	5470	5360	4930	4750	5150	430
W	2,1	5400	5170	4870	4710	5020	300
E	12,5	5440	5250	4810	4580	5030	440

O zasięgu piętra w dużej mierze decydują lokalne warunki morfologiczne. Asymetrię charakteryzuje najlepiej wysokość średnia lodowców nad poziom morza. Zaznacza się ona w zasadzie jedynie przy ekspozycjach północnej i południowej i wynosi 260 m, co oznacza, że na stokach północnych - bardziej wilgotnych i chłodnych, lodowce występują około 260 m niżej aniżeli na przesuszonych i ciepłych stokach południowych /tab. 20/.



Ryc. 35. Dolina Suyengal - widok ze szczytu Kohe Surake Sard /5697 m/ członkowane silnie zlodowaconymi dolinami. SL - stoki geliniwalne, L - lodowce, Sz - szczeliny brzeżne, G - wały i równiny gruzowe oraz

Pogląd, że rzeźba preglacjalna ma wpływ na rozmiary zlodowacenia /Klimaszewski 1960/, nie jest bez znaczenia w Hindukuszu Munjan. Wspólnie z innymi przyczynami, zwłaszcza absolutną wysokością oraz ekspozycją, rzeźba preglacjalna decyduje o różnym stopniu zlodowacenia m.in. skłonu północno-zachodniego i południowo-wschodniego /tab. 21/. Skłon północno-zachodni jest średnio o 150 m wyżej wyniesiony niż skłon południowo-wschodni. Również poziom cokołu, kryjący stare, nieodmłodzone odcinki dolin, leży ok. 150 - 200 m wyżej, w obrębie skłonu północno-zachodniego. Spłaszczenia dolinne na skłonie północno-zachodnim leżą najczęściej na wysokości 4700 - 5150 m npm., zaś na skłonie południowo-wschodnim na wysokości 4350 - 4900 m npm. Zlodowacenie skłonu północno-zachodniego jest też nieznaczne, o około 1% większe aniżeli południowo-wschodniego. Rola długości odcinków starych den dolinnych, położonych obecnie powyżej 5000 m npm., a więc powyżej klimatycznej granicy śniegu, może być prześledzona na przykładzie masywu Kohe Morusq /6150 m npm./ - Kohe Khrebek /6290 m/ /ryc. 36/. W systemach dolinnych Lotokgol i Pašayalta, eksponowanych - generalnie biorąc - na południe, lodowce występują jedynie tam, gdzie stare dna dolinne, wyniesione powyżej 5000 m npm., są dostatecznie



w kierunku południowo-wschodnim na stoki o ekspozycji północnej, roz-  
 S - stoki skalne z okresową pokrywą śnieżną, U - stoki usypiskowe,  
 gruzowo-lodowe pochodzenia deglacjacyjnego i grawitacyjnego

długie /ryc. 36/. Niemniej jednak, w tym przypadku rola wysokości masywów npm. wydaje się mieć dość duże znaczenie. W dolinie Suyengal długie odcinki starych, nieodmłodzonych dolin, leżące powyżej 5000 m npm. i w cieniu północnych stoków, są przyczyną stosunkowo silnego zlodowacenia i znacznej, do ok. 5 km. długości lodowców /ryc. 36/. Z kolei, słabiej wykształcone, krótsze odcinki starych den w ku północy eksponowanym systemie dolinnym Margigha są przyczyną słabszego współczesnego zlodowacenia. Asymetria ekspozycyjna zlodowacenia jest modyfikowana przez wpływ rzeźby preglacjalnej, który przejawia się albo w jej podkreśleniu i wzmocnieniu, gdy nieodmłodzone odcinki dolin, leżące powyżej 5000 m, są eksponowane ku północy, albo też przeciwnie - w złagodzeniu i osłabieniu, gdy występują one przy południowych ekspozycjach. Wysokościowy zasięg piętra lodowców zmienia się także lokalnie w zależności od usytuowania starych elementów rzeźby dolinnej. Problem wpływu rzeźby preglacjalnej na asymetrię i wielkość współczesnego zlodowacenia istotny jest jedynie w masywach o wysokości bezwzględnej powyżej 6000 m npm., gdyż w masywach niższych lodowce na stokach o ekspozycji południowej w zasadzie nie występują.

T a b e l a 21

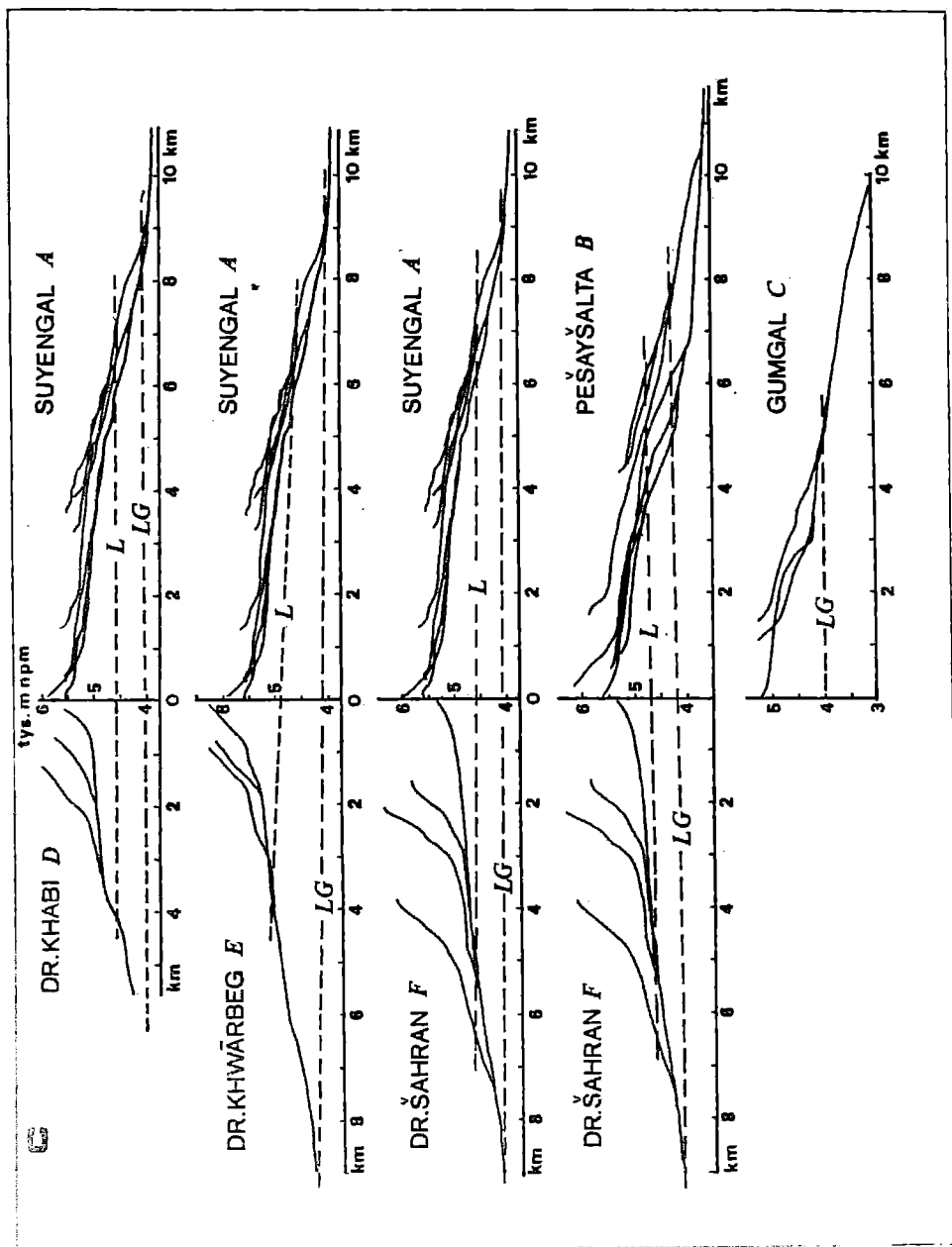
Porównanie złodowacenia północnego i południowego skłonu Hindukueszu Munjan

Parametry charakteryzujące	Skłon Hindukueszu Munjan	
	północny	południowy
Powierzchnia, km <sup>2</sup>	1535,1	1774,4
Wysokość średnia, m nrm.	4650	4500
Wysokość poziomu cokołu, m nrm.	4700 - 5150	4350 - 4900
Powierzchnia złodowacena, km <sup>2</sup>	93,6	92,4
Powierzchnia złodowacena, %	6,1	5,2
Liczba lodowców /kompleksów lodowcowych/	168	134
Najwyższa granica występowania lodowców, m nrm.	5470	5390
Górna granica występowania lodowców, m nrm.	5150	5140
Dolna granica występowania lodowców, m nrm.	4790	4730
Najniższa granica występowania lodowców, m nrm.	4520	4210
Wysokość średnia lodowców, m nrm.	4970	4940
Średni zasięg piętra lodowców, m	360	410
Maksymalna powierzchnia lodowców, km <sup>2</sup>	3,80	4,25
Średnia powierzchnia lodowców, km <sup>2</sup>	0,56	0,68
Maksymalna długość lodowców, km	7,5	5,7
Średnia długość lodowców, km	1,1	1,2
Średnia szerokość lodowców, m	400	400



Ryc. 36. Wpływ wysokości bezwzględnej, ekspozycji i rzeźby preglacjalnej na zlodowacenia dolin w masywie Kōhe Morusq - Kōhe Khrebek: A - szkielet sytuacyjny; 1 - lodowce, 2 - lodowce gruzowe, 3 - ezocyty; Kōhe Morusq 6290 m /1/, Kōhe Siegeikh 6190 m /2/, Kōhe Morusq 6150 m /3/, Kōhe Dosare Suyengal 5386 m /4/, 4 - linie i oznaczenia profilów dolin; B - zlodowacenie dolin południowego /5/ i północnego /N/ skłonu Kōhe Morusq - Kōhe Dosare Suyengal; 1 - lodowce, 2 - lodowce gruzowe; C - profile podłużne i zlodowacenie dolin różnie zorientowanych; L - najniższy zasięg lodowców, LG - najniższy zasięg lodowców gruzowych

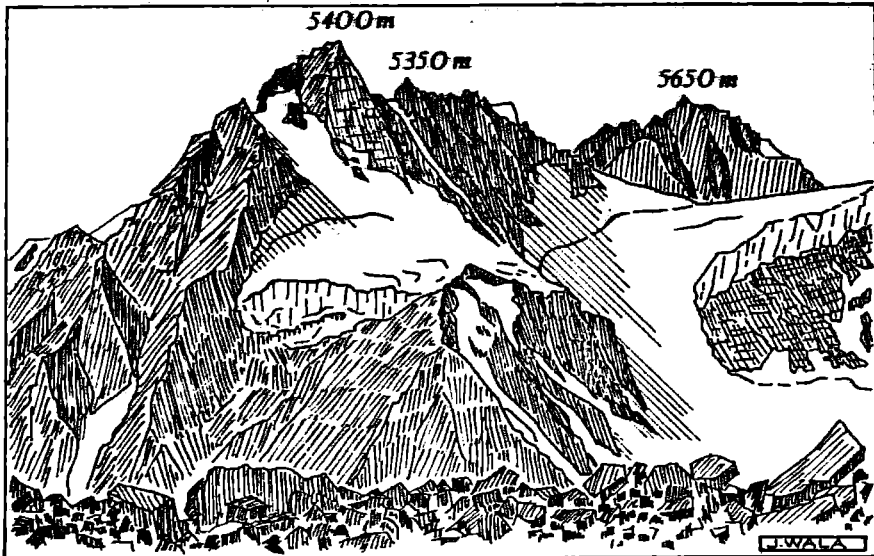




Niemal wszyscy badawcze lodowców Hindukuszu podnoszą problem ich klasyfikacji. Wissman /1960/ jedyny opisywany przez siebie lodowiec Hindukuszu Afgańskiego - Yamit, zalicza do turkistańskiego typu lodowców, zasilanych przez lawiny. Również późniejsi badacze podzielają pogląd, że lodowce Hindukuszu są zasilane przez lawiny /Brasław 1972/. Schneider /1962/ dla lodowców tego typu przyjmuje nazwę "Lawinenkesselgletscher". Grötzbach i Hilebrandt /1964/ w górach Khwaja Mohammad wyróżniają obok typu Lawinenkesselgletscher jeszcze dwa inne: "Firn-kesselgletscher" i "Firnuldengletscher".

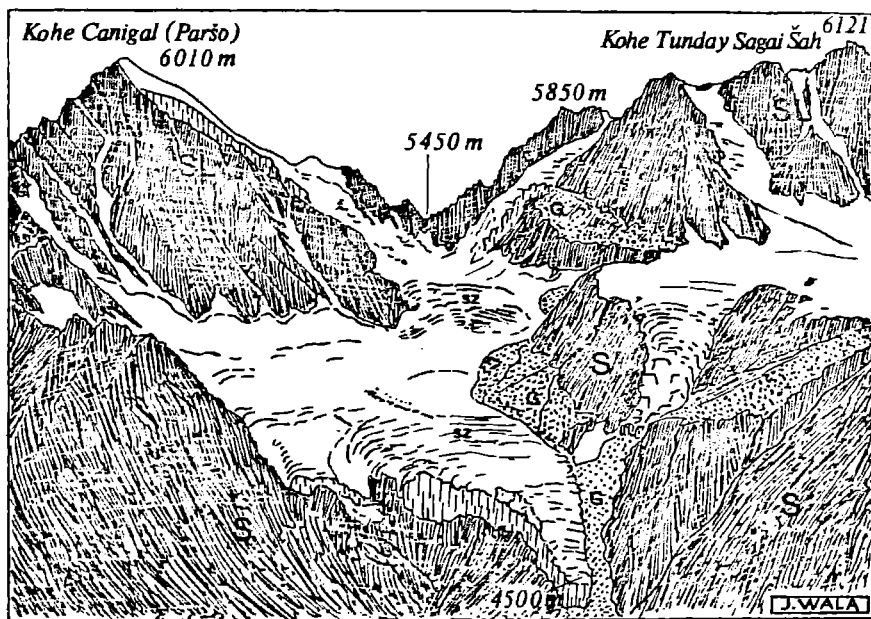
Analiza położenia morfologicznego, kształtu, rozwinięcia oraz stadium deglacjacyjnego lodowców Hindukuszu Munjan pozwala - stosując nomenklaturę Kalesnika /1963/ - wyróżnić w tej grupie górskiej 4 ich typy:

- lodowce stokowe,
- lodowce karowe,
- lodowce karowo-dolinne,
- lodowce dolinne /ryc. 37, 38/.



Ryc. 37. Dolina Suyengal - stoki geliniwalne o ekspozycji północnej z małymi lodowcami stokowymi, obrywającymi się wzdłuż barier lodowych. Na pierwszym planie powierzchnia lodowca gruzowego





Ryc. 38. Górne piętro doliny Dr. Canigal - stoki o ekspozycji wschodniej. Lodowce karowo-dolinne z systemami szczelin /sz/ i zakończone barierą lodową; G - strefy gruzowe pod stokami o ekspozycji południowej, SL - stoki geliniwalne, S - stoki skalne

Niewielkie lodowce stokowe, wiszące, występują jedynie na stokach o ekspozycji północnej. Wypełniają one niecki i płytkie kotły stokowe /Firmuldengletscher/. Zdarza się, zwłaszcza w okresie lata, że dolne partie lodowców obrywają się, zasilając w ten sposób w lód lodowce karowe i dolinne. Lodowce stokowe stanowią dość częsty i charakterystyczny element płaszczu firnowo-lodowego /"ice apron" w terminologii Seligmana, vide Kalesnik 1963/, okrywającego stoki. Pozostałe 3 typy morfologiczne lodowców nawiązują do wykształcenia preglacjalnej rzeźby dolinnej. Ich rozmiary oraz rozmieszczenie są uzależnione od:

- długości i ekspozycji odcinków dolin leżących powyżej granicy wiecznego śniegu /4900 - 5000 m n.p.m./,
- ogólnej orientacji dolin,
- wysokości grzbietów otaczających, decydujących o stopniu zaciemnienia dolin.

Łatwo zauważyć dwie podstawowe cechy zlodowacenia Hindukuszu Munjan /tab. 22/:

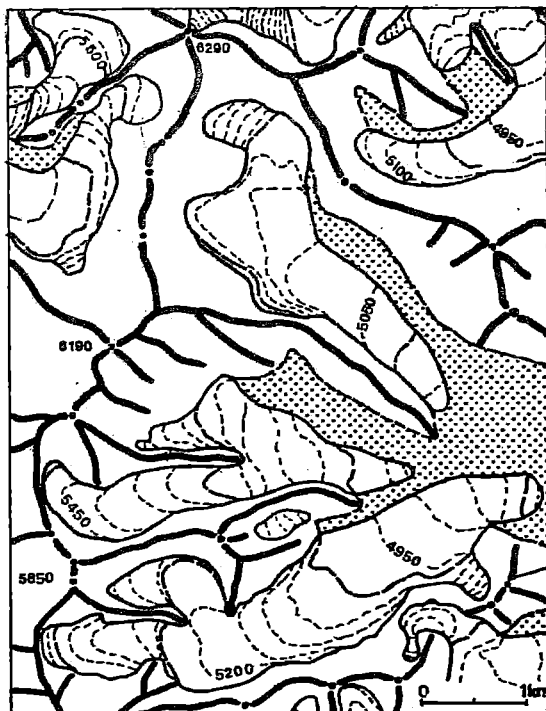
## Typy lodowców Hindukuszu Munjan

Typy lodowców - charakterystyka		H I N D U K U S Z M U N J A N					
		północny	środkowy	środkowo-węzrański	południowy	w całości	
Lodowce karlowo-dolne	liczba	19	49	36	24	128	
	% powierzchni zlodowczonej	19,0	11,0	19,0	43,0	16,5	
	średnia wysokość, m n.p.m.	4859	4931	4946	4784	4893	
	średnia powierzchnia, km <sup>2</sup>	0,246	0,240	0,189	0,293	0,236	
	liczba	21	49	41	17	128	
Lodowce karlowo-dolne	% powierzchni zlodowczonej	49,1	29,0	79,0	57,0	42,3	
	średnia wysokość, m n.p.m.	4968	5036	4950	4753	4957	
	średnia powierzchnia, km <sup>2</sup>	0,671	0,650	0,623	0,559	0,612	
Lodowce dolne	liczba	5	37	3	-	45	
	% powierzchni zlodowczonej	25,7	60,0	11,0	-	41,2	
	średnia wysokość, m n.p.m.	4733	5206	4907	-	5146	
	średnia powierzchnia, km <sup>2</sup>	1,265	1,787	1,317	-	1,697	
	% ogólnej liczby lodowców	11,1	27,4	3,7	0,0	14,9	

1/ lodowce karowe i karowo-dolinne stanowią 85% wszystkich lodowców,

2/ wszystkie lodowce, których przebieg jest odchylony od południkowego, a w szczególności lodowce o przebiegu równoleżnikowym, wykazują poprzeczne pochylenie powierzchni od stoków zimnych ku ciepłym /ryc. 39/.

Obie cechy wskazują na stadium bardzo zaawansowanej oraz nierównomiernej deglacjacji gór, związanej z kontrastowymi ekspozycjami - północną i południową.



Ryc. 39. Ukształtowanie powierzchni lodowców górnej części Doliny Suyengel. Skok poziomicy - 50 m

Druga z wymienionych cech każę wśród lodowców karowych, karowo-dolnych i dolinnych wyodrębnić odmianę lodowców reliktowych, o poprzecznym pochyleniu ich powierzchni. Różnica wysokości pomiędzy bokami "ciepłymi" i "zimnymi" lodowców sięga 50 - 60 m. Ponad 90% lodowców to formy reliktowe. Można wśród nich, w zależności od stopnia zamierania, wyodrębnić cztery rodzaje /ryc. 40/:



Ryc. 40. Typy lodowców i stadiów deglacjacji w Hindukuszu Munjan: 1 - lodowce, 2 - lodowce gruzowe, 3 - linie grzbietowe. Objasnienia w tekście

1/ lodowce "czyste", wypełniające całą szerokość karu lub doliny, ewentualnie z wałami morenowymi pod stokiem ciepłym,

2/ lodowce ze "strefą gruzową" wzdłuż ciepłego stoku, której szerokość jest jednak mniejsza aniżeli lodowca "czystego",

3/ lodowce ze "strefą gruzową" wzdłuż stoku ciepłego, której szerokość jest większa aniżeli czystego lodu,

4/ szczątkowe lodowce podstokowe lub "stokowo-dolinne", związane ze stokiem zimnym, którym towarzyszy "strefa gruzowa" wypełniająca całą lub prawie całą szerokość karu lub doliny.

Powyżej 5000 m n.p.m., a więc powyżej granicy śniegu, poprzeczne pochylenie lodowców, związane z nierówną ablacją, nie zaznacza się. W górach podzwrotnikowych, o przeważającym radiacyjnym typie pogody, poprzeczne pochylenie lodowców może być podstawą do oddzielenia obszaru o równomiernej słabej i nierównomiernej intensywnej ablacji, a więc także do wyznaczania granicy wiecznego śniegu.

Za Wissmanem /1960/ późniejsi badacze powtarzają opinię o lawinowym zasilaniu lodowców. W Hindukuszu Munjan obszary pól firnowych różniarami często nie odbiegają od dolin wypełnionych jezorami. Nie są to zbiorniki o szerokościach większych od szerokości dolin lodowcowych, co sugeruje rzeczywiście mniejszą rolę opadów śnieżnych w kształtowaniu morfologii i w powiększaniu zbiorników firnowych oraz w zasilaniu samych lodowców. Długość od 1 - 1,3 km i strome /45°/ stoki umożliwiają zasilanie lodowców na całej ich długości przez lawiny śnieżne i obrywy śnieżno-lodowe. W lecie możliwość takiego zasilania jest ograniczona jedynie do stoków zimnych. W ciągu 3 dni pobytu na jednym lodowcu w dolinie Suyengal obserowałem jeden raz wielki obryw śnieżno-lodowy.

Lodowce Hindukuszu Munjan należą raczej do typu pasywnych w klasyfikacji dynamicznej Ahlmana /vide Kałasnik 1963/. Są bowiem w stadium deglacjacji i zamierania. Zasięg lodowców przedstawiony na mapach topograficznych, a więc sprzed ok. 20 lat, jest bardzo podobny do stwierdzonego w terenie. Świadczy to o stagnacji lodowców i ich martwieniu na skutek zasypywania przez materiał zwietrzelinowy, dostarczany ze stoków. Obfitość wypływających w lecie wód roztopowych świadczy o silnym topnieniu letnim i o umiarkowanym typie lodowców według geofizycznej klasyfikacji Østroma /1974/.

Powierzchnia lodowców, a także płyty śniegu, podobnie jak i w innych grupach górskich Hindukuszu /Hasse 1961, Grøtzbach, Hillebrandt 1964, Brasław 1972, Pietruszka, Szarejko 1980, Rathjens 1982/ oraz w innych górach podzwrotnikowych o suchym i radiacyjnym reżimie klimatycznym, są pokryte penitentami. Pomierzone w dolinie Suyengal na

wysokości ok. 4800 m penitenty charakteryzują się wysokością do 0,8 m oraz pochylem na południe  $75^{\circ}$  /tab. 23/. Do wysokości 4500 m nie spotkałem penitentów wyższych, co świadczy o ich rocznym cyklu rozwoju. Około 27 - 30 lipca 1977 r. zaobserwowałem gwałtowną dezintegrację penitentów, szczególnie w ciągu jednego dnia pochmurnego, związanego z napływem masy powietrza monsunowego, kiedy to radiacja bezpośrednia spadła do zera, a wzrosła wilgotność powietrza /na wysokości 4400 m n.p.m. zaobserwowano szawkę, powyżej 5500 m n.p.m. spadł śnieg/. Na powierzchni lodowców, w miejscu penitentów, tworzyły się opisywane przez Lliboutry'ego /1965/ formy dezintegracyjne, zwłaszcza zaś skorupy lodowe, pod powierzchnią których płynęła woda. Na powierzchni skorupy lodowej tworzyły się ok. 1 - 2 cm wysokie mikropenitenty lodowe o dobowym cyklu rozwojowym. Dzięki pokrywającym powierzchnię lodowców i płaszcza lodowo-firnowego na stokach penitentów proces ablacji jest bardziej selektywny i zróżnicowany, co stanowi niejako obronną reakcję lodowców w warunkach wysokiej radiacji podzwrotnikowych szerokości /Lliboutry 1965/.

T a b e l a 23

Charakterystyka penitentów w Dolinie Suyengal /28.07.1977/

Wysokość pola penitentów, m n.p.m.	Ekspozycja pola	Maksymalna wysokość penitentów, m	Nachylenie średnie penitentów, °
4880	N	0,55	74
4880	NW	0,83	75
4780	MNW	0,45	75
4740	NE	0,30	75
4730	W	0,30	76

Rozmieszczenie typów morfologicznych lodowców wskazuje wyraźnie na związek z wysokością gór, a więc z intensywnością oraz ze stadium deglacjacji. W północnym Hindukuszu Munjan /wys. śr. 4510 m n.p.m./ oraz środkowym werańskim /wys. śr. 6400 m n.p.m./ lodowce karowe zajmują po 19% powierzchni ogólnej lodowców. W południowym Hindukuszu Munjan, znacznie niższym /wys. 4200 m n.p.m./, stanowią aż 43%, podczas gdy w najwyższym Hindukuszu Munjan środkowym - tylko 11%. Lodowce dolinne w tej ostatniej części gór zajmują za to najwięcej, bo aż 27,4%, podczas gdy w południowej części w ogóle nie występują /tab. 22/.

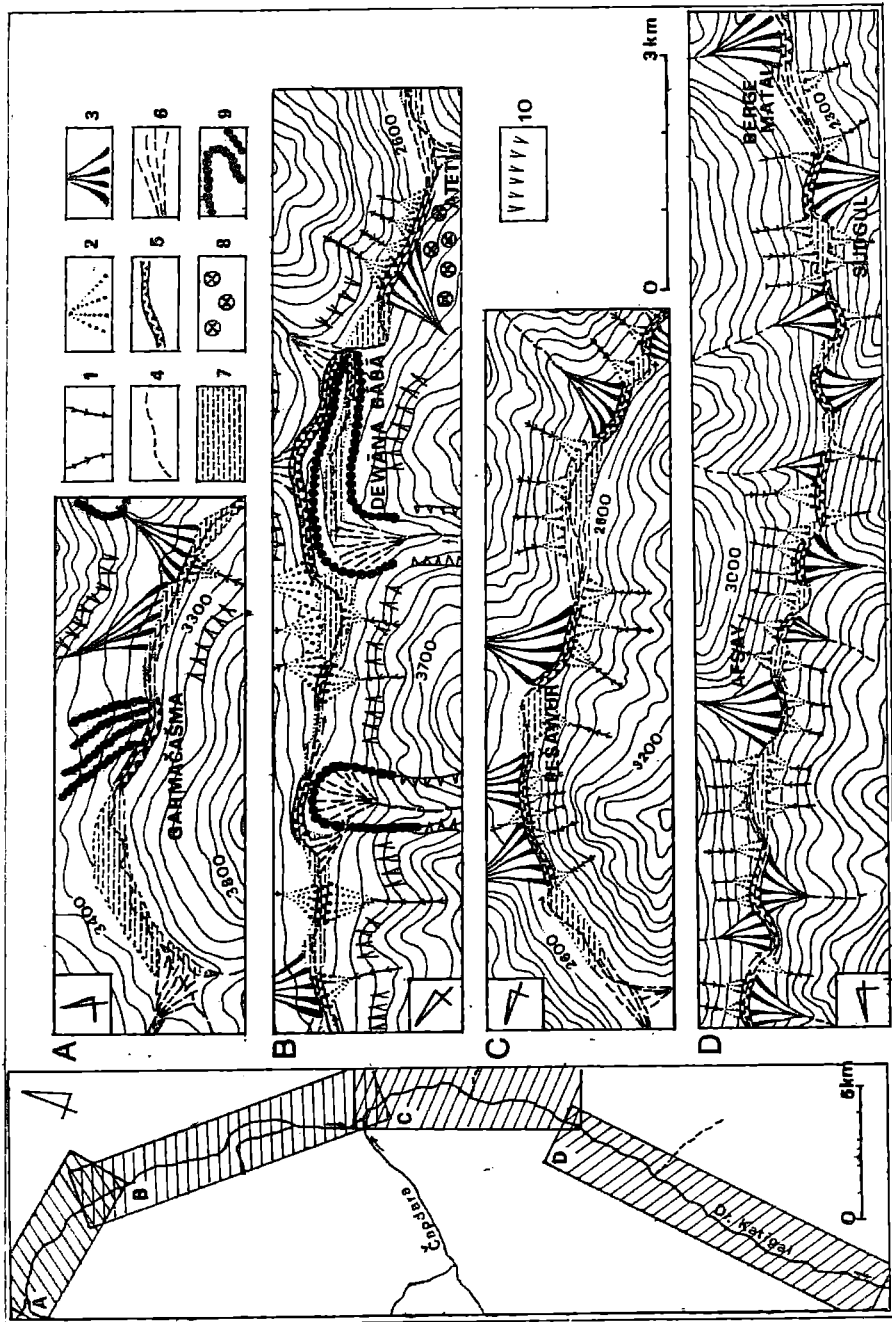
Typy lodowców, ich parametry geometryczne, takie jak długość, powierzchnia, a także względna powierzchnia zlodowacenia wskazują na rozmaite stadia deglacjacji, coraz bardziej zaawansowanej kolejno w Hindukuszu Munjan: środkowym, północnym, środkowym werańskim, południowym. W różnym stopniu zaznaczające się w poszczególnych częściach grupy górskiej, mogą być wyróżnione następujące stadia deglacyjne Hindukuszu Munjan /ryc. 30, 31, 40/:

- 1/ stadium transfluencyjne - lodowców przelewających się przez działy wodne - Hindukusz Munjan środkowy,
- 2/ stadium z zanikającą transfluencją - Hindukusz Munjan środkowy,
- 3/ stadium lodowców dolinnych - cały Hindukusz z wyjątkiem południowego,
- 4/ stadium zaniku lodowców dolinnych i intensywnego rozwoju lodowców gruzowych - cały Hindukusz Munjan,
- 5/ stadium lodowców karowych i panujących lodowców gruzowych - cały Hindukusz Munjan, szczególnie południowy,
- 6/ stadium lodowców gruzowych - cały Hindukusz Munjan na peryferiach obszarów zlodowaconych.

Wszystkie obserwacje badaczy lodowców Hindukuszu wskazują na wyraźnie zaznaczającą się recesję lodowców. Rozbieżne są jedynie poglądy na temat początku współczesnej fazy recesyjnej. Szczegółowe pomiary ablacji letniej lodowców Hindukuszu Marsamir wskazują, że 82% energii cieplnej zużytkowane jest na topnienie lodu i śniegu /Gilbert 1969/. Schomberg /1936/ ocenia, że w dolinie Rosh Gol maksymalny zasięg lodowców miał miejsce na przełomie XVIII i XIX w. Lewis /1934/ stwierdza recesję lodowców w rejonie Chitralu co najmniej od 1930 r. Grötzbach i Rathjens /1969/ przyjmują ostatni postój recesyjny na połowę XIX w. Gilbert /1969/ ocenia, że maksymalny zasięg lodowca w rejonie Marsamir miał miejsce 400 lat temu. W sąsiednim Karakorum od połowy lat 30. nie zaznaczają się katastrofalne przemieszczenia lodowców, których efektem są glacialne jeziora zaporowe w głównych dolinach niezlodowaconych, co - zdaniem Hewitta /1982/ - jest uwarunkowane współcześnie zachodzącą recesją lodowców. Wszystkie dotychczasowe dane na temat lodowców Hindukuszu i ich dynamiki, a także analiza zlodowacenia Hindukuszu Munjan wskazują na ich ściśle powiązanie z klimatem o bardzo wysokiej radiacji i stosunkowo niskiej wilgotności.

#### B. F o r m y z l o d o w a c e n i a p l e j s t o c e n - s k i e g o

Ślady zlodowacenia plejstoceniowego zaobserwowałem najniżej w dolinie Katigal, we wsi Ateti, na wysokości 2600 m n.p.m. /ryc. 41/.



Ryc. 41. Mapa geomorfologiczna doliny Katigal: 1 - źleby, 2 - stożki usypiskowe, 3 - stożki usypiskowe, 3 - stożki usypisków gruzowych, 4 - koryta, 5 - zabarykadowane odcinki dolin, 6 - podłużne stożki napływowe, 7 - równiny akumulacji rzecznej i rzeczno-jeziornej powyżej zabarykadowanych odcinków dolin, 8 - stare osady morenowe, 9 - wały moren końcowych zlodowacenia młodoglacjalnego, 10 - podcięcia glacialne stoków dolinnych



Na prawym zboczach doliny, do wysokości aż 3200 m n.p.m., występują utwory gliniasto-głazowe. Budują one szereg stopni, wałów i progów, silnie przeobrażonych przez ruchy masowe, ale również w znacznym stopniu przez człowieka. Wykorzystanie tego fragmentu zboczy dla osadnictwa i uprawy ziemi, skomplikowanie przekształconego przez system irygacyjny /dżuje/, wskazuje na istnienie tu bardziej mięszych i urodzajnych pokryw niż bezpośrednio na stoku górskim. Po wewnętrznej stronie tej strefy aż do koryta rzeki schodzi ogromny stożek, zbudowany z dużych, do 0,5 m głazów, głównie granitoidowych, dobrze zaokrąglonych. Stożek nie wychodzi z jakiegokolwiek doliny, lecz z obszaru zbudowanego z niespokojnych utworów gliniasto-głazowych. Mógł powstać jedynie wskutek upłynięcia mięszych pokryw. Zaokrąglenie głazów należy uznać za rezultat wietrzenia sferycznego. W odkrywkach przy drodze bliżej rzeki odsłaniają się zbite utwory, przypominające glinę zwałową, spękaną, z głazami i głazikami, chaotycznie rozmieszczonymi.

Powyżej Ateti aż do miejscowości Garmacasma /do wys. 3100 m/ dolina Katigal ma formę szerokiego i głębokiego żłobu, o szerokości dna do 400 - 800 m, z podcięciami stoków na wysokości ok. 300 m nad dnem doliny. Zbocza doliny są "częściowo dojrzałe", zaś ściany skalne "podcięte glacialnych" - silnie przeobrażone przez wietrzenie i procesy grawitacyjne. Z dwu dolin bocznych, rozcinających zachodnie stoki doliny Katigal, wchodzi w nią doskonale wykształcone i zachowane wały moren boczno-czołowych, o wysokości 50 - 70 m, lodowców wychodzących z dolin bocznych i blokujących odpływ potoku głównego we wsi Dewāna Bābā /2750 - 3100 m n.p.m./ oraz powyżej wsi Dewāna Bābā /3060 - 3350 m n.p.m./. Lodowce dolin bocznych mogły wkroczyć w dolinę główną i pozostawić w niej wały morenowe wówczas, kiedy ta ostatnia nie była zlodowacona. Powyżej wspomnianych wałów morenowych, blokujących odpływ z doliny, powstały jeziora, o czym świadczą uchowane jeszcze relikty oraz nawiązujące do korony wałów poziome akumulacyjne. Zostały one jedynie rozcięte przez potok, zaś od strony stoków nadbudowane osadami stożków usypiskowych i obrywów. Stanowiska w Ateti, Dewāna Bābā oraz powyżej tej wsi wskazują na istnienie w dolinie Katigal 2 generacji form glacialnych. Dobrze zachowane wały morenowe w Dewāna Baba i powyżej odpowiadają w pełni analogicznym formom, leżącym na wysokości 2800 - 3000 m, w większości zlodowaconych dolin Hindukuszu Zachodniego i Środkowego aż po rejon Anjoman, uznanych przez Grötzbacha i Rathjensa /1969/ za młodoglacialne - würmskie. Wówczas żłób doliny Katigal i osady w rejonie Ateti byłyby bez wątpienia starsze od zlodowacenia würmskiego.

We wsi Garmacasma, na wyraźnym progu dolinym na wysokości 3200 m n.p.m., zachował się bardzo dobrze system poprzecznie do osi doliny Katigal usytuowanych 5. wałów moreny końcowej zlodowacenia wŕmskiego tej doliny. Moreny blokują potok, zepchnięty pod południowe zbocze doliny, i rozcinają je głęboką gardzielą. Przy ścieżce, po zewnętrznej stronie strefy wałów, przed wsią, znajdują się 3 - 4 metrowe odsłonięcia glin morenowych z głazami. Powyżej zablokowanej moreną doliny leży rozległa równina limnigeniczno-aluwialna, ponad którą wały wznoszą się do ok. 20 - 30 m. Obszar wałów morenowych i depresji między nimi, podobnie jak w Ateti, jest zajęty pod zabudowę oraz wykorzystany rolniczo /najwyższe w dolinie Katigal położenie pól uprawnych/. Moreny Garmacašmy bez wątpienia wyznaczają maksymalny zasię zlodowacenia młodoplejstocnskiego w dolinie Katigal. Długość lodowców wynosiła 20 - 25 km, przy współczesnej ich długości 5 - 6 km.

Żłób lodowcowy doliny Katigal powyżej Garmacašma jest wyraźnie mniejszy ani na odcinku Garmacašma - Ateti. Jeśliby uznać osady w Ateti i odcinek doliny aż do Garmacašma za rezultat starszego ni wŕmskie zlodowacenia, to musiał ono by nieznacznie tylko wisze od młodoplejstocnskiego. Długość lodowca Katigal wynosiła jedynie 37 km, a więc o ok. 13 km więcej niż ostatniego. Brak szczegowych i wiarygodnych danych z innych części Hindukuszu nie pozwala na jakiegokolwiek paralelizacje. Pogląd o 2-krotnym zlodowaceniu Hindukuszu w plejstocenie wyrażają m.in. Grtzbach i Rathjens /1969/. W Pamirze Sidorow /1960/ przyjmuje nieco wiszy zasię starszego zlodowacenia plejstocénskiego w tych górach.

Rezultatem młodoplejstocnskiego zlodowacenia jest żłób lodowcowy rodkowej i dolnej części doliny Suyengal, z doskonale zachowanymi podcięciami glacialnymi stoków, o szerokości rozwarcia, mierzonej midy nimi, około 1000 - 1100 m /ryc. 24, 26/. Występują one na wysokości 250 - 350 m ponad dnem doliny. Brak wychodni skalnych w dnie doliny Suyengal wskazuje, że pokrywy stokowe oraz aluwia mogą posiadać do znaczną miszo. Miszo lodowca wŕmskiego doliny Suyengal należy szacować na ok. 250 - 400 m. Ściany skalne podci glacialnych są wygldzone i pokryte rysami lodowcowymi. Zachowały się one zapewne dlatego, że przebieg zboczy nawiązuje w tym odcinku do powierzchni strukturalnych. Zwirzae skorupowo powierzchni wyglądów, nawet na gnejsach, są raczej konserwowane ni niszczone. Analogiczne zjawisko stwierdzi Grtzbach /1964/ w Khwja Mohammad. Powyżej 4000 m n.p.m. dolina ma przebieg poprzeczny do płaszczyzn strukturalnych. W odcinku tym, wiekowo najmłodszy, nie zachowały się podcięcia glacialne stoków z wygldami, a jedynie, i to słabo, załamania spadku w

profilu stoków. Przekształcenie rzeźby glacialnej stoków przez procesy denudacyjne w wypadku ich dyskordantnej budowy wydaje się być regułą.

Nigdzie w obrębie doliny Suyengal nie zachowały się wały starszych moren stadialnych /recesyjnych/. Nie było to możliwe w obrębie stosunkowo wąskiej doliny, której stoki bardzo intensywnie są przekształcane przez procesy grawitacyjne. Jest to cecha powszechna postglacialnej rzeźby Hindukuszu. Stare pokrywy glacialne zostały albo zniszczone, albo włączone w pokrywy stokowe, i ich istnienie nie jest możliwe do stwierdzenia w topografii terenu /Grötzbach, Rathjens 1969/. Jedynym wyjątkiem jest niska ostroga wododzielna między ujściem dolin Suyengal i Šašgal, gdzie na zmutonowanym grzbiecie skalnym leżą osady moreny środkowej, nie mające jednak znaczenia dla rekonstrukcji faz recesyjnych lodowca doliny Katigal.

Przyjmując obliczone przez Grötzbacha i Rathjensa /1969/ obniżenia granicy wiecznego śniegu dla Hindukuszu w wórmie średnio o 1000 m, dla systemu Suyengal - Katigal otrzymujemy wartość 4200 - 3900 m npm. W topografii dzisiejszej doliny w tej wysokości obserwować możemy wyraźne progi skalne oraz progi lub stopnie w obrębie lodowców gruzowych, nawiązujące zapewne do nierówności podłoża skalnego /ryc. 24/. 80% powierzchni zlewni leżało powyżej granicy wiecznego śniegu, choć jedynie 50% mogło pełnić funkcję pól firnowych. Również w dwóch dolinach bocznych, uchodzących do Suyengal z kierunku SE na wysokości 4200 - 4350 m npm., występują wyraźne progi oddzielające młodoplejstoceniński obszar alimentacji śniegu od ablacynego. Na stokach o wystawie południowej i południowo-wschodniej, na wysokości 4500 - 5000 m npm. znajdują się zawieszane nad doliną kotły, które mogą mieć założenia glacialne, jednakże współcześnie są przekształcone przez procesy grawitacyjne w takiej mierze, że ich rysy glacialne całkowicie zostały zatarte.

### C. F o r m y i p r o c e s y z w i ę z a n e z e z l o d o w a c e n i e m w s p ó ł c z e s n y m

Przez formy glacialne współczesnego zlodowacenia rozumiem te elementy rzeźby, które współcześnie są tworzone oraz związane są z recesją lodowców w ostatnich stuleciach. Należą do nich:

- 1/ subglacialne powierzchnie plejstocenijskich cyrków lodowych, współcześnie przykryte lodowcami i niedostępne dla bezpośredniej obserwacji,
- 2/ wygłądy i barańce w dnach dolin na wysokości 4050 - 4600 m npm.,
- 3/ wały recesyjnych moren czołowo-bocznych, położone na wysokości 4200 - 4500 m npm.,

4/ wały i głązy moreny powierzchniowej lodowców, występujące na wysokości 4500 - 5250 m n.p.m.,

5/ wały moren bocznych, środkowych i czołowych z rdzeniem lodowym, położone na wysokości 4300 - 5200 m n.p.m.,

6/ lodowce gruzowe, występujące w piętrze wysokościowym 3950 - 5200 m.

**POWIERZCHNIE SUBGLACJALNE.** O powierzchni subglacjalnej można niewiele powiedzieć jedynie na podstawie obserwacji ukształtowania lodowców. Profil podłużny lodowców jest schodkowy, w różnych częściach obszaru występują 2 do 4. systemów stopni, o czym świadczą poprzeczne szczeliny w obrębie lodowców. Różnorodny przebieg dolin w stosunku do struktur granitoidowo-metamorficznych może świadczyć o tym, że jedynie część stopni dolinnych - to stare, neogeńsko-dolnopolejstoczeńskie, nieodmłodzone odcinki dolin; część może być pochodzenia odpornościowego. Grubość lodu lodowcowego jest większa niż 50 - 60 m, gdyż takie jest maksymalne, poprzeczne pochylenie powierzchni lodowca Suyengal, związane ze zróżnicowaną ablacją.

**WYGLĄDY LODOWCOWE I BARAŃCE.** Usytuowane są w dnach dolin bocznych, uchodzących od południa do doliny głównej, bezpośrednio u czoła lodowców gruzowych oraz w dolnym, zawieszonym nad doliną główną, piętrze doliny rejonu Gumgal. Zbudowane są ze skał metamorficznych.

Mutony w rejonie obozu głównego są usytuowane na wysokości 4050 - 4200 m oraz 4200 - 4600 m /ryc. 24/. Barańce pierwszego pola toną wśród rumowisk wyściełających dno doliny, a schodzących ze stoków w postaci strumieni głązowych /stoki rumowiskowe/ i stożków usypiskowych. Język lodowca gruzowego powyżej 4120 m ma barwę żółtobrązową, co świadczy o jego stadium nieaktywnym oraz o intensywnym wietrzeniu chemicznym głązów. Same mutony są pokryte skorupami wietrzeniowymi żółtobrązowymi i szaroczarnymi, które łuszczą się i zsuwają, zaś kształt form pozostaje zachowany. Barańce drugiego pola tworzą ciąg form o przebiegu SW - NE, usytuowanych na spłaszczeniu 4200 m, na stoku wyższego spłaszczenia powyżej 4500 m n.p.m., i "wychodzą" niemal spod potężnego czoła lodowca gruzowego /4500 - 4600/ w stadium bardzo młodym, z odsłoniętym w ścianach wałów lodem lodowcowym. Mutony nie schodzą poniżej krawędzi 4200 m n.p.m., która jest podkreślona tuż powyżej wałami moren akumulacyjnych. Pod względem wielkości mutony są podobne jak i w obrębie pierwszego pola. Pole rozszerza się w górę, zaś mutony wyrastają z widocznego podłoża skalnego, lokalnie jedynie pokrytego małą ilością rumowiska. W dolnej części pola mutony są zwietrzałe, z charakterystycznymi skorupami. Ku górze świeżość form

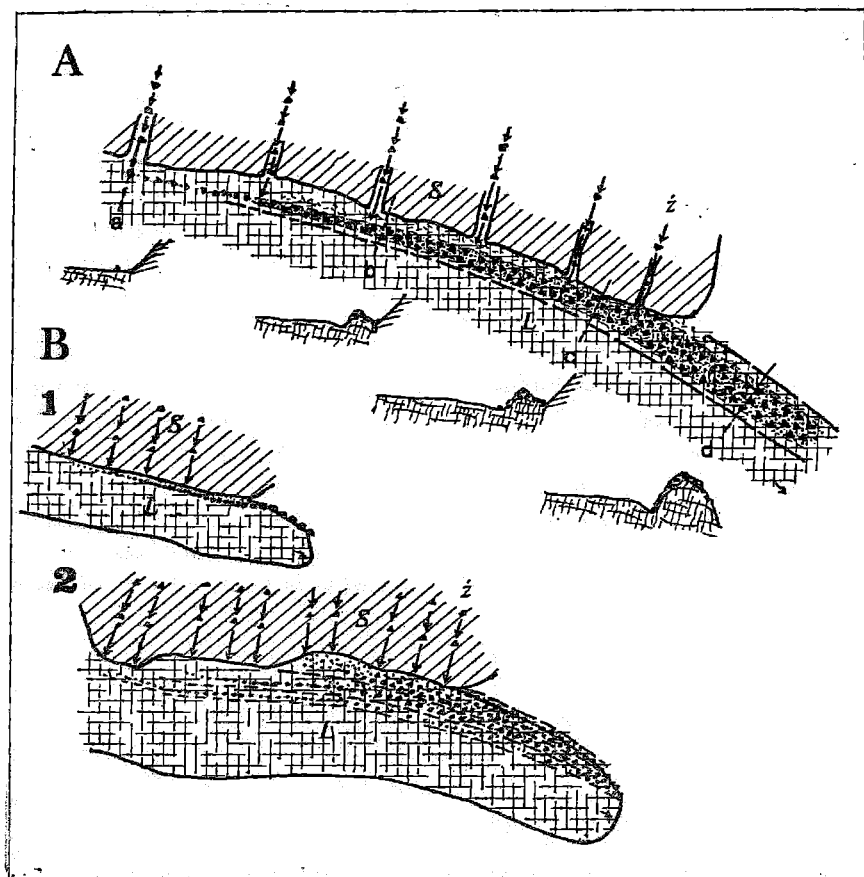
wyraźnie wzrasta, pomimo że ślady wietrzenia chemicznego są widoczne na formach "wychodzących" spod lodowca gruzowego.

Oba pola barańców wiążą się z młodą fazą recesyjną lodowców w dolinie Suyengal, z postoju na wysokości 4200 m n.p.m. do postoju recesyjnego najmłodszego, zaznaczonego wysokimi wałami morenowymi, zamykającymi strefę martwego lodu i przechodzącymi w dół - w jezory lodowców gruzowych, w analogiczny sposób wykształconego w bardzo wielu częściach Hindukuszu /Grötzbach, Rathjens 1969/. Pole pierwsze chronologicznie jest zapewne nieco wcześniej odsłonięte niż pole mutonowe drugie.

**WAŁY AKUMULACYJNE MOREN RECESYJNYCH.** Występują po obu stronach młodszego pola mutonowego, zamykając je, i zachowały się dzięki swemu położeniu z dala od stoków, przy krawędzi spłaszczenia 4200 m lub na ostrodze międziodolinnej /ryc. 24/. Wały posiadają nieznaczną wysokość, do 1,5 m, i zbudowane są ze zwiertzałych na powierzchni głazów gnęjsowych i granitoidowych, tkwiących w glinie pylastej, miejscami spiaszczonej. W obrębie wałów znajdowałem liczne nory świstaków, z wygrzebanym u ich wylotów materiałem pylasto-piaszczystym.

W podobnej sytuacji morfologicznej stwierdziłem systemy kilku wałów morenowych powyżej krawędzi dolnego piętra doliny w rejonie Gumgal, na wysokości 4100 - 4250 m n.p.m. Na zapleczu moren występuje pole mutonów. Pomimo nieznaczonej wysokości wały morenowe są ważnym dla rekonstrukcji paleograficznej elementem rzeźby, gdyż reprezentują postojowe stadium recesyjne, bezpośrednio poprzedzające fazę deglacjacji lodowców, w wyniku której powstały tak charakterystyczne dla rzeźby Hindukuszu lodowce gruzowe.

**MORENA POWIERZCHNIOWA.** Morena powierzchniowa, budująca efemeryczne formy na powierzchni lodowców nie jest "trwałym" elementem rzeźby, jednakże ze względu na jej morfogenetyczne znaczenie została omówiona łącznie z innymi elementami rzeźby glacialnej. Pojawia się ona od wysokości 5200 - 5300 m n.p.m. pod zboczami o ekspozycji południowej - ciepłej, i jest ważnym wskaźnikiem aktywności stoków, zasilających ją materiałem zwiertzelinowym. W odległym o 250 km Pamirze Afgańskim /6320 m n.p.m./ morena powierzchniowa lodowców pojawia się również na wysokości 5200 - 5300 m n.p.m. /Grosser Pamir 1978/, co wydaje się być dobrym wskaźnikiem klimatycznym i morfodynamicznym gór. Morena powierzchniowa jest rozproszona na powierzchni lodowca bądź też tworzy wały. Na lodowcach dorzecza Suyengal dominują wałowe formy moreny powierzchniowej. Wałom towarzyszą pojedyncze bloki i głazy. Tworzą one na ogół wyraźną strefę wzdłuż "ciepłych" boków lodowców. Na rycinie 42



Ryc. 42. Rozwój wałów lodowo-morenowych na lodowcu: A - schemat powstania i powiększania się wału moreny powierzchniowej wskutek dostawy materiału ze Żlebów /Z/ na powierzchnię lodowca /L/; B - powstanie wału lodowo-morenowego u podnóża wyrównanego stoku skalnego /1/ oraz strefy wałów u niewyrównanego podnóża stoku skalnego /2/; S - stok skalny

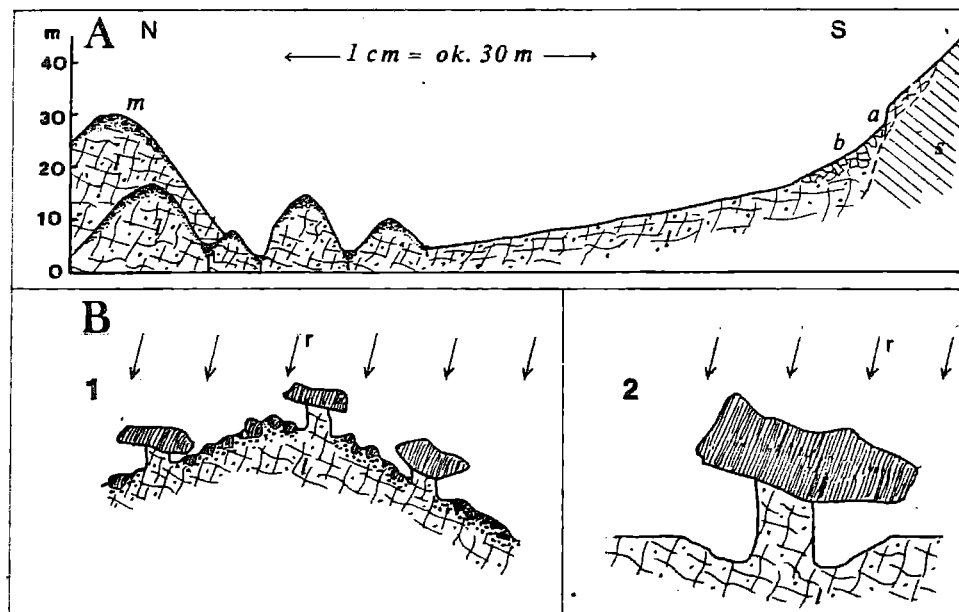
przedstawiłem schemat powstania wałów wskutek dostawy gruzu ze stoków "ciepłych" i ich rozmieszczenie na powierzchni lodowca bliżej lub dalej od jego "brzegu", w zależności od szczegółowej topografii i przebiegu doliny lodowcowej. Od liczby źródeł dostawy, np. Żlebów, od ilości dostarczanego na lodowiec gruzu oraz od konfiguracji w planie podstawy stoku, zależą szerokość i morfologia /liczba i wysokość wałów/ strefy lodowca, przylegającej do stoku "ciepłego", pokrytej moreną powierzchniową. Zewnętrzny wał morenowy strefy tworzy i przekształca się w wał morenowo-lodowy, integralnie związany z lodowcem, a nas-

teżnie staje się wałem moreny bocznej z rdzeniem lodowym, ograniczającym lodowiec /ryc. 42B/. Systematycznie wzrasta wysokość względna wału. Od strony lodowca tworzy się podłużna rynna, której powstanie można wiązać z wypromieniowaniem energii cieplnej absorbowanej przez gruz oraz topnieniem podnoża wału przy udziale wód roztopowych, spływających po poprzecznie nachylonej powierzchni lodowca, właśnie w kierunku wału, a następnie wzdłuż niego.

Pojedyncze głązy pod wpływem radiacji i ablacji tworzą formy stoków i grzybów lodowych. Pomiar orientacji 34. takich form wskazuje na ekspozycję SSE /174<sup>0</sup>/ jako radiacyjnie najbardziej uprzywilejowaną. Zwiększają one deniwelacje w obrębie - podlegającej ogólnie silniejszej ablacji - strefy lodowca, gdyż wokół wielkich stoków lodowych tworzą się koliste depresje do 1,0 m głębokości. W procesie deglacjacji wały moreny powierzchniowej, jak i pojedyncze głązy stanowią ważne, początkowe ogniwo.

Morena powierzchniowa w pewnej mierze pochodzi także z wyciskania moreny wewnętrznej wzdłuż płaszczyzn ścięcia uskoków lodowych. Proces ten w dolinie Suyengal posiada jednakże ograniczone znaczenie ze względu na pasywny stan lodowców. Morena zsuwa się po nachylonym czole lodowca, zasilaając morenę czołową, albo zgodnie z poprzecznym pochYLENIEM lodowca zsuwa się lub ścieka w kierunku strefy morenowej przy "ciepłym" boku lodowca. Proces ten jest ułatwiony dopiero w drugiej połowie lata, kiedy penitenty ulegają całkowitej dezintegracji, a powierzchnia lodu jest bardziej "gładka".

WAŁY MORENOWE Z RDZENIEM LODOWYM /ICE CORED MORAINS/. Większość wałów morenowych, znajdujących się w bezpośrednim sąsiedztwie lodowców, posiada rdzeń lodowy, pokryty stosunkowo cienką pokrywą moreny, przymarzniętej do lodu. Początek tym formom dają, opisane uprzednio, wały moreny powierzchniowej, występujące od wysokości 5200 - 5300 m n.p.m. Od niewysokich, 0,5-metrowych, pojedynczych wałów bocznych, u-  
rastają do stref wałów o znacznej wysokości i szerokości w rejonie czoła lodowców /ryc. 42 A, B/. Maksymalne wysokości - do 70 m, osią-  
gają wały morenowo-lodowe w strefie intensywnej ablacji /4500 - 4800 m n.p.m./. Rozdzielają się albo łączą ze sobą, tworząc "wiązki" i strefy wałów o szerokości do 50 m i deniwelacjach do 30 - 40 m, a w stosunku do powierzchni lodowców w skrajnych przypadkach do ok. 70 m /ryc. 43/. Wysokość wałów wynosi 10 - 15 m, lecz dość powszechnie do 20 - 40 m. Ich szerokość u podstawy osiąga 20 - 30 m, maksymalnie do 50 - 100 m. Nachylenie stoków wałów morenowych mieści się w przedziale 20 - 40<sup>0</sup>, najczęściej 35<sup>0</sup>.



Ryc. 43. Morfologia wałów lodowo-morenowych: A - profil poprzeczny dolnej części lodowca głównego Suyengal: 1 - lód lodowcowy, m - morena, a - ściana lodowa w obrębie stokowej pokrywy śnieżno-lodowej na linii szczeliny brzeżnej, b - zwały firnowo-lodowe oberwane ze stoku, s - podłoże skalne; B - stoły lodowe na wale lodowo-morenowym /1/ oraz na płaskiej powierzchni lodowca /2/, r - kierunek padania promieni słonecznych

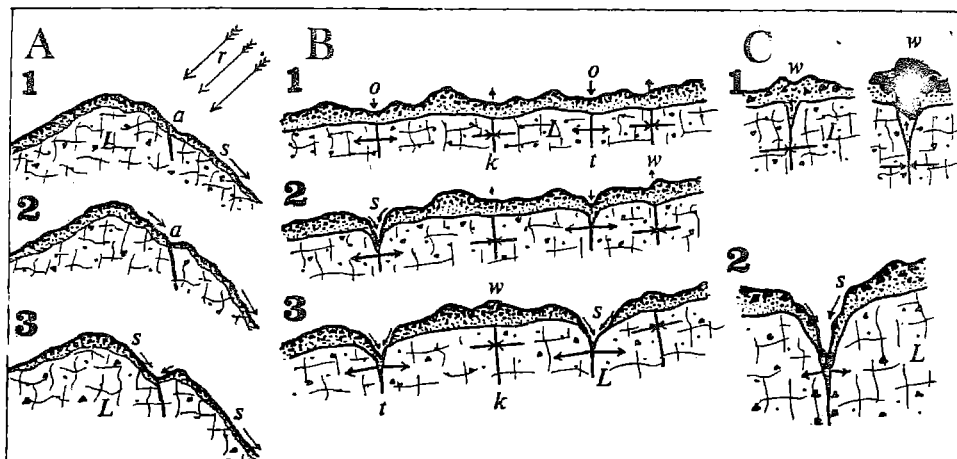
Jądro lodowe jest spękane. Zarówno podłużne, jak i poprzeczne spękania zaznaczają się w mikro-, jak i mezoreźbie stref wałów. Wały tworzą formy podwójne; w przypadku form większych sprawiają wrażenie s tykających się ściśle 2. lub 3. form /ryc. 43/. Również w profilu podłużnym wały bywają urozmaicone, posiadają zębatą linię grzbietową, rozbite są na szereg członów /pagórów/. W "przełęczach" otwierają się szczeliny lodowe.

Głębokie rynny między wałami są utrwalone przez wody roztopowe, szczególnie aktywne pomiędzy godziną 12. i 16. Rynny często kończą się ślepo, zaś wody roztopowe płyną kanałami i szczelinami inglacjalnymi. Przepływy podziemne ułatwiają nierównomierne zapadanie się niektórych stropów lub osiadanie pakietów lodowo-morenowych. W rezultacie tam, gdzie sieć spękań jest gęsta, powstają też zagłębienia wytopisko-wo-zapadliskowe. W zagłębieniach tych mogą się tworzyć i utrzymywać "jeziorka lodowe", odmarzające na kilka godzin w ciągu dnia.



Lodowe jądra są okryte materiałem morenowym. Tworzy go glina pylasto-piaszczysta barwy popielatej, z tkwiącymi w niej niewysortowanymi i beziadnie rozmieszczonymi głazikami i głazami rozmaitej wielkości. Są wśród nich głazy do kilku metrów średnicy, a pojedyncze przekraczają 10 m średnicy. Dominują głazy 20 - 50 cm. Pokrywa morenowa jest przymarznięta do nierównej powierzchni lodu i częściowo odmarza w ciągu godzin popołudniowych. Miąższość pokrywy na grzbietach wałów i pagórów osiąga 20 - 50 cm, a wyjątkowo 1 m. W depresjach o zasklepionych, kompresyjnych szczelinach w dnie, miąższość moreny wynosi 2 - 3 m. Na stokach wałów jest mniejsza - do 10 - 20 cm; czasem wały okryte są jedynie cienką, przymarzniętą warstwą "błota" morenowego, ściekającego w ciągu dnia z góry. Morena wykazuje dwuwarstwową budowę /ryc. 43/. Wierzchnią część pokrywy tworzą głazy, które opancerzają glinę pyłowo-piaszczystą pod spodem. Głazy opancerzające występują na powierzchni wałów, powyżej krawędzi ścian lodowych, pojedynczo - na stokach. Rezultatem nierównej ablacji są stoły lodowe, o blatach skalnych do kilku metrów. Nogi lodowe osiągają 2 m, najczęściej jednak 0,5 m. W zależności od ekspozycji, ich kształt i pochylenie są różne /ryc. 43/. Materiał gliniasty występuje na stokach wałów oraz pagórów i soliflukcyjnie spływa ku obniżeniom, w których dominuje. Pojedyncze, odmarzające głazy również zsuwają się po stokach ku obniżeniom. Dwuwarstwową budowę moreny należy wiązać z procesami wymarzenia oraz wymywaniem i osiadanem frakcji drobnej.

W rozwoju wałów lodowo-morenowych oraz pól i stref tych wałów proces ich podłużnej i poprzecznej fragmentacji, nawiązujący do systemu spękań lodu, ma zasadnicze znaczenie /ryc. 44/. Jest on wynikiem powstania napięć w obrębie bryły lodowo-morenowej /kompresji lub tensji/, związanych z zaburzeniem równowagi wskutek rozmywania szczelin oraz kanałów lodowych. Może też łączyć się z nierównomierną ilością energii radiacyjnej, absorbowanej przez poszczególne części wałów, następnie wypromieniowanej, i związaną z tym nierównomierną ablacją, nawiązującą do szczelin. Przemieszczenia grawitacyjne materiału morenowego powodują zmianę mikrodeniwelacji, a zatem zmianę warunków absorpcji energii słonecznej i ablacji. Woda roztopowa podkreśla wszelkie deniwelacje, rozmywa i poszerza szczeliny lodowe w ciągu dnia. Z kolei w ciągu nocy zamrażanie jej w szczelinach powoduje powstawanie dodatkowych napięć. W zależności od rozkładu sił, szczeliny w obrębie wałów lodowo-morenowych chłoną spływającą doń morenę lub wyciskają ją na zewnątrz. Wyciskane są na powierzchnię także pojedyncze bloki. Obserwowałem bloki granitowe, wyniesione do 1 - 1,5 m nad powierzchnię morfologiczną, z drobnym materiałem i głazikami na ich górnej, płaskiej powierzchni będącej dowodem ruchu wyciskającego blok, gdyż nie można w żaden inny sposób wyt-



Ryc. 44. Fragmentacja wałów lodowo-morenowych: A - fragmentacja podłużna /fazy 1 - 3/, nawiązująca do ablacji /a/ wzdłuż spękań w bryle lodowej /L/ oraz przemieszczenia i spływania pokrywy morenowej /s/ po stronie dosłonecznej /r/; B - fragmentacja poprzeczna /fazy 1 - 3/: t - szczeliny tensyjne, k - szczeliny kompresyjne, o - osiadczenie, w - wyciskanie materiału morenowego; C - procesy wyciskania materiału gliniastego i bloków skalnych /w/ wzdłuż szczelin kompresyjnych /1/ oraz spływania i wnikania materiału morenowego w szczeliny tensyjne /2/

złamaczyć ich obecności na powierzchni bloku. Proces fragmentacji wałów prowadzi do powstania urozmaiconej powierzchni z pagórami i zagłębieniami rozmieszczonymi linijnie, która w miarę zwiększania się ilości moreny w stosunku do lodowego fundamentu czy fundamentów przekształca się we fluidalną strukturę lodowca gruzowego.

Wały morenowe z rdzeniem lodowym lub strefy tych wałów występują po bokach lub przed czołem lodowców. Ich wykształcenie zależy od orientacji lodowców poniżej 5200 m n.p.m. W dolinach o przebiegu południkowym powstaje system dwu "normalnych" wałów lodowo-morenowych bocznych, symetrycznie z obu stron lodowca. W przypadku dolin o przebiegu odchylnym od południkowego zaznacza się asymetria wykształcenia tych form. Od strony stoku ciepłego, z którego procesy denudacyjne dostarczają ogromnych ilości zwietrzliny, tworzy się węższa lub szersza strefa wałów lodowo-morenowych, poszerzająca się w kierunku spadku doliny i przekształcająca w strefę glaciablacyjną oraz w typowe lodowce gruzowe. Od strony "zimnej" lodowca albo nie powstają żadne wały, albo też jeden wał, o ograniczonych rozmiarach. Szerokość strefy wałów morenowych zależy od intensywności dostawy gruzu ze stoków o cieplej

wystawie oraz od wysokości grzbietu ograniczającego dolinę od południa, a więc ocieniającego lodowiec. Mała wysokość grzbietu doprowadza do intensywnej ablacji cieplejszego boku lodowca - i w profilu poprzecznym staje się on poprzecznie nachylony. Równocześnie duża dostawa zwietrzliny ze stoku ciepłego powoduje osłabienie ablacji konserwowanego rumowiskiem lodu. Doprowadza to do zawieszenia powierzchni z wałami nad powierzchnią lodowca, nawet do kilkudziesięciu metrów. W ten sposób deglacja lodowca prowadząca do arealnych efektów morfologicznych /martwy lód, formy glaciablacyjne/ rozpoczyna się od ciepłego boku lodowca, redukując go podłużnie aż do formy szczątkowej, podstokowej. Skutkiem glaciologicznym takiego typu deglacacji są lodowce posiadające znaczną długość, lecz ograniczone jedynie do części doliny przylegającej do stoku zimnego, oraz silne pochylenie w kierunku stoku ciepłego. Taka lateralna deglacja jest więc zasadniczo inna od wyróżnionych dwóch typów podstawowych deglacacji - frontalnej i arealnej /Klimaszewski 1978/. Deglacjami lateralnej ulegają lodowce o przebiegu E - W lub zbliżonym do niego. Natomiast lodowce o przebiegu N - S podlegają deglacacji arealnej. Te dwa rodzaje deglacacji decydują o mechanizmie zaniku współczesnego zlodowacenia, przy czym deglacja lateralna jest procesem typowym jedynie dla gór o ogromnych kontrastach energetycznych i związanych z tym kontrastach w dostawie zwietrzliny pomiędzy stokami o wystawie południowej - bardziej aktywnymi i północnej - bardziej pasywnymi.

**LODOWCE GRUZOWE.** W krajobrazie wysokogórskim Hindukuszu gruzowe formy rozmaitego pochodzenia stanowią najbardziej znaczący składnik. Wśród nich za najbardziej typowe dla rzeźby tych gór uznać należy lodowce gruzowe /ang. rock glaciers, niem. Blockströme, franc. glacier rocheux/, na co zwraca uwagę m.in. Grötzbach /1965/. Rozumie się przez to określenie formy, zjawiska i procesy dość różnorodne, które w ostatnich dziesiątkach lat stały się przedmiotem szczególnego zainteresowania badaczy środowisk wysokogórskich /Corte 1976, Barsch 1977/. W polskiej literaturze termin "lodowce gruzowe" nie pojawia się, a problematyka badawcza z nim związana nie jest - jak dotąd - podejmowana. Książkiewicz /1968/ jednym zdaniem wspomina o "lodowcach skalnych". Nieco szczegółowiej omawia w drugim wydaniu swego podręcznika problematykę lodowców gruzowych Klimaszewski /1978/, stosując dlań nazwę "jęzory rumowiskowe albo skalne". W nowszej literaturze przedmiotu /por. Corte 1976/ używa się niemal wyłącznie angielskiego terminu "rock glaciers", nie zaś terminów "rock streams" czy "rock rivers", które jako synonimy "rock glaciers" wymienia Fairbridge /1964/.

Lodowce gruzowe są twórcami o kształcie lobów /ang. lobate rock glaciers/ i języków /ang. tongue-shaped rock glaciers/, przypominającymi małe lodowce dolinne i zbudowanymi z niewysortowanego gruzu, głazów i bloków oraz drobnego materiału żwirowo-piaszczysto-pyłastego. Systemy podłużnych oraz poprzecznych wałów i rynien oraz strome, 35 - 45° nachylone czoła są najbardziej charakterystycznymi cechami morfologicznymi lodowców gruzowych. Ze względu na aktywność, związaną ze stadium rozwojowym, Barsch i King /1975/ wyróżniają:

1/ aktywne lodowce gruzowe, zawierające jądro lodowe /ang. ice core rock glaciers - Potter 1972/, lub których pokrywa gruzowa jest scementowana lodem /ang. ice cemented rock glaciers - Potter 1972/ i poruszające się ze średnią prędkością 5 - 100 cm/rok /Barsch 1977/,

2/ lodowce gruzowe nieaktywne, zawierające w swej masie lód, lecz nie wykazujące ruchu,

3/ fosylne lodowce gruzowe, z całkowicie wytopionym lodem, utrwalone roślinnością.

Lodowce gruzowe są poligeniczne /Corte 1976/. Ze względu na ich genezę można wyróżnić dwa zasadnicze typy:

1/ lodowce gruzowe pochodzenia niweograwitacyjnego /Corte 1976: "primary rock glaciers", Barsch 1969: "rock glaciers below talus slope", Grötzbach 1965: Blockgletscher/ - powstałe z przekształcenia stożków usypiskowych /talus cones/, lawinowych /avalanche cones/ oraz wałów usypiskowych /protalus ramparts, Hangblockwülst/ przez intensywną akumulację na przemian gruzu i śniegu,

2/ lodowce gruzowe pochodzenia deglacjacyjnego /Corte 1976: "secondary rock glaciers" = "debris covered glaciers", Barsch 1969: "rock glaciers below and morains or below existing glaciers", Grötzbach 1965: Blockzungen/ - występujące poniżej, na przedłużeniu lodowców karowych i dolinnych, będące efektem ich zamierania i deglacjacji.

Corte /1976/ wyróżnia ponadto 3 inne typy lodowców gruzowych, wśród których klasyfikacyjnie równoważnym z dwoma podstawowymi jest typ lodowców gruzowych mieszanego pochodzenia /rock glaciers of mixed origin/. Barsch /1969/ wyodrębnił dodatkowo, trzeci, typ stosując dlań określenie "special forms".

Proces powstania lodowców gruzowych, uważanych przez jednych za typowo glacialny /Tricart i Cailleux 1967/, przez innych - za typowo periglacialny /Corte 1976, Washburn 1973/, wiąże się z warunkami typowymi dla wiecznej lub co najmniej nieciągłej wiecznej zmarzliny /discontinuous permafrost/ alpejskiego środowiska wysokogórskiego /Corte 1976, Barsch 1977/. W górach o zimnym klimacie, z dominującym radiacyjnym typem pogody i z niewielkim opadem, panują sprzyjające warunki dla tworzenia się lodowców gruzowych /Thompson 1962/. Średnia roczna tem-

peratura bliska 0° /Lliboutry 1956, Warhaftig i Cox 1959, Potter 1972, Corte 1976/, roczny opad ok. 1000 mm /Lliboutry 1956 ~ Andy Chilijskie/ lub 1200 mm /Potter 1972/ są typowe dla środowiska ich powstania. Zasięg piętra występowania lodowców gruzowych zwiększa się w miarę przechodzenia od wilgotnej strefy zimnej do suchej. Ze wzrostem wilgotności piętro jest położone coraz wyżej /Thompson 1962/. W północnej części Alp Szwajcarskich, o klimacie bardziej oceanicznym i o niskim położeniu granicy wiecznego śniegu, występuje jedynie 3% ogólnej liczby lodowców gruzowych całych Alp Szwajcarskich /Barsch 1977/. Lodowce gruzowe w Andach występują przy ekspozycji zimnej, podczas gdy na stokach ciepłych dominują formy soliflukcyjne /Corte 1976/. Również Barsch w Alpach Szwajcarskich stwierdza aż 67% lodowców gruzowych przy ekspozycji północnej /1977/. W górach Brooks Range na Alasce aż 74% lodowców gruzowych występuje na ich północnych skłonach /Ellis i Calcin 1979/. Warunkiem powstania lodowców gruzowych jest dostawa wielkich ilości materiału zwietrzelinowego. Klimaszewski /1978/ uważa, że lodowce gruzowe "są produktem deglacjacji arealnej lodowców górskich w fazie ich ostatecznego zanikania, poprzedzonego okresem długiej stagnacji czoła i gromadzenia ogromnych mas morenowych w dolnej części języka lodowcowego".

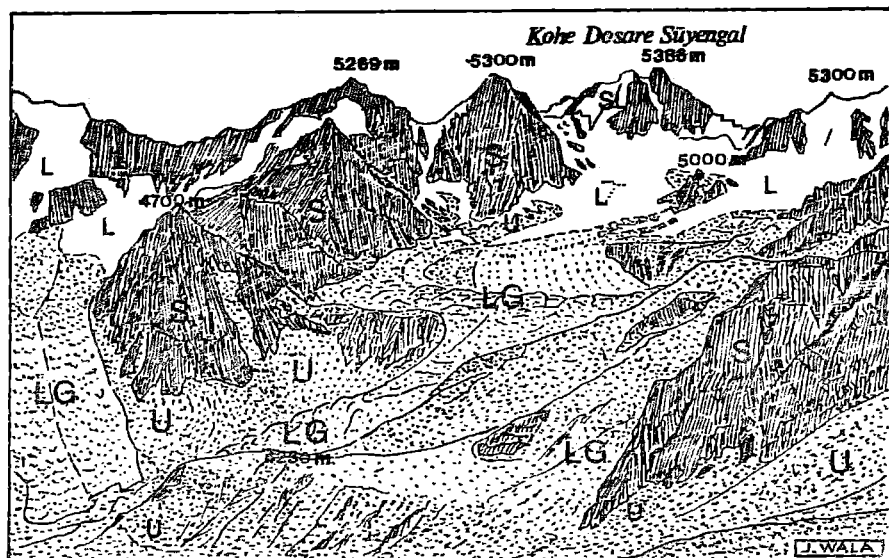
Najbardziej kontrowersyjne są problemy relacji lodowców gruzowych do lodowców /ice glaciers/ oraz moren z rdzeniem lodowym /ice cored moraines/, problemy granicy pomiędzy nimi, kryteriów oddzielania ich od siebie itp. Odmienność poglądów w tej sprawie wydaje się być ściśle związana z regionami górskimi, w których prowadzone były badania, z warunkami, intensywnością i stadium deglacjacji. Bez względu na regionalną zróżnicowane właściwości badanych lodowców i lodowców gruzowych bardzo istotne jest stwierdzenie Whalleya /1974/, a następnie Corte'go /1976/, o continuum, jakie stanowią lodowce, moreny z rdzeniem lodowym, lodowce gruzowe z rdzeniem lodowym - aż po formy zamarłe, pozbawione lodu. Corte /1976/ wprowadza ideę facji, tworzących w profilu podłużnym kompletną lub niekompletną sekwencję. Wyróżnia on:

- 1/ fację lodowców nie pokrytych rumowiskiem,
- 2/ fację form termokrasowych,
- 3/ fację lodowca gruzowego "strukturalnego",
- 4/ fację lodowca gruzowego "gładkiego" - nieaktywnego,
- 5/ fację lodowca gruzowego fosylnego - utrwalonego roślinnością.

Formy termokrasowe /raczej glaciablacyjne - przyp. L.K./ są według Corte'go /1976/ jedną z najbardziej charakterystycznych, wskaźnikowych cech początkowego stadium rozwoju lodowców gruzowych pochodzenia deglacjacyjnego. Większość lodowców gruzowych w Chile związana jest z re-

cesją lodowców w bieżącym stuleciu /Lliboutry 1956/. Na związek lodowców gruzowych Hindukuszu z deglacjacją zwracają uwagę Grötzbach i Rathjens /1969/.

Lodowce gruzowe Hindukuszu Munjan analizowałem, przyjmując ich "szeroką" definicję np. Corte'go /1976/, w myśl której formy glacialne, kompleksy wałów lodowo-morenowych, właściwa lodowce gruzowe aktywne - strukturalne, nieaktywne i fosylne tworzą genetyczną całość. Jedynie takie właśnie, możliwe na obecnym etapie badań, podejście pozwala uzmysłowić sobie rolę "systemu transportowego lodowców gruzowych" jako przedłużenia z jednej strony "systemu transportowego stoków usypiskowych", z drugiej zaś "systemu transportu lodowcowego" /Barsch 1977/.



Ryc. 45. Dolina Suyengal - widok na stoki o ekspozycji północnej piętra lodowców /L/ i lodowców gruzowych /LG/ z formami gruzowymi i gruzowo-lodowymi pochodzenia deglacjacyjnego i grawitacyjnego: SL - stoki geliniwalne, S - stoki skalne, U - stoki usypiskowe.

Lodowce gruzowe Hindukuszu Munja tworzą 377 kompleksów, składających się niejednokrotnie z 3 - 5 form, łączących się razem w jeden potężny jezior dolinny, o długości nawet do 6,5 km. Zajmują powierzchnię ok. 311 km<sup>2</sup>, co stanowi 9,4% powierzchni całej grupy górskiej /ryc. 31, 32/. W chrbcie niektórych dorzeczy, jak np. Suyengal, lodowce gruzowe stanowią do 19% ich powierzchni /ryc. 24/. Lodowce gruzowe są na ogół formami dużymi o powierzchni do 7,5 km<sup>2</sup> /tab. 24/. Wypełnia-

T a b e l e 24  
Charakterystyka lodowców gruzowych w południkowym przekroju Hindukuzu Munjan

Parametry charakteryzujące	H I N D U K U Z M U N J A N				
	południowy	środkowy	środkowo-wersański	południowy	łącznie
Wysokość maksymalna npm., m	5470	6290	5740	5420	6290
Wysokość średnia npm., m	4510	4570	4600	4200	4480
Powierzchnia obzaru, km <sup>2</sup>	424,4	1267,0	707,1	911,1	3309,6
Powierzchnia zlodowacana, %	5,8	8,8	5,0	1,7	5,6
Liczba kompleksów lodowców gruzowych	57	141	96	83	377
Powierzchnia lodowców gruzowych, km <sup>2</sup>	63,5	153,7	76,9	17,4	311,5
Powierzchnia lodowców gruzowych, %	15,0	12,1	10,8	1,9	9,4
Stosunek pow. lodowców do pow. lod. gruz.	1:2,6	1:1,4	1:2,2	1:1,1	1:1,7
Najwyższa granica lod. gruzowych m npm.	5250	5400	5350	5200	5200
Górna granica lod. gruzowych m npm.	4870	4920	4900	4600	4820
Dolna granica lod. gruzowych, m npm.	4330	4320	4380	4300	4350
Najniższa granica lod. gruzowych, m npm.	3800	3550	3750	3500	3760
Średnia wysokość lod. gruzowych, m npm.	4610	4650	4630	4450	4590
Średni zasięg piętra lod. gruzowych, m	540	600	520	300	470
Maks. powierzchnia lod. gruzowych, km <sup>2</sup>	6,4	7,5	5,6	1,3	7,5
Średnia powierzchnia lod. gruzowych, km <sup>2</sup>	1,1	1,1	0,8	0,2	0,8
Maks. długość lod. gruzowych, km	3,8	6,8	6,5	3,1	6,8
Średnia długość lodowców gruzowych, km	2,1	2,1	2,1	1,0	1,9

ją dna cyrków i dolin współcześnie zlodowaconych, jak też pozbawionych już lodowców. W zależności od morfologii doliny lodowce gruzowe posiadają kształt jezorów lub lobów, przy czym ich długość jest co najmniej 2-krotnie większa od szerokości. Złożony lodowiec gruzowy górnej części Suyengal poniżej strefy form glaciablacyjnych posiada szerokość ok. 1200 m i na przestrzeni ponad 2 km klinowato zwęża się do ok. 200 m /ryc. 24/. W porównaniu z lodowcami gruzowymi Europy, które według Barscha /1977/ posiadają długość ok. 200 - 400 m i szerokość 100 - 150 m, lodowce gruzowe Hindukuszu Munjan są wielokrotnie większe /tab. 24, 25/. Rozmiarami przypominają lodowce gruzowe charakteryzowane przez Grötzbacha /1965/ w grupie górskiej Khwaja Mohammad, a także analogiczne formy w Andach /Corte 1976/.

T a b e l a 25

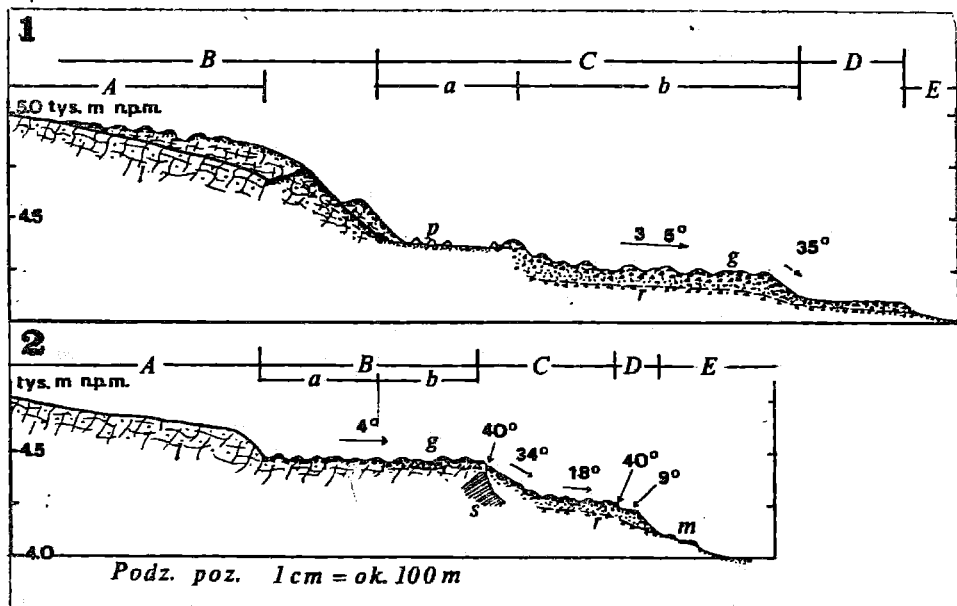
Rozmiary większych lodowców gruzowych w Dolinie Suyengal

Lodowiec gruzowy	Długość km			Szerokość km	
	strefy glaciablacyjnej	strefy lodowca gruz. struktur.	całkowita	maks.	min.
1	3,8	2,2	6,0	2,50	0,25
2	1,4	-	1,4	0,87	0,50
3	1,0	1,0	2,0	0,70	0,20
4	0,6	1,6	2,2	0,85	0,55
5	-	1,0	1,0	0,25	0,17
6	-	1,1	1,1	0,40	0,17
7	-	1,4	1,4	0,50	0,30

Najbardziej wyrazistą cechą lodowców gruzowych Hindukuszu Munjan jest to, że stanowią one dolny człon continuum od lodowców czystych /ice glaciers/, poprzez lodowce z wałami morenowo-lodowymi, kompleksy wałów lodowo-morenowych i form glaciablacyjnych /ryc. 45/.

Powtarzająca się sekwencja form świadczy o deglacyjnym pochodzeniu większości lodowców gruzowych. Nawet lodowce gruzowe w dolinach współcześnie już nie zlodowaconych, zasilane w gruz wyłącznie ze stoków, wydają się być pochodzenia deglacyjnego w swych założeniach, na co wskazują ich wydłużony, dolinny kształt i znaczna długość /do ponad 6 km/. Powierzchnia zajęta przez lodowce gruzowe jest ok. 1,1 - 2,6 razy większa od powierzchni lodowców, co świadczy o zaawansowanej deglacji gór.





Ryc. 46. Altimetryczne profile podłużne lodowców gruzowych w dolinie Suyengal: 1 - lodowiec gruzowy w dolinie głównej, 2 - lodowiec gruzowy w dolinie bocznej /zob. ryc. 36A - odpowiednio A i f/; A - strefa /facja/ lodowca czystego /ice glacier/, B - strefa glaciablacyjna /a - strukturalnych wałów i pagórów lodowo-morenowych i depresji, b - strukturalnych, o fluidalnej strukturze, poprzecznych wałów lodowo-morenowych/, C - strefa lodowca gruzowego bez odsłonięć lodu/ a - piaszczysto-pylasty stożek glacyfluwialny z nieregularnymi pagórami powstałymi wskutek działania pionowych wirów powietrznych, b - wały gruzowe poprzeczne i podłużne/, D - strefa lodowca gruzowego nieaktywnego /r - rynny marginalne/, E - odcinek fluwialny doliny. Inne oznaczenia: m - barańce /mutony/, s - lite podłoże, l - lód, g - gruz morenowy i pochodzenia stokowego

W profilu podłużnym lodowce gruzowe wykazują dość znaczne różnicowanie /ryc. 46/. Składają się z kilku członów, stanowiących różne generacje form, od stadium inicjalnego do dojrzałego. Tworzą one szereg stopni o odmiennym ukształtowaniu ich powierzchni i innej dynamice. W przypadku lodowców gruzowych, których obszar alimentacji składa się z kilku dolin z lodowcami lub bez nich, różne człony generacyjne występują obok siebie, tworząc w profilu poprzecznym odmiennie strefy morfodynamiczne. Schodzące się w jednej dolinie głównej lodowce gruzowe często "płyną" obok siebie, zachowując własną strukturę i dynamikę, i jedynie w strefie końcowej tworzą wspólne, strome czoło /ryc. 24/.

Powtarza się trójczłonowa struktura lodowców gruzowych:

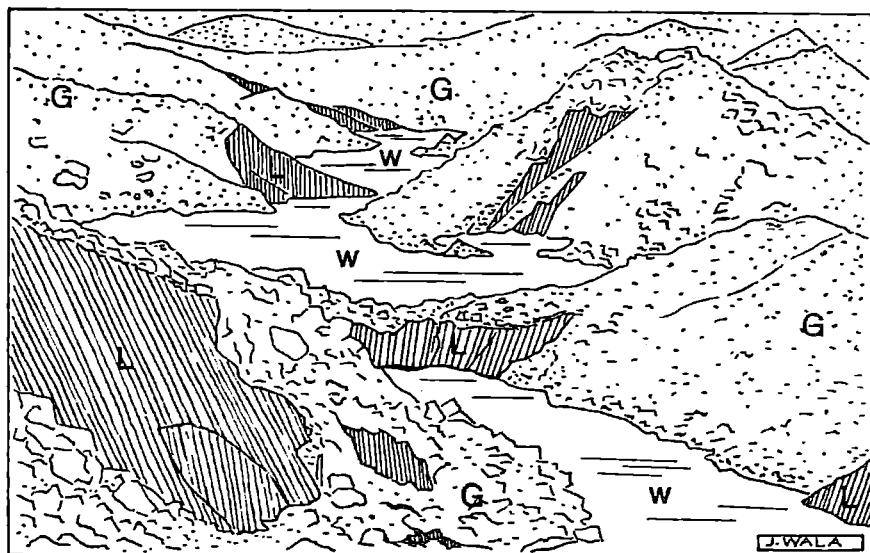
1/ człon /strefa/ górny - form glaciablacyjnych, często z fluidalną strukturą wałów lodowo-morenowych w dolnej części,

2/ człon /strefa/ środkowy - aktywnego lodowca gruzowego "strukturalnego" z wyraźnym układem wałów podłużnych lub poprzecznych i podłużnych, w której nie stwierdziłem odkrytego lodu gruntowego lub lodowcowego, lecz ze śladami ruchu /jasnoszary kolor rumowiska/,

3/ człon /strefa/ dolny - nieaktywnego lodowca gruzowego, z powierzchnią dość wyrównaną bez śladów ruchu /brązowożółta barwa rumowiska/, lecz nie utrwalony przez roślinność.

Strefa form glaciablacyjnych jest usytuowana w poziomie powierzchni lodowca lub "zawieszona" nad nią, zwłaszcza od strony stoku ciepłego, do 30 - 50 m /ryc. 46/. Związana jest najczęściej z kompleksem wałów lodowo-morenowych, powstających wskutek podłużnego, lateralnego zamierania lodowca, łączą się one z wałami czołowomorenowymi i tworzą z nimi rozległe powierzchnie. W obrębie kompleksu lodowcowego Suyengal strefa ta leży ok. 300 m nad środkową strefą lodowca gruzowego. Wyraźny próg potężnych wałów lodowo-morenowych tej strefy zamykającej formy glaciablacyjne należy korelować z najmłodszym postojem recesyjnym lodowców Hindukuszu, oznaczającym się w morfologii w podobny sposób. i w innych częściach tych gór /Grötzbach, Rathjens 1969/. Strefa form glaciablacyjnych może leżeć do 100 m powyżej powierzchni lodowca /ryc. 46/. Wydaje się, że mamy tu do czynienia z równiną martwego już lodu, o powierzchni urozmaiconej setkami pagórków i obniżeniami, często z jeziorkami, z systemami ponorów i szczelin, zerw i zsuwów lodowych /ryc. 47/. Deniwelacje w obrębie tej strefy osiągają 20 - 30 m. W dolnej jej części widoczna jest wyraźna fluidalna struktura starszych wałów i depresji z wciąż bardzo dobrze odsłoniętym lodem /ryc. 23/. Strefa form glaciwytopiskowych najczęściej przylega do stoków, skąd dostarczany jest w jej obręb materiał zwietrzelinowy - grawitacyjnie lub przez lawiny. Od strony stoków jest też na ogół podkreślona systemami wałów usypiskowych /protalus ramparts/.

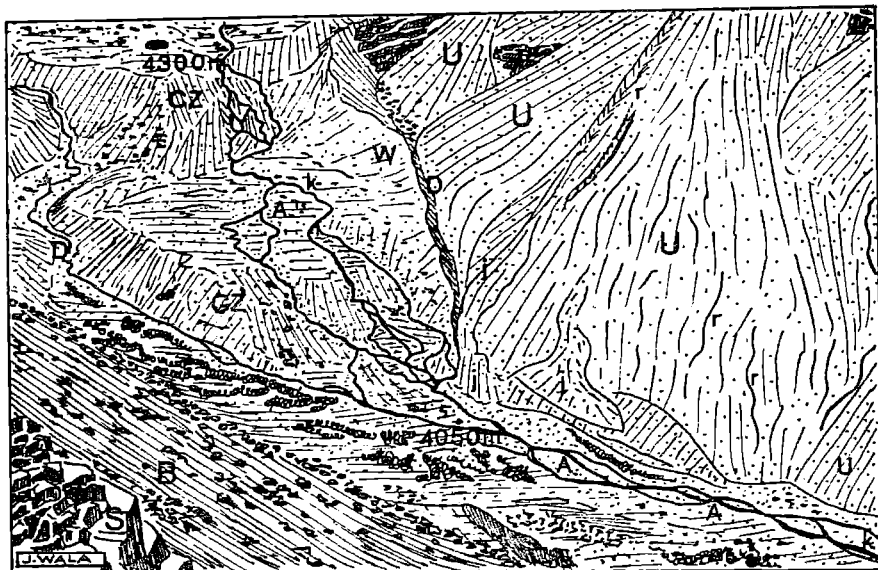
Środkową strefę lodowców gruzowych /lodowca gruzowego strukturalnego/ charakteryzuje występowanie wałów gruzowych o wysokości 10 - 15 m, oddzielonych obniżeniami w kształcie rowów. Tworzą one sięć łukowatych struktur, równoległych do siebie, współkształtnych, skierowanych od brzegów ku osi lodowca gruzowego, chociaż nie zawsze widoczna jest taka fluidalna struktura. Lewo- i prawobrzeżne podłużne wały boczne są często jedynie lekko skierowane ku osi lodowca gruzowego, nie łącząc się ze sobą. W osi biegnie wówczas depresja. Rozkład wałów i rowów nie zawsze jest systematyczny i wyraźny. Zamiast nich występują



Ryc. 47. Dolina Suyengal - fragment strefy glaciablacyjnej lodowca gruzowego z pagórami i wałami lodowo-morenowymi: L - lód, G - gruz, W - woda

też loby, nabrzmienia i kotlinowate zagłębienia. Ta dość zróżnicowana mezorzeźba powierzchni lodowców gruzowych świadczy o niejednakowej ich dynamice, związanej z wewnętrzną budową, a zwłaszcza z rozmieszczeniem lodu w ich wnętrzu. Istnienie stref o różnej prędkości stwierdził Barsch /1977/ w Alpach Szwajcarskich, gdzie przeprowadzał szczegółowe badania.

Język lodowca gruzowego kończy się stromym, nachylnym do  $35 - 45^{\circ}$ , czołem /ryc. 48/, bardzo intensywnie modelowanym przez procesy grawitacyjne, głównie głazów i całych ich pakietów. Ogólne nachylenie powierzchni jest bardzo różne w obrębie rozmaitych lodowców gruzowych, czy też w obrębie rozmaitych członów jednego lodowca. Przy nachyleniach  $3 - 5^{\circ}$  obserwowałem słabiej wykształconą strukturę fluidalną, zaś przy nachyleniach  $15^{\circ}$ ,  $18^{\circ}$ , a także  $34^{\circ}$  zauważyłem bardzo dobre wykształcenie struktur współkształtnych - łukowatych wałów poprzecznych i skośnych. Od stoków lodowca gruzowe oddzielone są na ogół rynami marginalnymi, odwadnianymi przez wody roztopowe. Głębokość tych rynien względem powierzchni lodowców gruzowych jest przybliżonym wskaźnikiem minimalnej miąższości: 20 - 50 m.



Ryc. 48. Dolina Suyengal - końcowy odcinek jezora lodowca gruzowego w stadium nieaktywnym: S - stoki skalne, U - stoki usypiskowe: r - rynny spływów gruzowych, j - języki spływów gruzowych na powierzchni stożka usypiskowego. Lodowiec gruzowy: cz - czoło, w - wał gruzowy boczny, D - depresje marginalne, k - koryto potoku, A - powierzchnie aluwialne lub inne, przemyte przez wody okresowe

W budowie dominuje materiał gruzowy frakcji gładzowej 0,2 - 0,5 m. U podstawy progów, poniżej krawędzi i na stoku czoła stwierdzić można ogromny udział frakcji piaszczystej i pylastej pod pancierzem gładzowym. Nigdzie w tej strefie nie stwierdziłem odsłoniętego lodu, co jest dowodem, że pokrywa gruzowa posiada miąższość co najmniej 15 - 20 m /wielkość deniwelacji/. Poza wyraźnym opancerzeniem powierzchni frakcją gładzową nie zaobserwowałem innych prawidłowości ułożenia materiału. Jasnoszara barwa materiału budującego tę strefę lodowca gruzowego wskazuje wyraźnie na przemieszczanie gładzów i zdecydowanie odcina się od brązowożółtych, zwietrzałych powierzchni rumowiska, dziś martwych lub prawie martwych.

Strefa lodowca strukturalnego, położna poniżej wysoko spiętrzonej strefy glaciablacyjnej, jest zasilana wodami roztopowymi z tej ostatniej. Na lodowcu gruzowym Suyengal obfite wody roztopowe sypią u nasady strefy strukturalnej potężny, piaszczysto-pylasty stożek napływowy, a następnie skomplikowanymi systemami koryt roztokowych odpływają depresją centralną lodowca gruzowego, po jego powierzchni. W większości

przypadków wody roztopowe odpływają depresjami marginalnymi lub kanałami éródpokrywowymi, a nastépnie w postaci obfitych wywietrzyak, o temperaturze wody 1,0 - 1,2<sup>0</sup>, położonych u podstawy stromych czół.

Strefa nieaktywnego lodowca gruzowego wystépuje w najniêszej czésci niektórych dolinnych systemów. Jej długość wynosi od 100 do 500 m. Powierzchnia jest bardziej wyrównana i zwiétrzała /barwa brązowo-ôółta/, z wyjątkiem tych języków gruzowych, które na powierzchni są odwadniane.

Pionowe rozmieszczenie lodowców gruzowych scharakteryzowałem za pomocą nastépujących parametrów /tab. 24/:

1/ najwyższej granicy ich wystépowania, będącej granicą stoków pasywnych - stale przemarzniętych oraz aktywnych - dostarczających zwiétrzelinę,

2/ górnej granicy wystépowania, będącej równocześnie górną granicą piętra intensywnej dostawy gruzu ze stoków,

3/ dolnej granicy wystépowania, będącej równocześnie dolną granicą piętra intensywnej grawitacyjnej dostawy gruzu ze stoków,

4/ najniêszej granicy wystépowania, związanej z lokalnymi warunkami, głównie z lokalnym rozmieszczeniem lodowców oraz intensywnością deglacjacji,

5/ éredniej wysokości, charakteryzującej érednie wysokościowe położenie piętra lodowców gruzowych i uýtecznej dla celów porównawczych z innymi obszarami góorskimi,

6/ zasięgu piętra lodowców gruzowych /róznica pomiędzy wysokością granic górnej i dolnej/, będącego zasięgiem piętra najbardziej intensywnej grawitacyjnej i niweograwitacyjnej dostawy zwiétrzeliny ze stoków.

W przestrzennym rozmieszczeniu poligenicznych kompleksów lodowców gruzowych Hindukuszu Munjan widoczne są dwie prawidłowości:

1/ wystépują w wyraźnie zaznaczającym się piętrze lodowców gruzowych /ryc. 33/.

2/ początkowe człony sekwencji, a więc strefy wałów lodowo-morenowych i form glaciablacyjnych wystépują z reguły u podnóza ciepłych stoków, skąd dostarczana jest gruzowa zwiétrzelina /ryc. 22, 23, 40/.

Lodowce gruzowe wystépują na wysokości 3760 - 5200 m npm., przy czym większość z nich wystépuje w piętrze wysokościowym 4350 - 4820 m npm. /tab. 24/, stąd też można je nazwać piętre lodowców gruzowych. W półudnikowym przekroju Hindukuszu Munjan zaznacza się wyraźne zmniejszanie się udziału lodowców gruzowych w strukturze geomorfologicznej obszaru: z 15% w pólnocnej czésci grupy góorskiej do 1,9% w czésci półudniowej. Zróznicowanie to posiada złożone przyczyny. Masywność bryły

górskiej oraz maksymalna wysokość bezwzględna, wydaje się, odgrywać ważną rolę. Widać to na przykładzie, z jednej strony, południowego Hindukuszu Munjan i - z drugiej strony - pozostałej części grupy górskiej. Część południowa jest stosunkowo niska /4200 m n.p.m./, słabo zlodowacona /1,7%/ i z małą powierzchnią lodowców gruzowych /1,9%/. Pozostała część Hindukuszu Munjan jest wyniesiona ok. 300 - 400 m wyżej i zlodowacona w 5,0 - 8,8%. Lodowce gruzowe zajmują tu 10,8 - 15,0% powierzchni. W najwyższym, środkowym Hindukuszu Munjan, nasilniej zlodowaconym, stosunek powierzchni zlodowaconej do zajętej przez lodowce gruzowe /1 : 1,4/ jest podobny jak w najniższej i najsłabiej zlodowaconej, południowej części Hindukuszu Munjan /1 : 1,1/. Z powyższych rozważań wynika, że istnieją optymalne warunki dla rozwoju lodowców gruzowych, uwarunkowane wysokością nad poziom morza i stopniem glacjacji, czy też deglacjacji. W Hindukuszu Munjan optymalne warunki dla rozwoju lodowców gruzowych panują w tych masywach, których wysokość maksymalna nie przekracza 5500 m n.p.m., zaś średnia wysokość mieści się w przedziale określonym przez dolną i górną granicę występowania lodowców gruzowych, a więc 4350 i 4820 m n.p.m. Piętro występowania lodowców gruzowych jest więc piętrzem optymalnych warunków orograficzno-hipsometrycznych i klimatycznych dla ich tworzenia się, a więc optymalnych warunków maksymalnej produkcji i dostawy zwietrzliny ze steków, decydującej zwłaszcza o lateralnej deglacjacji. Warunki te dodatkowo są wzmocniane lub osłabiane wpływami klimatycznymi. Wzrost kontynentalizmu /Hindukusz Munjan północny/ sprzyja powstawaniu lodowców gruzowych, podczas gdy wzrost uwilgocenia przez monsun letni /Hindukusz środkowy werański/ osłabia ten proces.

Rolę uwarunkowań klimatycznych widzimy, porównując północny i południowy skłon Hindukuszu Munjan, odpowiednio: bardziej kontynentalny oraz z wpływami monsunu letniego /tab. 26/. Na północnym skłonie lodowce gruzowe zajmują o 4% mniejszą powierzchnię niż na skłonie północnym, podczas gdy powierzchnia lodowców jest tu o ok. 1% mniejsza niż na skłonie północnym.

Asymetria położenia granic górnych i dolnych /tab. 26/ wynosi ok. 100 - 140 m. Również średni zasięg piętra jest o 40 m mniejszy na skłonie południowym aniżeli na północnym. Powyższe cechy asymetrycznego rozmieszczenia lodowców gruzowych potwierdzają spostrzeżenia Thompsona /1962/ o obniżaniu się położenia piętra oraz zmniejszaniu jego pionowego zasięgu wraz ze wzrostem wilgotności klimatu. Tak więc i przy analizie rozmieszczenia lodowców gruzowych widoczny jest problem roli monsunowych mas powietrza, powodujących wzrost uwilgocenia obszaru w piętrze wysokościowym w przybliżeniu 4000 - 5000 m n.p.m., na południowym skłonie Hindukuszu Munjan.

T a b e l a 26

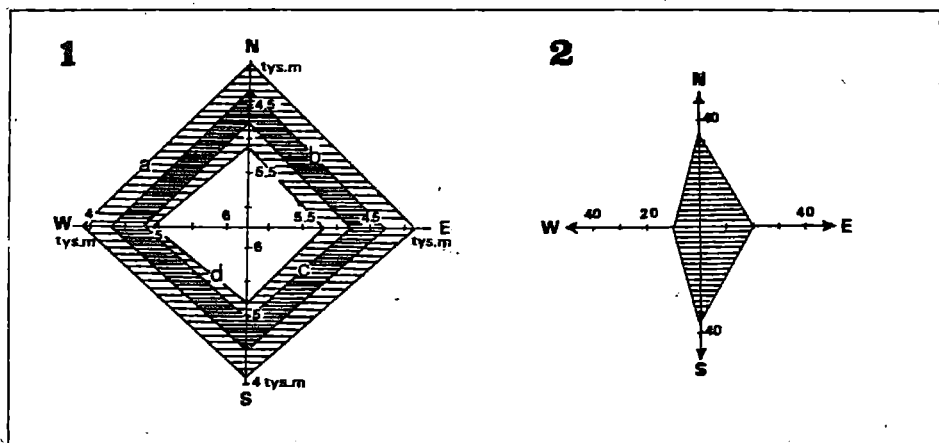
Pionowe rozmieszczenie lodowców gruzowych w Hindukuszu Munjan, po obu stronach azjatyckiego działu wodnego

Parametr charakteryzujący	Skłon północny /kontynentalny/	Skłon południowy /monsunowy/	Wskaźnik asymetrii
Powierzchnia lodowców gruzowych, km <sup>2</sup> - %	184,2 - 11,2	127,3 - 7,2	4%
Najwyższa granica lodowców gruzowych, m n.p.m.	5200 - 5400	4700 - 5200	-
Górna granica lodowców gruzowych, m n.p.m.	4880	4740	140
Dolna granica lodowców gruzowych, m n.p.m.	4390	4290	100
Najniższa granica lodowców gruzowych, m n.p.m.	3550	3500	50
Średnia wysokość lodowców gruzowych, m n.p.m.	4640	4510	130
Średni zasięg piętra lodowców gruzowych, m	490	450	40

Osobnego omówienia wymaga zagadnienie wpływu ekspozycji na rozmieszczenie, a więc i na warunki powstawania lodowców gruzowych /tab. 27, ryc. 49/. Uśrednienie wartości położenia granic lodowców gruzowych - zarówno dla północnego, jak i południowego skłonu - pozwala zwrócić uwagę na rolę promieniowania słonecznego przy różnej wystawie powierzchni morfologicznych. Ekspozycja południowa posiada decydujące znaczenie dla powstania lodowców gruzowych. Największą powierzchnię /36,6%/ zajmują bowiem lodowce gruzowe ekspozycyjne na południe. Jednakże trzeba pamiętać, że również wszystkie lodowce gruzowe zorientowane na wschód /20%/ oraz na zachód /9,5%/ są zlokalizowane u podnóży stoków ciepłych, a więc o południowej wystawie. Można zatem stwierdzić, że nie 36,6%, lecz 66,1% powierzchni lodowców gruzowych jest związane z ekspozycją południową, a ściślej - ze stokami o ekspozycji południowej, najintensywniej wytwarzającymi i dostarczającymi gruzową zwietrzelinę - budulec lodowców gruzowych. Znaczny udział lodowców gruzowych ekspozycyjnych na wschód świadczy, generalnie biorąc, o tym, że ten kierunek w analizowanym obszarze geograficznym morfodynamicznie wykazuje większe podobieństwo do kierunku południowego aniżeli zachodni /zachodnia cyrkulacja atlantyckich mas powietrza/. Lodowce gruzowe są położone o 220 m wyżej przy ekspozycji południowej aniżeli

Charakterystyka pionowego rozmieszczenia lodowców gruzowych w Hindukszu Munjan w zależności od ekspozycji

Ekspozycja	Powierzchnia lodowców gruz. %	Granica występowania lodowców gruzowych, m n.p.m.				Wysokość średnia lod. gruz. m n.p.m.	Średni zasięg piętra m
		najwyższa	górną	dolną	najniższa		
N	33,9	5100	4750	4290	3890	4510	460
S	36,6	5180	4960	4490	4090	4730	470
W	9,5	4890	4790	4320	3870	4550	470
E	20,0	5170	4810	4300	3860	5550	510



Ryc. 49. Rozmieszczenie lodowców gruzowych w zależności od wysokości i głównych ekspozycji: 1 - granice występowania lodowców gruzowych: a - najniższa, b - dolna, c - górna, d - najwyższa; 2 - rozmieszczenie lodowców gruzowych przy głównych ekspozycjach wg procentowego udziału ich łącznej powierzchni

przy północnej, przy czym asymetria położenia górnej oraz dolnej granicy wynosi jedynie 10 m. Również tylko o 10 m różny jest zasięg piętra przy obu przeciwstawnych ekspozycjach. Asymetria położenia lodowców gruzowych uwarunkowana ekspozycją stoków /220 m/ jest o ok. 90 m większa niżeli asymetria uwarunkowana lokalnym zróżnicowaniem klimatu, wpływem różnych mas powietrza itp. /130 m/ /por. tab. 26, 27/.



### Podsumowując:

1/ Wysokość gór nad poziom morza i ich morfologia decydują o wykształceniu się lub nie piętra lodowców gruzowych. Najbardziej aktywne morfologicznie ściany i stoki skalne, dostarczające większości zwietrzeliny, są położone w piętrze 3500 - 5500 m.npm. /tab. 23/. W tym też piętrze wysokościowym są najkorzystniejsze warunki dla gromadzenia się gruzu w dnach cyrków i dolin /nieodmłodzone dna dolin neogeńsko-dolnoplejstoczeńskich - poziom cokołu/. Piętro to zajmuje aż 87% powierzchni całej grupy górskiej /tab. 8/. Można zatem stwierdzić, że warunki hipsometryczne Hindukuszu Munjan są optymalne dla powstania tak wielkiej ilości lodowców gruzowych. Góry wyższe /np. Hindukusz Wysoki/ oraz niższe /np. Kohe Baba/ nie posiadają w takim stopniu wykształconego piętra lodowców gruzowych.

2/ W istniejących warunkach hipsometrycznych rola ekspozycji powierzchni morfologicznych, w szczególności stoków, w wykształceniu się piętra lodowców gruzowych jest zasadniczą. Przeciwnatwne ekspozycje: północna i południowa decydują o asymetrii pionowego rozmieszczenia lodowców gruzowych - ok. 220 m oraz poziomego rozmieszczenia - ok. 32% /powierzchni/. Ekspozycja ciepła najbardziej sprzyja wytwarzaniu zwietrzeliny, a więc powstawaniu i ewolucji lodowców gruzowych.

### 5. Mikrorzeźba krioniwalna

W obrębie stoków oraz den dolin położonych powyżej 3000 m npm. występują zespoły form, na ogół niewielkich rozmiarów, związanych z procesami regelacji oraz ze śniegiem. Różne typy mikroreliefów: kriogenicznego, krioniwalnego, gelidefacyjnego, niwacyjnego i in., nakładają się na makroelementy rzeźby denudacyjnej, glacialnej i fluwialnej /ryc. 24/.

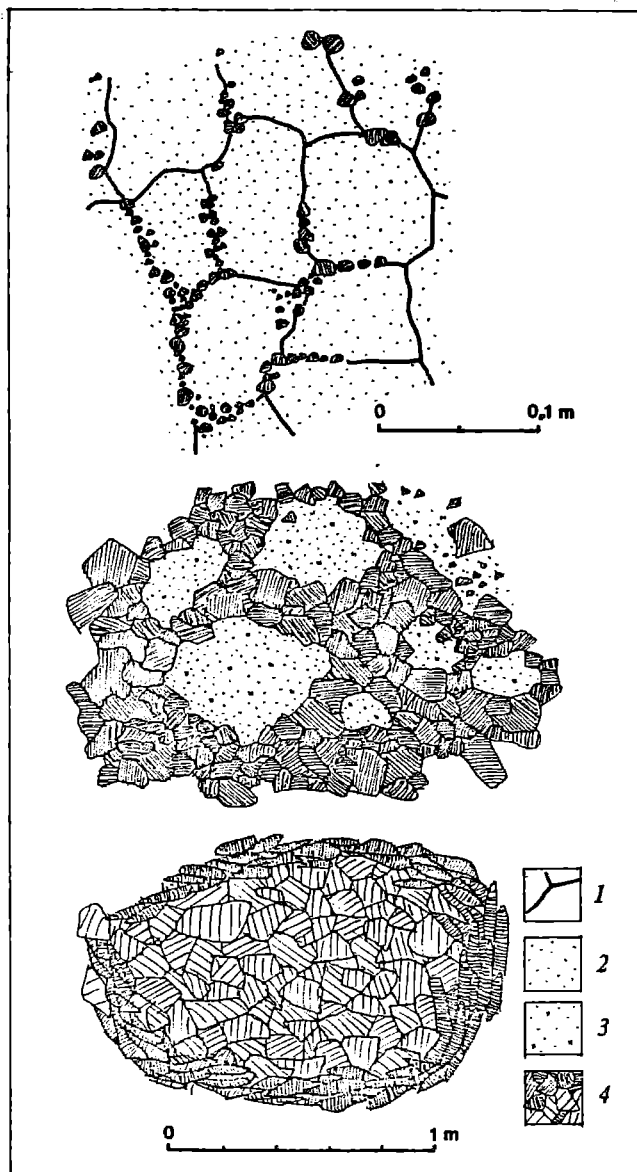
W piętrze wysokościowym 3250 - 4850 m stwierdziłem występowanie form pochodzenia kriogenicznego, a mianowicie:

- 1/ nieregularnych zaburzeń powierzchni zbudowanych z pokryw pylasto-piaszczysto-gruzowych w wyniku procesów wymarzania i segregacji, w tym wyciśniętych lub wymarżniętych głazów i bloków skalnych,
- 2/ gleb strukturalnych, strumieni i języków głazowych,
- 3/ krawędzi i stopni gelidefacyjnych,
- 4/ pagórów darniowych /tufurów/.

Pokrywy zwietrzelinowe, a w szczególności pokrywy morenowe i pokrywy lodowców gruzowych, a także pokrywy wielu stożków różnego pochodzenia, zawierają dużo materiału pylastego oraz piaszczystego, w którym tkwią okruchy frakcji żwirowej i kamienistej. Taka budowa pokryw

ułatwia działanie mrozu. Stąd też zapewne bierze się bardzo nierówna powierzchnia stoku, z mikrozagłębieniami, niemal o "gębczastej" strukturze pokryw budujących ją. Szczególnie w porze przedpołudniowej obserwować można taką "chropowatą" powierzchnię. Jeszcze lepiej taką mikrorzeźbę można obserwować na powierzchni wałów morenowych z rdzeniami lodowymi. Wskutek nagrzania powierzchni w ciągu dnia chropowata powierzchnia ulega wygładzeniu, w czym niewątpliwie zasadniczy udział bierze soliflukcja. Wśród nierównej powierzchni częste są ślady wyciskającej działalności mrozu i lodu. Bloki i głazy, wystające ponad powierzchnię otoczenia, a okryte na ich górnej powierzchni drobniejszym materiałem, są bardzo powszechne w całym profilu piętra wysokościowego 3200 - 4900 m n.p.m., chociaż najbardziej spektakularne przykłady występują w strefach wałów lodowo-morenowych. Wygląd powierzchni morfologicznej wskazuje na powszechną, arealną, miejscami skoncentrowaną linijsie i punktowo, działalność zamrozu, "rozpulchniającego" pokrywy i zmniejszającego ich odporność na niszczenie, wreszcie powodującego przemieszczanie materiału. Zwłaszcza w piętrze eubalpejskim - stepu wysokogórskiego, w obrębie stoków zbudowanych z pokryw, procesy kriogeniczne, wspólnie z soliflukcją, są morfologicznie najważniejsze.

Gleby strukturalne obserwowałem w obrębie 3. pól, położonych na wysokościach: 4500 - 4550 m n.p.m., 4650 - 4700 m n.p.m., 4800 - 4850 m n.p.m. /ryc. 50/. Występują one w niewielkiej odległości /50 - 100 m/ od języków lodowcowych lub lodowca gruzowego z odesłaniającym się lodem lodowcowym, na powierzchniach płaskich lub słabo nachylonych /do 5°/, między wałami morenowymi, na powierzchni nunataków, tonących dziś wśród materiału morenowego. Wykształcone są w postaci zdeformowanych pierścieni kamienistych o maksymalnych rozmiarach do 0,5 - 1,5 m wewnętrznej średnicy. Dominują wśród nich formy o średnicy wewnętrznej do 0,5 m. Tabliczkowe kamienie, tworzące kołnierz pierścieni, o szerokości do 0,2 - 0,5 m, ustawione są pionowo. Wewnętrzna część jest zbudowana z frakcji pylasto-piaszczystej z drobnymi okruchami frakcji żwirkowej, chaotycznie rozmieszczonymi, i tkwiącymi w tej masie pojedynczymi głazami. Obszary wysokogórskie Azji Mniejszej, Iranu, Azji Środkowej, a także Kaukazu, charakteryzują się według Trolla /1944/ przewagą miniaturowych form gleb strukturalnych. Gleby Hindukuszu Munjan pod względem wielkości należałoby zaliczyć zarówno do typu tropikalnego, jak i przejściowych: od typu tropikalnego do subpolarnego /Troll 1944/. Jest to zapewne efektem nakładania się częstego dobowego rytmu zamarzania - odmarzania /multigelacja/ na rytm o dłuższym niż dobowy okresie przejść przez 0°C. Przyczyn takiego stanu



Ryc. 50. Przykłady gleb strukturalnych Hindukuszu Munjan: 1 - szczeliny, 2 - materiał pyłowy, 3 - materiał pyłowy, częściowo utrwalony trawą, 4 - żwir, głazy

rzeczy należy szukać w charakterze klimatu wysokogórskiego o bardzo chłodnej zimie i lecie, z pewnym wpływem wilgotnych mas powietrza monsunowego.

Strumienie i języki gładowe występują na stokach soliflukcyjnych oraz rumowiskowych, gdzie nie ma pokrywy darniowej lub gdzie jest ona przerwana. W obrębie stoków soliflukcyjnych są one niewątpliwie efektem zarówno wymarzania, procesów segregacji mrozowej, jak i soliflukcji. Najlepiej wykształcone są w obrębie stoków, gdzie znajdują się stosunkowo niewielkie wychodnie skalne, wietrzejące i dostarczające umiarkowanej ilości gruzu, który, przemieszczany za pomocą mrozu, lodu włóknistego i soliflukcji, tworzy długą formę strumienia lub krótkiego języka o płaskim czole. Formy takie występują szczególnie w obrębie starych cyrków w północnej części dorzecza Suyengal, przeobrażonych przez procesy grawitacyjne /3500 - 3800 m n.p.m./. Także w piętrze wysokościowym 4000 - 4500 m n.p.m., a więc na bezpośrednim przedpolu lodowców, strumienie i języki gładowe są powszechne.

O wiele rzadziej wśród form mikroreliefu krionivalnego pojawiają się krawędzie i stopnie gélideflacyjne. Ich pojedyncze przykłady spotykamy w piętrze alpejskim, nieco częściej - w piętrze subalpejskim. Obszary przełęczy w obrębie grzbietów, które są najbardziej uprzywilejowanymi strefami dla działalności mrozu i wiatru, są skaliste - i dlatego nie widać tu przejawów ich pracy geomorfologicznej.

Pagóry darniowe /tufury/ stwierdzałem zawsze w obszarach o większej wilgotności i zbudowanych z materiału drobnego /równiny limnigeniczne, spłaszczenia stokowe nawilgacane wodą topniejących lodowców/. Dwa większe pola tufurów, o wysokości pojedynczych form do 0,5 m, występują na zapleczu moren młodogłaciowych w dolinie Katigal /3250 m n.p.m./ oraz na spłaszczeniu na wysokości 4200 - 4250 m n.p.m. na południowy zachód od obozu głównego w Dolinie Suyengal.

Morfologiczną rolę śniegu mogłem poznać dzięki obserwacjom:

1/ mikroform na przedpolu płatów topniejącego śniegu, obserwowanych w czerwcu 1977 w obrębie piętra subalpejskiego w rejonie przełęczy Salang oraz w lipcu 1977 w obrębie piętra alpejskiego doliny Suyengal,

2/ wałów usypiskowych,

3/ obrywów i lawinisk śnieżno-lodowych.

Topnienie śniegu w warunkach klimatycznych Hindukuszu przebiega szybko. Rezultatem ablacji śniegowej jest obfitość wody, która w zależności od konfiguracji podłoża tworzy liczne strugi pronivalne lub spływa powierzchniowo. Dobowy rytm temperatur, oscylujących wokół 0°C, powoduje również dobowy rytm procesów niwacyjnych, przy czym w zależ-

ności od ekspozycji pora najintensywniejszego topnienia śniegu w ciągu dnia jest różna. Płaty śniegu o ekspozycji wschodniej i południowo-wschodniej już w godzinach 9<sup>00</sup> - 12<sup>00</sup> dostarczają dużej ilości wody. W godzinach popołudniowych wszystkie płaty śniegu podlegają intensywnej ablacji.

W pierwszej fazie - ablacji płatów śniegu niewielka ilość wody spływa na przedpole, które zbudowane jest z drobnego materiału piaszczysto-pyłastego, wypłukanego z pokryw stokowych. Jest ono przemarznięte, szlaki odpływu wody z dni poprzednich są suche, w odcinkach zastoiak wody - zlodzone, a ich mikrorzeźba jest utrwalona. Na płaskich lub lekko, do kilku stopni, pochylonych powierzchniach, w pobliżu płatów śniegu widoczne są systemy komórkowych gleb poligonalnych, o średnicy 2 - 5 cm, ograniczonych szczelinami. Na powierzchniach wyższych, które nie są już zwilżane wodą roztopową, wytworzyły się mikropoligony, przy czym szczeliny ograniczające są wypełnione okruciami 0,5 - 1,0 cm średnicy /ryc. 50/. Szlaki odprowadzania wody poprzez powierzchnie gładowe zaznaczają się wyraźnie, gdyż powierzchnia gładów jest okryta cienką warstwą namulów, osadzonych w ciągu dnia - podczas maksymalnych przepływów, zaś w nocy wskutek działania mrozu utworzyły się z nich spękane skorupy. W przypadku dużych i równych powierzchni bloków warstwa mułkowa jest pokryta siecią mikropoligonów.

W drugiej fazie - wzrostu ablacji śniegowej, następuje nasycenie wodą częściowo odmarzniętego podłoża, co powoduje wzrost pęcznienia gleb mikropoligonalnych. Powierzchnie poszczególnych komórek stają się bardziej wypukłe, aż wreszcie następuje ich upłynnienie. Powstają soliflukcyjne mikrosplawy błotne. W miarę wzrostu ilości wody roztopowej strefa przez nią modelowana poszerza się. Przemywanie pokryw oraz transport zawieszony i denny transport piasku i mułków stają się procesami dominującymi. Szlaki odpływu wód roztopowych są pokryte systemami wszystkich możliwych typów ripplemarków. W związku ze zmianami prędkości, typ i wielkość struktur sedymentacyjnych zmieniają się w czasie i przestrzeni wraz ze zmianą natężenia ablacji śniegu.

W trzeciej fazie - zmniejszającej się ablacji śniegowej aż do jej ustania, rola procesów fluwialnych maleje. Następuje częściowe przesuszenie podłoża i jego ochłodzenie, a następnie zamrażanie, a więc wzrasta rola mrozu.

W miarę zanikania pokrywy śnieżnej zmienia się dobowy rytm procesów na obrzeżu płatów śniegu. Rola procesów fluwialnych, jak też ich zasięg maleją. Podłoże ulega silniejszemu przesuszeniu. Procesy kriogeniczne stają się dominujące i towarzyszy im mikrosoliflukcja, której znaczenie również maleje w miarę coraz większego przesuszenia pokryw.

Dobowy rytm oscylacji temperatur wokół 0°C ulega zaburzeniu; okres oscylacji wydłuża się do parodobowego, czy nawet parotygodniowego, szczególnie w piętrze subalpejskim. Daje to wyraźniejsze efekty segregacji materiału w podłożu. Od czerwca do lipca taka rytmika procesów, związanych z płatami śniegu, przesuwana się z piętra subalpejskiego do piętra alpejskiego. Granica wiecznego śniegu jest zasadniczo granicą procesów niwacyjnych.

Płaty śniegu pełnią też rolę powierzchni poślizgu dla zwietrzeli-ny przemieszczanej grawitacyjnie z wyższych partii stoku, zwłaszcza odpowiadającej od ścian skalnych. Efektem przemieszczania po śniegu są wały usypiskowe /protalus ramparts/ omówione w rozdziale o formach i procesach denudacyjnych. Należy podkreślić, że w warunkach klimatycznych Hindukuszu transport drobnej zwietrzeli-ny po śniegu jest bardzo utrudniony ze względu na występujące na jego powierzchni penitenty. Stąd też wały usypiskowe są zbudowane z głazów i bloków, dla których penitenty nie stanowią przeszkody w przemieszczaniu się.

Podczas badań terenowych nie stwierdziłem skuteczności morfologicznej lawin. W najwyższej, zlodowionej części doliny Suyengal, w pobliżu granicy wiecznego śniegu /4800 - 5000 m n.p.m./ obserwowałem potężne zwały śnieżno-lodowe, będące efektem osunięć i lawin. W obrębie podnóży usypiskowych nie udało się stwierdzić, czy któreś z form nie są pochodzenia lawinowego. Nie wyklucza to oczywiście znaczenia morfogenetycznego lawin. Przemawia za tym, przyjmowane powszechnie przez wszystkich badaczy gór tego rejonu, lawinowe zasilanie lodowców w śnieg. Można zatem przypuszczać, że lawiny, zwłaszcza w żłebach rozcinających stoki, położone w obrębie 2. lub 3. pięter geoskologicznych, mają swój udział w transportowym systemie wysokogórkim Hindukuszu Munjan.

## 6. Morfogenetyczna rola wiatru

Rola wiatru w morfogenezie wysokich gór, aczkolwiek uznawana za znaczącą /Izmailow 1981, Kotarba 1976/, wciąż jest słabo poznana. W Hindukuszu Munjan w czasie badań terenowych stwierdziłem stosunkowo nieliczne - w porównaniu z formami innego pochodzenia - mikroformy będące rezultatem współdziałania wiatru: krawędzie i stopnie gelidoflacyjne, do 0,5 m wysokości, występujące w obrębie stoków piętra subalpejskiego i alpejskiego.

W dolinie Suyengal dwukrotnie natomiast zaobserwowałem całkiem inne przejawy morfologicznej pracy wiatru. W porze południowej, w warunkach silnego nagrzania stoków o ekspozycji południowej i bezwiet-

rznej pogody, w ośi doliny - raz nad powierzchnią lodowca gruzowego /ok. 4500 m npm./, drugi raz ponad aluwialnym dnem doliny i podstawą stożków usypiskowych /ok. 3900 m npm./ - utworzył się pionowy wir powietrzny w formie trąby o szerszej podstawie, nie większej jednak niż 3 - 5 m, i o wysokości do ok. 200 - 300 m. Wir ten utrzymywał się ok. 5 - 10 sekund i w tym czasie przemieścił się wzdłuż doliny ok. 50 - 100 m. Wessał on z powierzchni lodowca gruzowego, łach rzecznych oraz stożków usypiskowych znaczną ilość drobnego materiału, unosząc go na wysokość do kilku metrów, a jedynie cząstki najdrobniejsze /?/ do samego szczytu wiru. Podczas przemieszczania się wiru z podieranym materiałem widać było oznaki zmiany, pulsowania siły podnoszącej. Wydaje się, że działalność wirów powietrznych jest morfogenetycznie niezwykle istotna. Przenoszą one w bardzo krótkim czasie ogromne ilości drobnego materiału we wszystkich środowiskach, gdzie materiał taki się znajduje. Zważywszy na całkowicie przypadkowe okoliczności 2-krotnej w ciągu 3 dni obserwacji zjawiska /przypadkowe spojrzenie podczas wędrowki po stokach w kierunku dna doliny/, zachodzącego w całkowitej ciszy i bardzo krótko trwającego /5 - 10 sek./, można wysunąć wniosek o wielkiej częstotliwości, a zatem o ogromnej roli morfologicznej wirów powietrznych.

Przypuszczam, że wysokie do 1 - 2 m pagóry piaszczysto-pyłowe z bezwładnymi wtęczeniami okruchów frakcji zwirowej, występujące w obrębie lodowca gruzowego Suyengal poniżej strefy glaciablacyjnej, są rezultatem działania wirów powietrznych. Pagóry są położone na peryferiach ogromnego stożka napływowego - piaszczysto-pylastego, utworzonego przez wody roztopowe wypływające ze strefy glaciablacyjnej. Brak asymetrii stoków, brak warstwowania i udział w 95 i więcej procentach materiału piaszczystego i pylastego, budującego pagóry, świadczą, że w ich powstawaniu uczestniczyła siła o zmieniającej się w czasie wartości i ukierunkowana pionowo.

Przyczyny powstawania wirów piaszczystych - bardzo skutecznego czynnika morfogenetycznego, w wysokogórskim środowisku Hindukuszu Munjan należy szukać w radiacyjnym typie klimatu, z czym związane są ogromne różnice w nagrzewaniu się stoków dosłonecznych i odsłonecznych. Efektami różnic temperatur w obrębie bardzo długich, przeciwnych zboczy dolin mogą być różnica ciśnień i powstanie wirów o bardzo krótkim czasie trwania.

## 7. Formy i procesy fluwialne

Formy fluwialne występują sporadycznie już od wysokości 4800 m n.p.m. Natomiast od wysokości 4000 m n.p.m. są one stałymi elementami wysockogórskiej rzeźby Hindukuszu Munjan /ryc. 24, 41/.

Systemy korytowe rodzą się w dolnej części ablacyjnej strefy lodowców i w formie inicjalnej, słabo utrwalone i zmieniające się w stosunkowo krótkim czasie, występują aż do dolnej granicy lodowców gruzowych, w dolinie Suyengal - do wysokości ok. 4000 m n.p.m. Wody roztopowe odpływają w formie skoncentrowanej albo rozproszonej: odpływ ten odbywa się, inicjalnymi korytami o przebiegu prostym lub roztokowym.

W obrębie progów skalnych i gruzowych, wyatępujących w piętrze 4000 - 4800 m n.p.m., o nachyleniach do 30 - 45°, odpływ wód roztopowych jest skoncentrowany, a koryta mają przebieg prosty lub prawie prosty. Są one dnami głębokich do 10 - 20 m V-kształtnych rozcięć. Uzbrojone są wielkimi głazami, gdyż materiał drobny jest stąd wymyty i wyniesiony. Mimo uzbrojenia koryta znajdują się w bardzo niestabilnej równowadze i są intensywnie modelowane w okresie roztopów niemal każdego dnia. Wskutek dobowej oscylacji przepływów, związanej z przebiegiem ablacji lodu i śniegu w dorzeczu, znaczna część koryta znajduje się w strefie wahań stanów wody; podlega procesowi zamarzania w nocy i rozmarzania oraz fluwialnego modelowania w dzień. Multigełacja powoduje zaburzenie stabilności koryta - jego równowagi, kształtowanej podczas maksymalnych przepływów w ciągu kolejnych wezbrań dziennych. Dobowy rytm zaburzeń równowagi koryta jest przyczyną skuteczności fluwialnego modelowania. Podczas codziennych wezbrań potok odprowadza materiał, który wskutek działania mrozu został wyruszony z położenia równowagi. Skutkiem intensywnego wynoszenia materiału z odcinków skoncentrowanego odpływu są występujące na ich przedłużeniu strefy nieraz ogromnych, do 100 - 200 m, stożków napływowych, zbudowanych z materiału rozmaitych frakcji, idealnie wysortowanego i akumulowanego w zróżnicowanych warunkach hydrodynamicznych. Stożki nacięte są systemami koryt roztokowych. Sypane są na powierzchni lodowców gruzowych, w depresjach marginalnych i innych. W nocy, przy znacznie niższych stanach wody, stożki są przesuszone, zaś w ich obrębie, gdzie dużo jest materiału piaszczysto-pyłastego, tworzą się systemy gęb mikropoligonalnych oraz penitentów gębowych - małych, do 1 cm wysokości wałków, o przebiegu dokładnie wzdłuż linii wschód - zachód.



W obrębie gruzowych, słabo pochylonych powierzchni wody roztopowe wykorzystują wszelkie depresje i zagłębienia, wymyając z nich drobny materiał. W efekcie powstają gładowe koryta roztopowe, o niewysztalonych brzegach i niestabilizowanych parametrach geometrycznych, zmieniające się wraz ze zmianą przepływu.

Wody roztopowe ustawicznie transportują duże ilości zawiesiny, pochodzącej z przemywania moreny wewnętrznej, dennej i powierzchniowej lodowców oraz pokryw morenowych strefy glaciablacyjnej, wreszcie obfitujących we frakcję pylastą pokryw strukturalnego lodowca gruzowego.

Podsumowując - procesy fluwialne w piętrze alpejskim są bardzo intensywne i morfologicznie skuteczne w okresie intensywnego topnienia lodowców i płatów śniegu /lipiec - sierpień/. Skuteczność erozyjna i transportowa /przemywanie pokryw, odprowadzanie zawiesiny i rumowiska wleczonego/ zależy w dużej mierze od współdziałania procesów fluwialnych z kriogenicznymi. Układy korytowe charakteryzują się brakiem tak stabilności poziomej, jak i pionowej. Potoki progłacjalne o dobowym rytmie odpływu są najważniejszym czynnikiem odprowadzania materii, przede wszystkim w formie zawiesiny, w niższe piętra gór.

Poniżej 4000 m n.p.m. istnieje wykształcony system korytowy, zaś dno doliny glacialnej jest modelowane fluwialnie. Wśród młodogłacjalnych moren końcowych w Garmacasma /3150 m n.p.m./ wyodrębnić można 14-kilometrowy jednorodny odcinek doliny, składający się z 8. odcinków przewężeń w dnie, utworzonych wskutek zabarykadowania doliny główniej stożkami usypiskowymi lub spływów gruzowych, oraz z 8. odcinków rozszerzeń w dnie, powstałych wskutek akumulacji rzecznej i rzeczno-jeziornej, powyżej tych stożków /ryc. 29/. Najniższa równina akumulacji rzeczno-jeziornej powstała na zapleczu moren końcowych, zapewne w obrębie zagłębienia końcowego.

Odcinki przewężeń powstały na styku 2. przeciwległych stożków, o nachyleniu 25 - 30°, lub stożka i stoku. Koryto potoku osiąga szerokość do 10 m i opadek do 120 - 150%. Przystosowane jest do wielkich prędkości poprzez doskonałe opancerzenie wielkimi głazami o średnicy do 0,5 - 1,0 m. Brak jest tutaj materiału drobnego. Odcinki zablokowanej stożkami doliny głównej stanowią ok. 25% jej długości. Powstać musiały podczas zderzeń katastrofalnych, które doprowadziły do gwałtownego przegrodzenia doliny masą gruzową. Powyżej stożków zachowały się bowiem fragmentarycznie poziomy terasowe 1,0 - 1,5 m wysokości względnej, zbudowane z materiału piaszczysto-mułkowego, świadczące o sedymentacji w zbiorniku wodnym.

Odcinki równin akumulacyjnych są genetycznie związane z odcinkami przewężeń, które stały się dlań podniesionymi bazami erozyjnymi i wymusiły proces sedimentacji. W profilu poprzecznym niektórych równin wyróżnić można 2 poziomy: pierwotny, o wysokości względnej 1 - 1,5 m, oraz poziom współczesnego dna, wyciętego w pokrywie budującej poziom pierwotny i pełniącego funkcję łożyska powodziowego. Poziom wyższy, zbudowany z materiału piaszczysto-pyłastego, jest na ogół całkiem zniszczony lub przykryty osadami stożków usypiskowych. Posiada minimalne nachylenie i wyznacza zasięg pierwotnego zbiornika zaporowego w dnie doliny. Poziom dolny jest dostosowany do współczesnych warunków hydrodynamicznych podczas stanów powodziowych. Posiada szerokość maksymalnie do 200 m i spadek do 50‰, przy czym w pobliżu odcinków przewężeń spadek maleje do 20‰ i mniej. Równiny leżące pomiędzy dwoma przewężeniami dolinnymi mają cechy podłużnego stożka o malejącym z biegiem spadku, jak i malejącej frakcji materiału go budującego. Górna część takiego stożka, o spadku do 100‰, jest zbudowana z frakcji maksymalnej do 35 - 40 cm. Wśród żwirowo-piaszczystych aluwów dość znaczny jest udział otoczków frakcji do 10 - 20 cm. Dolna część stożka, o spadku do 20‰, jest natomiast zbudowana z piasków i mułków, wśród których dominuje frakcja pyłasta. Równina jest rozcięta systemami koryt roztokowych, z których główne ma nieregularny bieg kręty i szerokość 10 - 20 m. Koryta są wcięte w nierówną, częściowo utrwaloną zarostami wierzby krzewiastej, równinę denną do 1,2 m. Niektóre niżej położone równiny posiadają powierzchnię wyrównaną i rozciętą przez meandrujący potok. Świadczy to nie tylko o większej dojrzałości danego odcinka doliny, lecz także o regulującej nieco przepływ roli naturalnych zapór, którymi są przegradzające dolinę stożki. System na przemian występujących odcinków zwężeń i rozszerzeń funkcjonuje podobnie jak korekcja rzeki z kaskadą zbiorników przeciwrumiskowych. Odcinki akumulacyjne uniemożliwiają swobodny przepływ podłużny grubego rumowiska. Transport zawiesiny jest jedynym rodzajem przemieszczenia, odbywającym się tu stale i bez przeszkód. Posiada to swoje konsekwencje w morfogenezie zarówno wnętrza, jak i peryferii gór.

Wszystkie odcinki zabarykadowanej stożkami usypiskowymi i spływów gruzowych doliny, jak też odcinki równin - stożków akumulacyjnych pomiędzy nimi, są wieku postglacjalnego. Powstały jednakże w różnym czasie, a nie równocześnie, o czym świadczy zarówno rozmaity stopień ich wykształcenia oraz utrwalenia, jak i różny typ koryt /roztokowe, meandrowe/ rozcinających je. Taka struktura fluwialnego odcinka doliny potwierdza spostrzeżenia Patzelta /1978/ z doliny Wakhanu oraz Hewitta /1982/ z Karakorum o roli katastrofalnych procesów geomorfologicznych, prowadzących do poprzecznego barykadowania dolin głównych.

Dolina Katigal na odcinku Garmacze - Ateti posiada podobną strukturę morfologiczną jak wyżej opisana, tyle tylko, że istnieją tu 2. generacje wiekowe form. Moreny boczno-czołowe lodowców wychodzących z dolin bocznych blokują dolinę główną w 2. miejscach /ryc. 41/. Pozostałością jezior zaporowych z okresu zlodowacenia Włra są fragmenty terasy rzeczno-jeziornej, o wysokości ok. 10 - 15 m nad współczesne koryto. Poziom ten był rozcinany w 2 - 3 fazach, gdyż zachowały się fragmenty teras wyciętych. Równocześnie też kilka stożków usypiskowych blokuje koryto potoku w obrębie współczesnego dna. A zatem, istnieją tu poziomy terasowe, należące do 2. generacji wiekowych, związanych z barykadowaniem doliny głównej:

1/ przez lodowce podczas maksymalnego zasięgu zlodowacenia młodoplejstocenińskiego,

2/ przez stożki usypiskowe w okresie postglacjalnym.

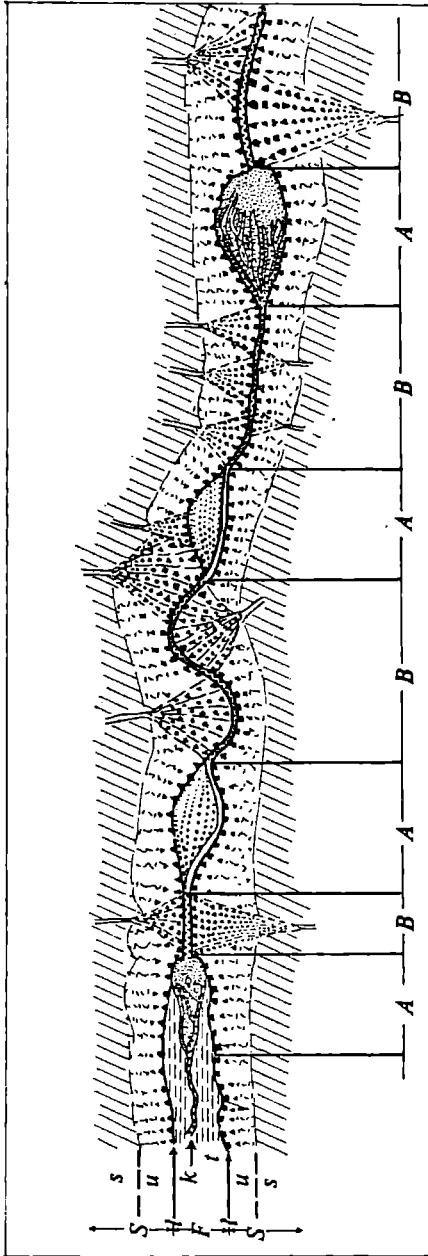
Obraz morfologii dna doliny jest dodatkowo skomplikowany, gdyż stożki usypiskowe są również rozmaitego wieku, a więc zarówno z okresu ostatniego zlodowacenia, jak i z postglacjalu, z okresem współczesnym łącznie. Niektóre wielkie stożki w profilu podłużnym mają jak gdyby stopnie, co świadczy o tym, że zapewne nakładają się one na niektóre z akumulacyjnych systemów terasowych. Rekonstrukcja szczegółowego obrazu morfologii dna doliny na podstawie danych, które posiadamy, nie jest możliwa.

Odcinek doliny, położony poniżej Ateti /ryc. 41/, nie zlodowaczonej w plejstocenie posiada w pełni genozę fluwialną, jednakże - podobnie jak i w wyższych częściach doliny - i tutaj o strukturze form fluwialnych w jej dnie zdecydował przebieg procesów geomorfologicznych w dolinach bocznych. Koryto potoku Katigal posiada lekko kręty bieg, przy czym krętość jest wymuszona przez stożki napływowe oraz stożki spływów gruzowych wychodzące z dolin bocznych w dolinę główną i spychające potok pod przeciwległy stok. Przebieg koryta jest więc uzależniony od rozmieszczenia wylotów dolin bocznych. Wychodzące z nich stożki nie tylko spychają potok pod przeciwległe zbocze, lecz również barykadują dolinę. Powstałe jeziora zaporowe współcześnie są nieomal w całości wypełnione osadami i tylko w kilku odcinkach mamy do czynienia z bardzo młodymi równinami akumulacyjnymi, ze świeżymi łąkami, korytami roztokowymi i rozlewiskami. W budowie równin dominuje materiał pylasto-piaszczysty z wtrąceniami żwirowymi, zaś pod stokami - z wielkimi głazami, zauważającymi się grawitacyjnie w dno doliny i opancerzającymi koryto rzeczne. Frakcja kamienista jest niewątpliwie lokalnego pochodzenia. Jedyne materiały najdrobniejsze mają szansę odbyć transport z górnych części dorzecza. Poniżej blokujących

koryta stożków poprzecznych powstają "podłużne stożki", podobnie jak w dolinie Suyengal - w górnej części zbudowane z grubego materiału pochodzącego z rozmycia tych pierwszych i przechodzące następnie w dolnej części w płaską równinę rzeczno-jeziorną. W całym odcinku doliny Katigal nie stwierdziłem istnienia systemów terasowych oprócz związanych z fazami rozcinania równin pochodzenia zaporowego, co świadczy o tym, że co najmniej od czasu zlodowacenia młodoglacjalnego poszczególne odcinki doliny były modelowane według podobnego mechanizmu /ryc. 51/, przy czym lokalna baza, jaką stanowił przegradzający dolinę stożek, stwarzała lokalne, niezależne warunki formowania równin terasowych. Intensywne procesy stokowe doprowadzały do zasypywania nie zniszczonych przez postępującą wciąż od momentu przegradzenia doliny erozję wgłębną i boczną fragmentów teras. Wydaje się że dolina Katigal jest zbyt wąska, by w takich warunkach modelowania mogły się wykształcić i zachować systemy terasowe.

Stożki przegradzające dolinę główną są w różnym stadium rozwoju. Są to wielkie stożki utrwalone, na których zlokalizowane są weis i które są pocięte systemami kanałów rozprowadzających wodę. Ale obserwowałem również tak stożki poprzeczne /barykadujące/, jak i podłużne, zbudowane ze świeżych, nie utrwalonych roślinnością gładów i bloków. Podobnie też i równiny akumulacyjne powyżej stożków są w różnym stadium - od utrwalonych i od stuleci użytkowanych rolniczo do porośniętych jedynie częściowo przez zarośla wodolubne, z licznymi korytami, rozlewiskami i podmokłościami. We wszystkich dolinach Hindukuszu Munjan możemy zaobserwować ten sam mechanizm modelowania den dolinnych, przy czym dolina główna, w zależności od piętra wysokościowego i dominujących w nim procesów, barykadowana jest albo przez lodowce i ich wały morenowe, przez stożki usypiskowe, spływów gruzowych, napływowe, albo też przez lodowce gruzowe /ryc. 51/. Obserwacje te wskazują, że opisany mechanizm modelowania dolin jest nie tylko powszechny, lecz że panował co najmniej od okresu ostatniego zlodowacenia plejstocenijskiego. Podobny mechanizm i schemat modelowania dolin wysokogórskich przedstawia Kostenko /1975/.

W dolnym biegu rzeki Landay Sin, między Razgel Nezu i Kisur obserwowałem poziome terasowe, z których wyższy - ok. 60 - 80 m wysokości względnej - był z ok. 10-metrowej miąższości pokrywy otoczków 0,5 - 1 cm średnicy, zaś przy ujściu do rzeki Kunar w poziomie tym na piaskach zalegała podobnej miąższości seria otoczków do 0,5 m. Poniżej ujścia Landay Sin terasa rzeki Kunar o wysokości 10 - 15 m jest zbudowana z jednorodnego materiału żwirowego 3 - 6 cm. W dolnym biegu rzeki Kunar obserwowałem natomiast fragment jej współczesnego dna,



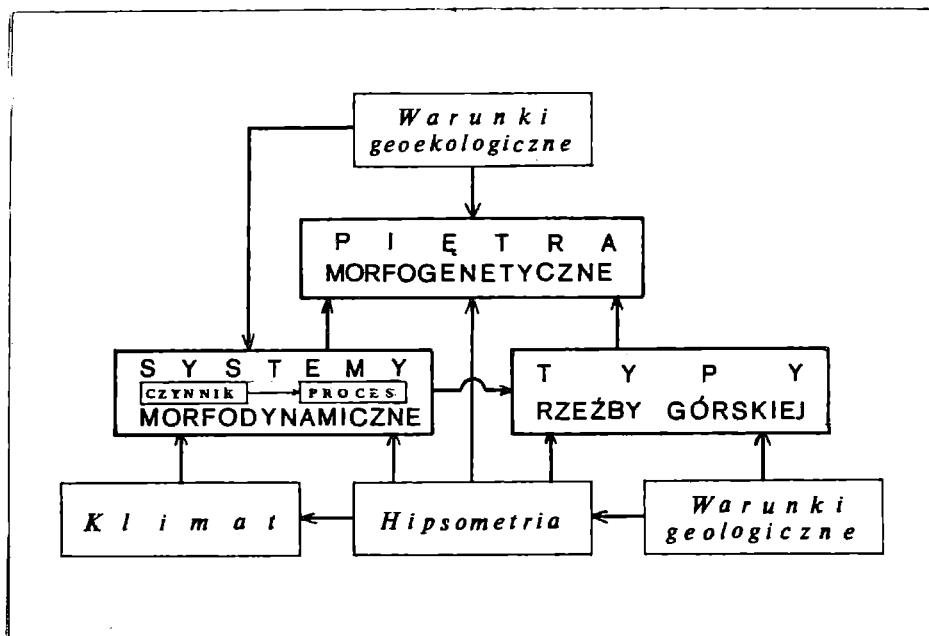
Ryc. 51. Schemat modelowania den dolin Hindukuszu Munjan: A - odcinki akumulacji rzeczno-jeziornej powyżej naturalnych przeszkód dolinnych, B - odcinki doliny z korytem-zabarykadowanym stożkami usypiskowymi i spływów gruzowych, F - subsystem fluwialny /dna doliny/; k - koryto-ł - zasięg łożyska /koryta powodziowego/, wyznaczony giazami, t - równiny akumulacji fluwialnej, terasy akumulacyjne wycięte, S - subsystem etokowy; s - stoki ekalne, różczonkowane żlebami, u - stoki usypiskowe i usypiskowo-spływowe

zbudowanego z serii pylastej o 3 - 5 m miąższości, rozciętego siecią klasycznych wąwozów.

Podsumowując obserwacje przeanalizowane powyżej, należy stwierdzić, że opisany mechanizm sprzężenia procesów fluwialnych ze stokowymi oraz mechanizm barykadowania dolin głównych były od okresu plejstocénskiego aż do czasów współczesnych podstawową przyczyną selektywnego transportu fluwialnego, ograniczającego się do frakcji transportowych w zawieszaniu oraz do frakcji dennej maksymalnie 3 - 6 cm. A zatem ogromne ilości grubofrakcyjnej zwietrzaliny, dostarczane ze stoków w dna dolin, podlegały i nadal podlegają na miejscu procesowi rozdrabniania mechanicznego i chemicznego i dopiero po osiągnięciu optymalnej frakcji 3 - 6 cm mogą być wynoszone przez rzeki aż do peryferyjnych dolin i kotlin. Wydaje się też, że podstawową przyczyną takiego selekcjonującego procesu obiegu materii jest stosunkowo duże prawdopodobieństwo wystąpienia zjawisk katastrofalnych, które poprzez przegrodzenie dolin wielką ilością naturalnych zapór proces ten wymuszają. Wielka energia rzeźby wydaje się być jedną z podstawowych przyczyn opisanego mechanizmu morfodynamiki wysokich gór.

## V. Struktura i funkcjonowanie rzeźby Hindukuszu Munjan

Poziome i pionowe zróżnicowanie rzeźby przejawia się w zróżnicowaniu form oraz kształtujących je procesów. Pomiędzy procesami geomorfologicznymi a warunkami klimatycznymi i geologicznymi, a także rzeźbą zachodzą określone relacje. Relacje te, wraz z "obiektami i ideami", między którymi zachodzą, można określić jako systemy /Wilson 1964/. Można więc mówić o systemach morfoklimatycznych czy też geomorfologicznych /Wilson 1964, Klimaszewski 1978/. Procesy geomorfologiczne mogą również być rozpatrywane jako składniki systemu "czynnik - proces". System taki nazwałem morfodynamicznym. Jego energia jest uwarunkowana klimatem i hipsometrią /ryc. 52/. Dobowe fluktuacje energii radiacyjnej są impulsem do uruchomienia i morfologicznego wykorzystania energii molekularnej i chemicznej /intensywne wietrzenie fizyczne i chemiczne, regelacja, zmiany wilgotności, ablacja itp./. Efektem funkcjonowania systemów morfodynamicznych są zespoły form konetytuujące określone typy rzeźby górskiej. Typ rzeźby górskiej może być wyodrębniony na podstawie charakterystycznego zespołu form, kształtowanych w określonych warunkach hipsometrycznych i geologicznych przez system lub systemy morfodynamiczne, uwarunkowane klimatem. Poznanie pionowego zróżnicowania systemów morfodynamicznych oraz typów rzeźby górskiej pozwala spojrzeć szerzej na właściwości wycinków przestrzeni, które można nazwać piętremi morfogenetycznymi. Piętra morfogenetyczne są więc wysokościami ograniczonymi jednostkami przestrzennymi, w obrębie których w danych warunkach geologicznych funkcjonuje charakterystyczny zespół systemów morfodynamicznych i kształtowana jest określona rzeźba górską. O strukturze i funkcjonowaniu rzeźby grupy górskiej, jak np. Hindukuszu Munjan, decyduje sekwencja systemów morfodynamicznych, typów rzeźby i pięter morfogenetycznych.



Ryc. 52. Schemat wyjaśniający relacje między pojęciami: systemy morfodynamiczne, typy rzeźby górskiej, piętra morfogenetyczne

### 1. Systemy morfodynamiczne

Morfodynamiczne systemy Hindukueszu Munjan dzięki słabo uwilgoconemu klimatowi wysokogórskiemu z dominującym promieniowym typem pogody oraz dzięki znacznym wysokościom bezwzględnym /2000 - 6290 m n.p.m./ i względnym /do 3000 m/ posiadają wysoki potencjał energetyczny, a więc i zdolność do wykonania pracy geomorfologicznej. Szczególnie wielka, pionowa rozpiętość parametrów klimatu, a zwłaszcza średniej rocznej temperatury, zmieniającej się od ok.  $+10^{\circ}\text{C}$  u podstawy gór do ok.  $-20^{\circ}\text{C}$  w poziomie 6-tysięcznych szczytów, jest przyczyną funkcjonowania wielkiej liczby zarówno prostych, jak i złożonych systemów morfodynamicznych /tab. 28/.

W prostych systemach morfodynamicznych: pluwialnym, fluwialnym, niwalnym, lodowcowym, mamy do czynienia zasadniczo z jednym podstawowym czynnikiem - nośnikiem energii. Szczególnym przypadkiem jest system grawitacyjny, w którym nośnik energii /przemieszczany materiał skalny/ jest równocześnie transformatorem /przetwornikiem/ energii na pracę geomorfologiczną. W złożonych systemach morfodynamicznych dwa pierwszorzędne czynniki współdziałają w wykonaniu pracy geomorfologicznej, przy czym:



T a b e l a 28

Charakterystyka systemów morfodynamicznych Hindukuszu Munjan

System morfodynamiczny		Czynniki	Procesy
Denudacyjny	Grawitacyjny	siła ciężkości	odpadanie, obrywanie, zsuwanie, spełzywanie
	Pluwiograwitacyjny	woda opadowa i opadowo-roztopowa, siła ciężkości	epizodyczne spływy gruzowe i gruzowo-błotne
	Pluwialny	woda opadowa	spłukiwanie, bombardowanie, rozbrzyd, erozja bruzdowa-wązowa
Fluwialny		stałe i okresowe potoki i rzeki progłacjalne i proniwalne	transport zawieszony, piasku i żwiru, przemywanie pokryw
Sufozyjny		woda opadowa, roztopowa, gruntowa	wymywanie najdrobniejszych składników pokryw
Eoliczny		wiatry, pojedyncze wiry pionowe	przemieszczanie frakcji pylastej i piaszczystej w pokrywach różnego pochodzenia
Glacjalny	Lodowcowy	lód lodowcowy	procesy glacialne w warunkach intensywnej deglacjacji
	Glaciablacyjny	lód lodowcowy, martwy lód lodowcowy, woda roztopowa, siła ciężkości	nierównomierne topnienie odkrytych gruzem lodowców i martwego lodu, ściekanie i przemieszczanie moreny
	Glaciograwitacyjny	lód lodowcowy, lód martwy lodowcowy, ciężar pokryw morenowych	zróżnicowane przemieszczanie pokryw, procesy związane z powstaniem i ewolucją lodowców gruzowych
Gelinivalny	Kriogeniczny	lód gruntowy, mroz, woda roztopowa	pękanie mrozowe, pęcznienie, wyciskanie, sortowanie
	Kriograwitacyjny	lód gruntowy, mroz, ciężar pokryw stokowych	soliflukcja, spełzywanie mrozowe
	Gelacyjny	wieczny mróz i śnieg	konserwacja podłoża, pękanie mrozowe
	Gelideflacyjny	lód gruntowy, mróz, wiatr	procesy mrozowe, deflacja wiatr
	Niwacyjny	śnieg powoli się przemieszczający	abrazja śniegowa /?/
	Niweoablacyjny	pląty śniegu, mróz, woda roztopowa, siła ciężkości	spłukiwanie, spełzywanie, soliflukcja, regelacja, spływy błotne, transport fluwialny
Niwegrawitacyjny		pląty śniegu, lawiny, gruz skalny	transport i erozja lawinowa, transport po płatach śniegu

1/ pełnią one funkcję nie tylko nośnika energii, lecz i katalizatora jej przemian /np. płyty śniegu ułatwiają grawitacyjne zużycie się po nich gładów, co powoduje przyspieszenie zamiany energii potencjalnej na kinetyczną/,

2/ towarzyszy im często proces przemiany /transformacji/ samych czynników /np. śnieg i lód topią się, woda zamarza itp./.

Stopień złożoności systemów i ich dynamiki jest inny, gdy czynniki są:

- jedynie potencjalnymi nośnikami energii /system glacialny/, która nie jest zamieniana na pracę geomorfologiczną,

- aktywnymi nośnikami energii, zużytkowanej na efektywną pracę geomorfologiczną /np. systemy: pluwio-grawitacyjny, gelideflacyjny, fluwialny i in./,

- aktywnymi nośnikami energii lub katalizatorami jej przemian /np. systemy: niweo-grawitacyjny, glaci-grawitacyjny i in./,

- aktywnymi nośnikami energii, katalizatorami jej przemian, przy równoczesnej częściowej transformacji czynnika /systemy: glaci-ablacyjny, niweo-ablacyjny/.

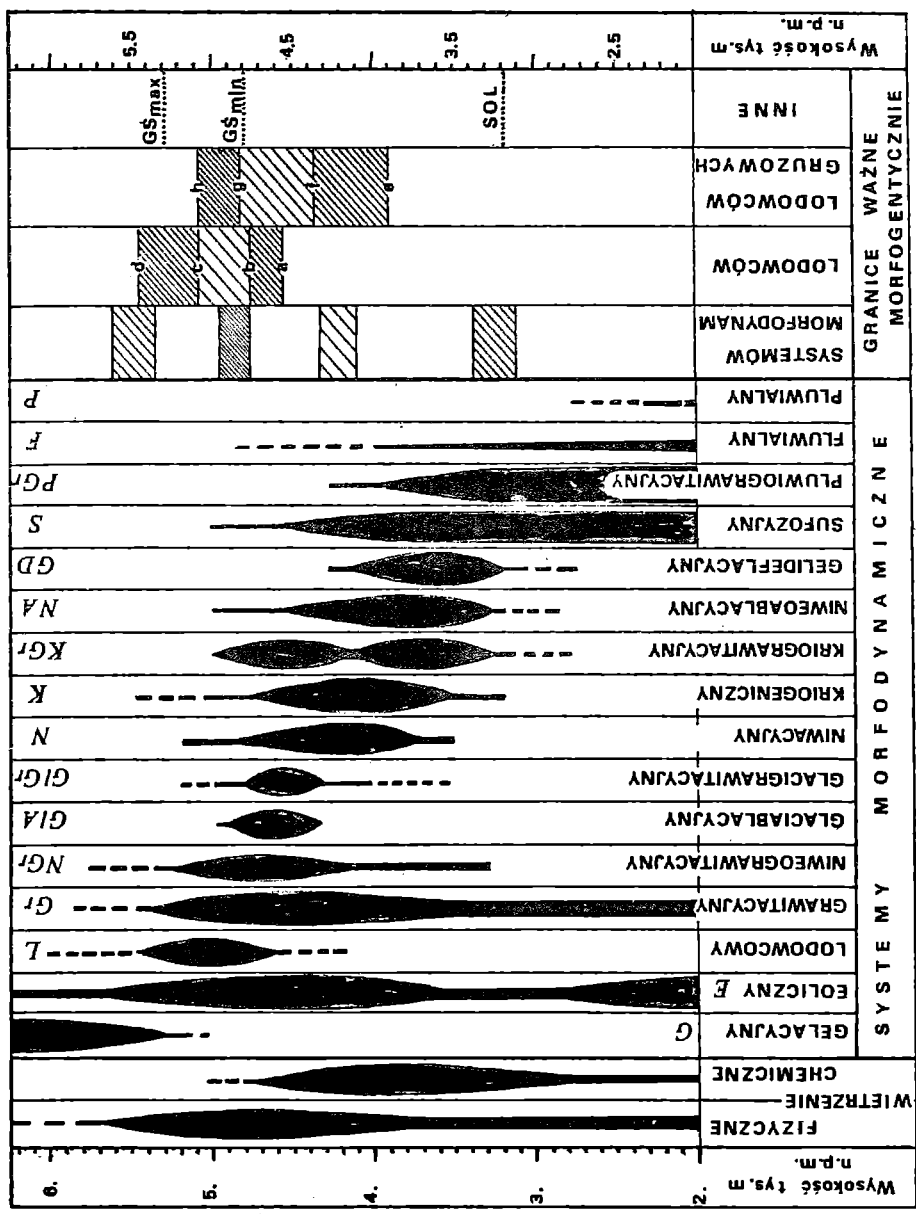
Na podstawie rozmieszczenia form, a w szczególności mikro- i mezoform, analizowanych podczas kartowania terenowego, skonstruowałem schemat  pionowego rozmieszczenia systemów morfodynamicznych, a następnie uporządkowałem systemy w kolejności ich występowania od najwyższych do najniższych pięter hipsometrycznych /ryc. 53/. Analiza schematu wskazuje na następujące prawidłowości:

1/ Większość systemów morfodynamicznych występuje na wysokości 3200 - 5000 m n.p.m., co świadczy o poligenezie i o znacznej ogólnej dynamice rzeźby na tej wysokości. Wysokościom 3200 - 5000 m n.p.m. odpowiada położenie izoterm, odpowiednio: rocznej nieco powyżej 0°C oraz lipca 0°C.

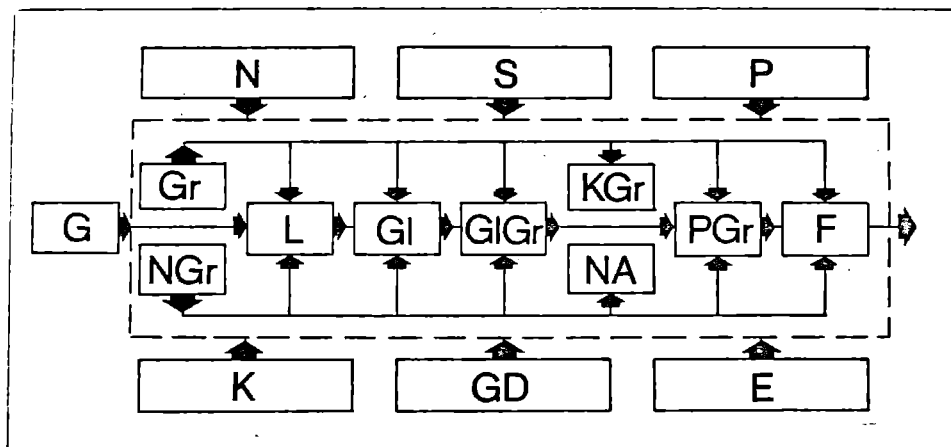
2/ Rola wody opadowej jako czynnika współdecydującego o dynamice rzeźby gwałtownie wzrasta poniżej wysokości 4200 - 4000 m n.p.m.

3/ Najważniejszy, decydujący o współczesnym modelowaniu rzeźby jest grawitacyjny system morfodynamiczny. Grawitacyjne przemieszczenie gruzu ma miejsce począwszy od wysokości ok. 5500 m n.p.m. na stokach o ekspozycji południowej, a więc ok. 200 m powyżej najwyższej granicy śniegu. U podnóża stoków formy gruzowe pojawiają się od wysokości 5200 m n.p.m. Piętro hipsometryczne 5200 - 5500 m n.p.m. na stokach o ekspozycji południowej w lipcu charakteryzuje się temperaturami średnimi od -1 do -3°C.

4/ Systemy morfodynamiczne tworzą wysokościowe sekwencje, decydujące o obiegu materii skalnej. Wyraźna jest pionowa alternacja syste-



Kyc. 53. Wysokościowe zróżnicowanie systemów morfodynamicznych Hindukuszu Nunjan. Granice ważne morfodynamiczne: a, b, c, d - granice lodowców odpowiednio: najniższa, dolna, górna, najwyższa, e, f, g, h - granice lodowców gruzowych odpowiednio: najniższa, dolna, górna, najwyższa, GSmax, GSmin - granice wiecznego śniegu najwyższa i najniższa, Sol - dolna granica soliflukcji



Ryc. 54. Schemat funkcjonowania rzeźby gór o maksymalnej wysokości powyżej 5500 m n.p.m. /np. Hindukuszu Munjan/. Oznaczenia literowe systemów morfodynamicznych jak na ryc. 53

mów, przy czym granice między nimi mają charakter stref /ryc. 53/. Jak wynika ze schematu /ryc. 54/, obieg materii może być długi i skomplikowany, jednakże obieg krótki: stok - koryto rzeczne, odgrywa bardzo istotną rolę. Sprzężenia między systemami polegają na:

- przyspieszaniu, aktywizowaniu lub wręcz wymuszaniu działania danego systemu przez inny,
- wykluczaniu, zastępowaniu lub osłabianiu działania jednego systemu przez inny,
- współwystępowaniu, przy czym systemy są względem siebie niezależne, a w określonych warunkach mogą się wzajemnie aktywizować lub osłabiać /ryc. 54/.

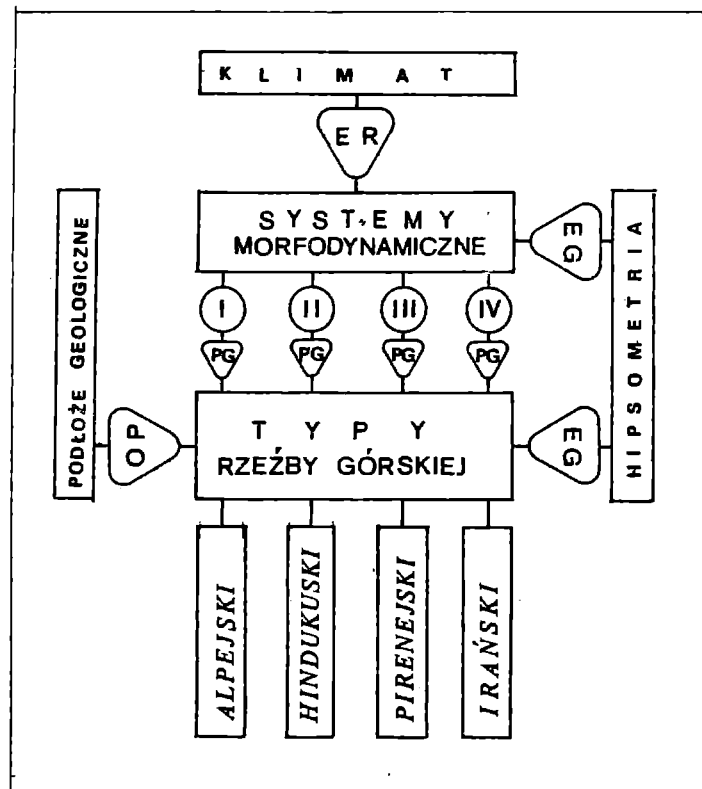
Oprócz wysokości n.p.m., o przestrzennym zróżnicowaniu systemów morfodynamicznych decyduje ekspozycja stoków. Kontrasty termiczno-energetyczne między stokami, szczególnie o ekspozycji północnej i południowej, decydują o asymetrii rozmieszczenia systemów morfodynamicznych rzędu 200 - 300 m. Asymetria termiczna według danych Titowa /1976/, /ryc. 6B/, wynosi 3°C na wysokości 2000 m n.p.m., co odpowiada różnicy wysokości ok. 200 m. Na wysokości 4500 m n.p.m. asymetria termiczna jest rzędu 2°C, co również odpowiada różnicy wysokości 200 m. Problem asymetrii rozmieszczenia systemów morfodynamicznych na stokach północnych i południowych prześledzić można na przykładzie takich wskaźnikowych elementów krajobrazu wysokogórskiego, jak lodowce i lodowce gazonowe /tab. 20, 27/. W piętrze lodowców asymetria ich po-

łożenia wzrasta od 220 - 290 m ze wzrostem wysokości. W niższej położonyma piętra lodowców gruzowych asymetria ich położenia jest wyrażona wartością 200 - 220 m. Na stokach o ekspozycji południowej /ciepłych/ lodowce i lodowce gruzowe są położone o 200 - 220 m wyżej niż na stokach północnych. Najwyższa granica występowania lodowców, obliczona jako średnia arytmetyczna z wartości dla poszczególnych masywów i podgrup górskich, wynosi 5540 m n.p.m. zarówno dla stoków południowych, jak i północnych, co może oznaczać, że powyżej 5500 m n.p.m. asymetria procesowa może nie występować. Stoki bez względu bowiem na ekspozycję wykazują niską dynamikę, którą reguluje klimat. Nawet w lipcu średnia temperatura jest tu niższa od  $-5^{\circ}\text{C}$ .

## 2. Typy rzeźby górskiej

Analiza rozmieszczenia systemów morfodynamicznych wskazuje, że niektóre z nich współwystępują w określonych piętrach wysokościowych /ryc. 53/, zaś rezultatem ich współdziałania są charakterystyczne zespoły form. Systemy morfodynamiczne można zgrupować w 4 kompleksy. Na tej podstawie wyróżniłem 4 typy rzeźby górskiej, dla których przyjąłem nazwy: alpejski, hindukuski, pirenejski, irański /ryc. 55/. Rolę poszczególnych systemów morfodynamicznych w kształtowaniu typów rzeźby przedstawiłem w tabeli 29, poprzez zróżnicowanie stopnia ich aktywności według 3-stopniowej skali względnej. Wreszcie, w tabeli 30 zestawiliem cechy poszczególnych typów rzeźby. Zgodnie z definicją wysokich gór Trolla /1973/, 3 pierwsze typy odnoszą się do rzeźby wysokogórskiej. Góry o rzeźbie typu irańskiego ani w przeszłości, ani współcześnie nie były zlodowaczone. Ze względu natomiast na stosunki hipsometryczne /wysokości względne ponad 3000 m n.p.m., względne do 1000 - 1500 m/ oraz niektóre formy rzeźby, takie jak: granie, ściany skalne, stożki usypiskowe, niejednokrotnie przypominają rzeźbę wysokogórską. Nazwy alpejskiego i pirenejskiego typu rzeźby zapożyczyłem w pewnej mierze od Galiberta /1960/, zaś hindukuskiego i irańskiego - od Hindukuszu i gór Wyżyny Irańskiej, gdzie wymienione typy rzeźby powszechnie występują.

Rzeźba typu alpejskiego charakteryzuje się największą jednorodnością genetyczną oraz najmniejszą aktywnością procesów, ze względu na ostry, mroźny klimat. Współczesne zlodowacenie oraz mała aktywność procesów stokowych są wskaznikami cechami rzeźby /ryc. 55/. Być może istotne byłoby wydzielenie odmian rzeźby typu alpejskiego np. ze względu na rodzaj zlodowacenia. Lodowce Hindukuszu zasilane lawinami /turkiestański typ lodowców/ i tym m.in. odróżniają się wyraźnie np. od lodowców Alp.



Ryc. 55. Schemat wyjaśniający pojęcie typów rzeźby górskiej: ER - energia radiacyjna, EG - energia grawitacyjna, OP - opór podłoża, PG - praca geomorfologicznie efektywna, I - IV - zespoły współwystępujących systemów morfodynamicznych

Rzeźba typu hindukuskiego stanowi niższe ogniwo w pionowej sekwencji rzeźby. Występuje w obszarze bardzo intensywnej współczesnej deglacjacji /ryc. 23, 56/. Przewodnikami rysami rzeźby są występujące tu powszechnie lodowce gruzowe, które zgodnie z "szeroką" definicją Corte'a /1976/ obejmują sekwencję rozmaitych form gruzowych - od moren z rdzeniem lodowym, poprzez astructuralne powierzchnie martwego lodu, aż do strukturalnych lodowców gruzowych z regularnymi wałami i depresjami. Ten typ rzeźby wysokogórskiej niewątpliwie jest związany z warunkami klimatycznymi. Rzeźba typu hindukuskiego w dolinach o przebiegu E - W rozwija się w kierunku górnych pięter wzdłuż stoków cieplejszych i jest konsekwencją lateralnej deglacjacji lodowców

T a b e l a 29

Aktywność wietrzenia i systemów morfodynamicznych w kształtowaniu różnych typów rzeźby górskiej

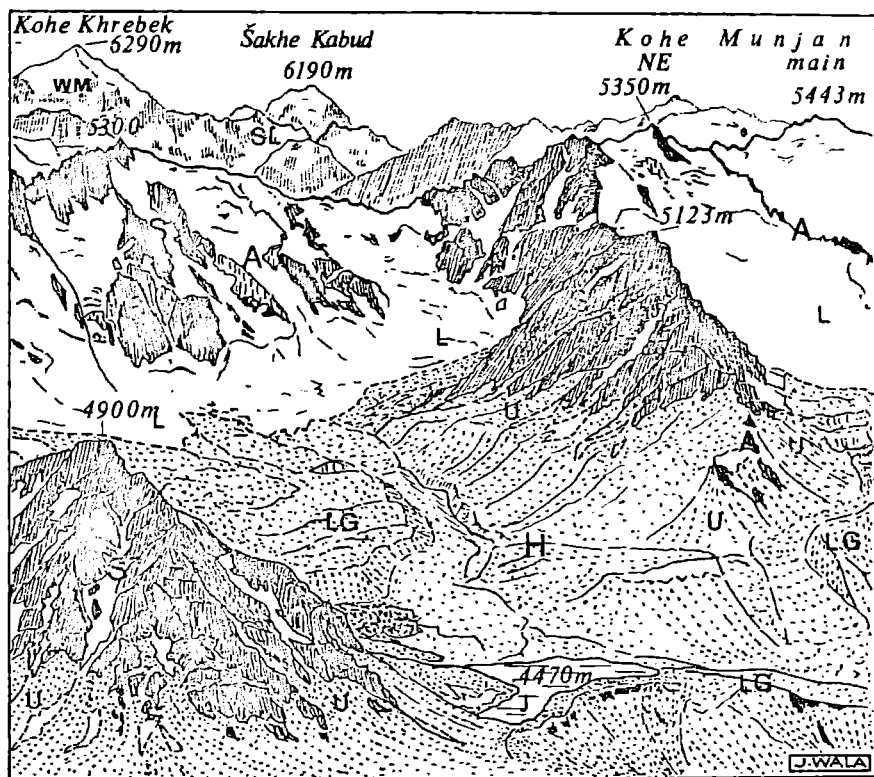
System morfodynamiczny \ Typy rzeźby	Alpejski	Hindukuski	Pirenejski	Irański
Wietrzenie fizyczne	++	+++	++	+
Wietrzenie chemiczne	+	+++	+++	+
Gelacyjny	+++	+		
Lodowcowy	+++	+		
Grawitacyjny	+	+++	++	++
Niweograwitacyjny	++	+++	++	+
Eoliczny	++	+++	++	+++
Glacjablacyjny	+	+++		
Gracjigrawitacyjny		+++		
Kriogeniczny	++	+++	++	+
Niweoablacyjny	+	+++	+++	+
Kriograwitacyjny	+	+++	+++	
Gelideflacyjny		++	+++	
Pluwlograwitacyjny		++	+++	+++
Fluwialny	+	++	++	
Pluwialny			+	++

Aktywność: mała +, średnia ++, duża +++

Charakterystyka typów rzeźby górskiej Hindukuesu Munjan

Typ rzeźby górskiej	Alpejski	Hindukuaki	Pirenejski	Irański
Wys. m n.p.m.	6290 - 4700	5200 - 3700	4200 - 3000	3200 - 2000
fizyczne	umiarkowane, makrogeliwacja	ekstremnie intensywne, makrogeliwacja	bardzo intensywne, makro- i mikrogeliwacja	intensywne
Wietrzenie	słabe	intensywne	ekstremnie intensywne	umiarkowane
Systemy morfodynamiczne	głębokie lodowcowe grawitacyjny niwegoawitacyjny eoliczny	grawitacyjny niwegoawitacyjny glaciablacyjny glaciograwitacyjny lodowcowy niwacyjny krioawitacyjny kriogeniczny eoliczny sufozyczny	kriograwitacyjny niweoablacyjny gelideflacyjny niwegoawitacyjny pluwioawitacyjny niwacyjny kriogeniczny glaciograwitacyjny sufozyczny eoliczny fluwialny	pluwioawitacyjny grawitacyjny sufozyczny eoliczny pluwialny fluwialny
Formy	cyrki i doliny lodowcowe, stoki skalne i skalnolodowe, żłoby z płatami wiecznego śniegu, formy usypiskowe, moreny z rdzeniem lodowym	cyrki i doliny lodowcowe przeobrażone przez zespół procesów, ściany i stoki skalne rozczłonkowane zlebaniami, stoki usypiskowe i rumowiskowe, strefy wałów i pagórów lodowomorenowych, formy ablacyjne, lodowce gruzowe różnego pochodzenia, formy krioogeniczne	doliny i stare cyrki lodowcowe, ślnie przeobrażone głównie przez ruchy masowe, stoki skalne i usypiskowe, stoki pokrywane cząściowo rumowiskowe, łoby soliflukcyjne i in., stożki usypiskowo-napiwowe, tufury, formy krioogeniczne, gelideflacyjne, koryta rzeczne, równiny stożki napiwowe, stożki spiwów gruzowych	stoki pokrywane i skalne, usypiskowe, lokalnie utrwalone, suche doliny transformowane przez spiwy gruzowo-biotne, wawozy, badlandy, stożki proluwialne, i spiwów gruzowobiotnych, koryta i waży spiwów epizodycznych
Zlodowaczenie	lodowce karowe i karowo-dolinne	reliktoaw lodowce na stokach późnocnych	formy lodowcowe plejstoceńskie	brak śladów zlodowacenia plejstoceńskiego i współczesnego





Ryc. 56. Hindukusz Munjan Północny - widok ze szczytu Kohe Safed /5297 m/ w kierunku południowym, na piętro glacialne doliny Dr. Haraskhiga z alpejskim /A/ i hinduskim /H/ typami rzeźby. Na dalszym planie piętro wiecznego mrozu /WM/ w obrębie najwyższych partii Hindukuszu Munjan: SL - stoki geliniwalne, S - stoki skalne, U - stoki usypiskowe, L - lodowce, LG - lodowce gruzowe i inne formy gruzowe pochodzenia deglacjacyjnego i grawitacyjnego, J - jezioro

doliny. Stoki charakteryzuje bardzo wysoka aktywność wietrzenia i procesów grawitacyjnych. Dlatego też, obok lodowców gruzowych rozmaitego rodzaju, stoki usypiskowe, blokowe oraz gruzowe formy w ich obrębie są równie istotnymi cechami wskaźnikowymi tego typu rzeźby. Rzeźba typu hinduskiego występuje w wielu obszarach górskich, zwłaszcza Andów Chilijsko-Argentyńskich /Corte 1976, Lliboutry 1965/, i zapewne posiada szereg odmian regionalnych.

Rzeźba typu pirenejskiego występuje w dolnej części gór zlodowaconych w plejstocenie, a także w najwyższych partiach gór o wysokości bezwzględnej 3000 - 4000 m, które nie były zlodowacone. Charakte-

ryzuje się wysoką dynamiką procesów stokowych. Obok powszechnie występujących form usypiskowych, jako wskaźnikowe dla tego typu rzeźby uznać należy zwłaszcza loby soliflukcyjne oraz rynny i języki spływów gruzowych i gruzowo-błotnych. W kształtowaniu tej rzeźby dużą rolę odgrywają woda roztopowa i opadowa oraz regelacja o dużej częstotliwości. Wydaje się, że w skali globalnej pirenejjski typ rzeźby jest najbardziej rozpowszechniony, przy czym w zależności od stopnia wilgotności klimatu można mówić o różnych jej odmianach.

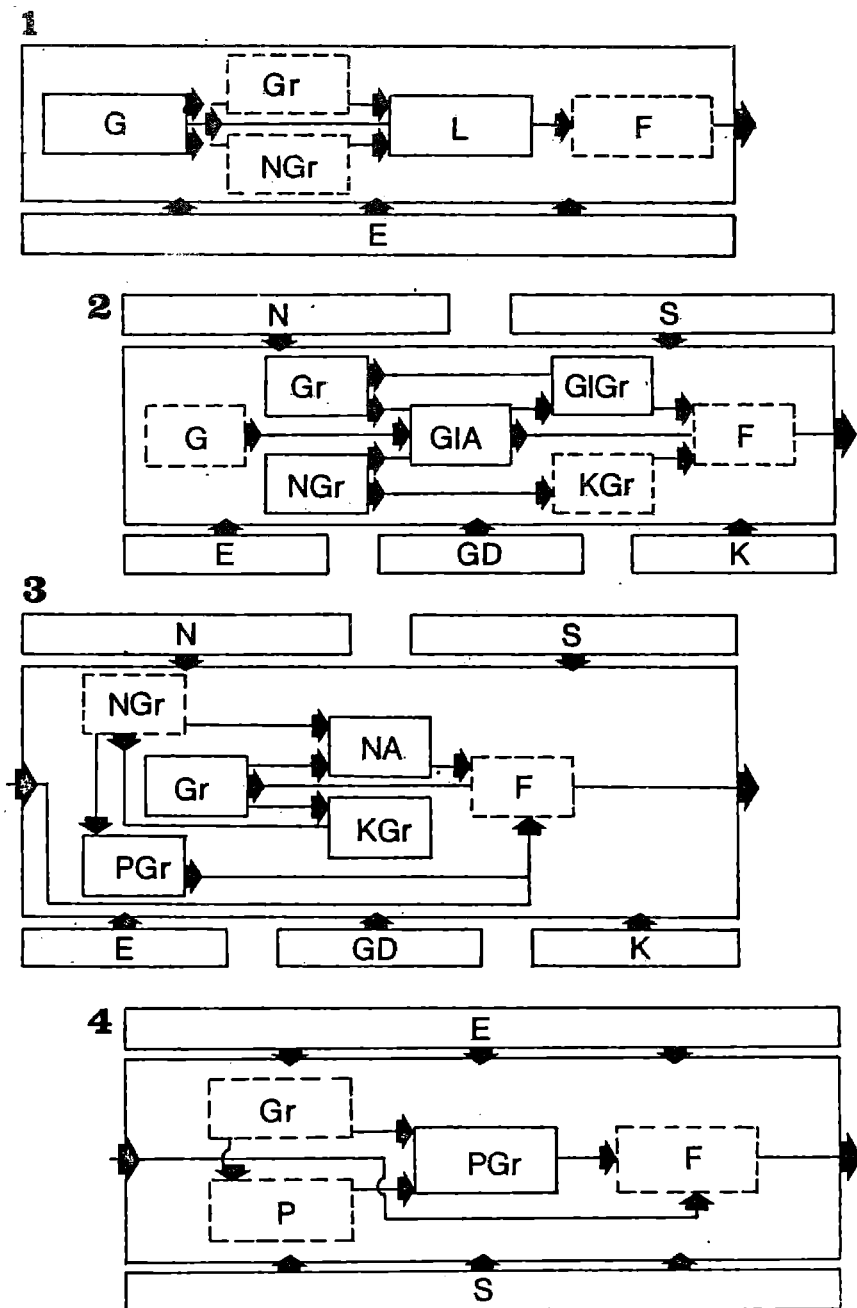
Rzeźba typu irańskiego posiada również szerokie rozprzestrzenienie. W suchej strefie klimatycznej jest charakterystyczna dla podnóży oraz peryferii gór o rzeźbie glacialnej. Pluwiograwitacyjny system morfodynamiczny jest wiodący, zaś epizodyczne ulew i wezbrania, gwałtownie przemieszczające pokrywę zwietrzelinową na stokach i w dnach dolin, odgrywają bardzo istotną rolę. Pokrywy budujące dna dolin i stożki u ich wylotów, o złożonej strukturze wałów i koryt, wskazują na modelowanie przez spływy gruzowo-błotne lub błotne. Stoki, zwłaszcza ich dolne odcinki, są silnie rozczłonkowane suchymi dolinami. W okresach między opadami wiatr jest głównym czynnikiem morfogenetycznym. U podnóży gór o rzeźbie typu irańskiego występują często pogórza typu badlandów. Znaczne wysokości względne, sięgające 1000 - 1500 m, decydują o tym, że oprócz stoków pokrytych zwietrzeliną nie rzadko występują też ściany skalne z wielkimi stożkami i hałdami usypiskowymi u podnóży. W Afganistanie wyodrębnić można co najmniej dwie odmiany irańskiego typu rzeźby: bardziej suchą - u podnóży gór oraz odmianę o nieco większym uwilgoceniu - monsunową, m.in. w południowej części Hindukuszu Munjan.

Omówione typy rzeźby górskiej różnią się wewnętrzną strukturą ich dynamiki, którą można zobrazować za pomocą relacji między systemami morfodynamicznymi /ryc. 57/. Największy stopień komplikacji ma miejsce w rzeźbie typu hindukuskiego i pirenejskiego. Typy rzeźby tworzą dość wyraźną pionową sekwencję, jednakże w zależności od ekopozycji i lokalnych warunków środowiska niejako przenikają się lub występują obok siebie.

### 3. Piętra morfogenetyczne

Problem pięter morfogenetycznych przewija się niemal we wszystkich pracach z zakresu geomorfologii gór /Höllerman 1976, 1979, Troll 1973/. Wyróżnić można 3 rodzaje podejść do problemu pięter:

1/ Realnie istnieją jedynie piętra klimatyczne, roślinne, geologiczne lub fizyczno-geograficzne, a w ich obrębie działają rozmaite procesy i z różnym natężeniem /Gerlach 1970, Klimaszewski 1962, Kotarba 1976, Starkel 1977/.



Ryc. 57. Schematy powiązań między systemami morfodynamicznymi czterech typów rzeźby górskiej: 1 - alpejskiego, 2 - hindukuskiego, 3 - pirenejskiego, 4 - irańskiego. Oznaczenia literowe systemów morfodynamicznych jak na ryc. 53

2/ Istnieją piętra występowania pewnych czynników, procesów, form lub określonych zespołów procesów i form. Najczęściej wyróżniane są i charakteryzowane piętra w obrębie "górnicy wysokich - o rzeźbie alpejskiej" /Troll 1973/. Literatura dotycząca pięter: "peryglacialnego", "soliflukcji" czy "krioniwalnego" jest bardzo bogata /Höllerman 1976, 1977, 1979, Höllerman, Poser 1977, Kotarba 1976, Rathjens 1972, Troll 1944, 1973/. Jehn /1958, 1970/ wyróżnił w Tatrach odrębne piętra występowania: thufurów, soliflukcji oraz gleb strukturalnych. Corte /1976/ mówi o piętrze lodowców gruzowych w Andach, podobnie też Grötzbach /1965/ także piętro wyróżnia w Hindukuszu Khwāja Mohammad. Kotarba w Tatrach Zachodnich wyróżnił 3 piętra występowania różnego typu żłobków krasowych /1967/.

3/ Piętra morfogenetyczne możliwe są do wydzielenia. Galibert /1960/ wyróżnił w masywie Zermatt w Alpach 2 piętra wysokogórskie o rozmaitej aktywności procesów morfogenetycznych: alpejskie oraz pirenejskie. Morariu i Mac /1974/ stwierdzają, że piętra morfoklimatyczne /używają też terminu "piętra morfodynamiczne"/ odgrywają zasadniczą rolę w zróżnicowaniu współczesnych procesów na obszarze Rumunii: powyżej 1700 m n.p.m. krioniwacja jest procesem dominującym, zaś poniżej - erozja fluwialna. Również Kotarba i Starkel /1972/ mówią o piętrach morfogenetycznych w Karpatach i wprowadzają pojęcie "cryonival system" oraz "temperate forest system". Systemy są usytuowane piętrowo - powyżej i poniżej górnej granicy lasu. W górach o klimacie kontynentalnym, pomiędzy górną granicą lasu i granicą wiecznego śniegu Starkel /1980/ wyróżnia dwa piętra morfogenetyczne: niższe - procesów kongeliflukcyjnych oraz wyższe - gruzowe, z procesami segregacji mrozowej.

W rozważaniach dotyczących pionowego zróżnicowania lub piętrowości procesów i form integralną część stanowi problem granic, zasięgów i linii geomorfologicznie istotnych /Höllerman 1979, Starkel 1977/. Spośród najczęściej analizowanych wymienić należy: granicę wiecznego śniegu, dolne granice występowania lodowców, aktywnych i fosylnych lodowców gruzowych, gleb strukturalnych, soliflukcji, zasięg zlodowceń plejstocenkich, granice pięter roślinnych z górną i dolną granicą lasu jako, najważniejszymi, przebieg izotermy rocznej 0°C i in. Istnienie wyraźnych granic geomorfologicznie istotnych, mających rangę regionalną, ponadregionalną, czy nawet globalną /Corte 1976, Grötzbach 1965, Grötzbach, Rathjens 1969, Höllerman 1976, 1977, 1979, Höllerman, Poser 1977, Kotarba 1976, Lliboutry 1965, Troll 1944/, jest dostatecznym uzasadnieniem celowości wydzielenia pięter morfogenetycznych. Inym uzasadnieniem jest istnienie "piętrowych procesów morfogenetycz-

nych" /Kotarba 1976/, czy też procesów "dominujących" w regionach oraz piętrach morfoklimatycznych /Morariu, Mac 1974/. Wydzielanie pięter według "wąskich" kryteriów np. występowania soliflukcji posiada znaczenie dla wycinkowego poznania dynamiki rzeźby gór. Oprócz takiego podejścia wydaje się słuszne, by wydzielać piętra na podstawie pełnego inwentarza procesów i form lub ogólnej dynamiki rzeźby /np. Galibert 1960/. Liczba pięter morfogenetycznych nie musi odpowiadać liczbie pięter klimatyczno-roślinnych. Nie wszystkie granice pomiędzy piętrami klimatyczno-roślinnymi są bowiem geomorfologicznie jednakowo ważne.

W celu wydzielenia w Hindukuszu Munjan pięter morfogenetycznych przeprowadziłem analizę granic morfologicznie istotnych /ryc. 53, tab. 31/. Następnie dokonałem oceny granic, przy czym w przypadku gdy kilka granic występowało blisko siebie, granicę zasięgu systemów morfodynamicznych wybierałem jako najistotniejszą dla wydzielenia pięter. Spośród zestawionych granic /tab. 31/ za najważniejsze uznałem:

1/ 5500 m n.p.m. - górną granicę występowania systemów: grawitacyjnego, niweograwitacyjnego, lodowcowego /będącego zarazem górną granicą piętra intensywnego wytwarzania zwiertzeliny/;

2/ 4200 m n.p.m. - dolną granicę występowania systemu glaciograwitacyjnego /lodowce gruzowe/, najniższą granicę lodowców, górną granicę systemów: pluwiograwitacyjnego, gelideflacyjnego i fluwialnego, dolną granicę "pojezierzy wysokogórskich"; nieco poniżej przebiega dolna granica piętra łąk alpejskich;

3/ 3200 m n.p.m. - dolną granicę występowania systemów: kriogenicznego, kriograwitacyjnego /dolna granica soliflukcji/, niweograwitacyjnego, niweoablacyjnego, gelideflacyjnego, zasięg zlodowacenia młodoplejstoczeńskiego, górną granicę lasu cedrowego.

Granice 4200 - 3200 m n.p.m. nawiązują w pewnym stopniu do granic pięter roślinnych. Są wyższej rangi - granicami geoeekologicznymi. Granica 5500 m n.p.m. ma wyraźnie charakter geomorfologiczny i rozdziela piętra górne - geomorfologicznie pasywne i dolne - aktywne. Wymienione granice dzielą wysokościową przestrzeń Hindukuszu Munjan na 4 piętra morfogenetyczne, kolejno, idąc od góry: wiecznego mrozu, glacialne, krioniwalne i denudacyjno-fluwialne. Syntetyczny obraz pięter morfogenetycznych w powiązaniu z cechami środowiska gór przedstawiłem na rycinie 58.

Piętro wiecznego mrozu /5500 - 6290 m n.p.m./ zajmuje jedynie 2% powierzchni Hindukuszu Munjan. Jest ono najbardziej homogeniczne i stabilne, co uwarunkowane jest przez mroźny klimat wysokogórski. System gelacyjny decyduje o stabilności piętra. System eoliczny umożli-

## Zestawienie granic geomorfologicznie istotnych

Granice geomorfologicznie istotne	Wysokość m n.p.m.					
	2000	3000	4000	5000	6000	
Występowania systemów morfodynamicznych <sup>x</sup>		■	■	■	■	■
Występowania lodowców <sup>xx</sup>			■	■	■	■
Występowania lodowców gruzowych <sup>xx</sup>			■	■	■	■
Wieżnego śniegu <sup>xxx</sup>				■	■	■
Soliflukcji			■			
Zlodowacenia młodoplejstocenijskiego		■	■			
Dolina pojezierzy wysokogórskich			■			
Pięter roślinnych		■	■	■		
Granice pięter morfogenetycznych			■			■

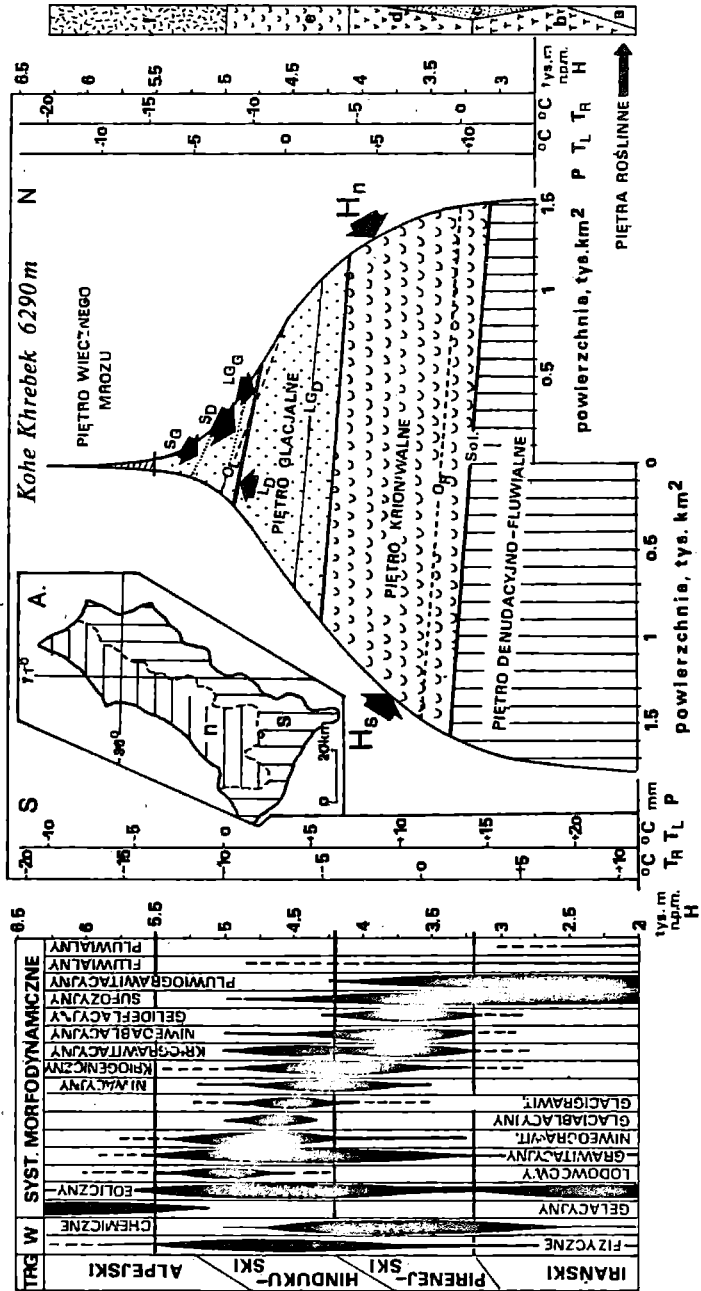
<sup>x</sup> por. ryc. 53.<sup>xx</sup> odpowiednio: najniższa, dolna, górna, najwyższa /por. tab. 20 i 27/.<sup>xxx</sup> odpowiednio: dolna i górna.

wia obieg jedynie sniegu i lodu /powstawanie nawiezów lodowo-śnieżnych na stokach odwieznych i ich obrywanie/. Stoki geliniwalne podlegają zasadniczo konserwacji, zaś obrywy i lawiny śnieżno-lodowe zasilają lodowce piętra glacialnego /ryc. 23, 38, 56/. Konserwacja zdecydowanie przeważa nad procesami niszczenia, których częstotliwość występowania i czas trwania są raczej niewielkie. Jednakże nawet przy ujemnych temperaturach powietrza temperatura powierzchni skalnych może być dodatnia, a śnieg może się topić /Dollfus 1964/, co posiada znaczenie morfogenetyczne.

Piętro glacialne /4200 - 5500 m n.p.m./ zajmuje aż 72% powierzchni Hindukuszu Munjan. Jest ono wyraźnie dwudzielne. Jego górna część charakteryzuje się rzeźbą typu alpejskiego, natomiast dolna - rzeźbą typu hindukuskiego. Strefa lodowców i strefa gruzowa, z dominującymi w krajobrazie lodowcami gruzowymi, przenikają się wzajemnie w związku z powszechną deglacjacją typu lateralnego. Największa liczba systemów morfodynamicznych kształtuje rzeźbę glacialną i perylacialną piętra. Produkty wietrzenia i niszczenia zasadniczo pozostają w obrębie piętra, gdzie podlegają dalszemu rozdrabnianiu mechanicznemu i chemicznemu. Rzeki i potoki proglacialne odprowadzają w niższe piętra głównie materiał zawieszony. O morfodynamice stoków decydują systemy: grawitacyjny i niweograwitacyjny. Obieg materii w obrębie obniżenia jest uzależniony od systemów: lodowcowego, glaciablacyjnego i glaciograwitacyjnego. Najefektywniejsze przemieszczanie materii jest związane z działaniem pionowym wirów /system eoliczny/.

Piętro krioniwalne /3200 - 4200 m n.p.m./ zajmuje 20% powierzchni Hindukuszu Munjan. Charakteryzuje się bardzo wysoką dynamiką dominującą tu rzeźby typu pirenejskiego. O dynamice tej decydują systemy morfodynamiczne: grawitacyjny, niweograwitacyjny, kriograwitacyjny, pluwiograwitacyjny i niweoablacyjny. W modelowaniu stoków duże znaczenie posiada soliflukcja. Systemy korytowe są tu już dobrze wykształcone, lecz ich funkcjonowanie jest kontrolowane przez systemy denudacyjne. W zależności od wysokości bezwzględnej grupy górskiej i od wykształcenia pięter wiecznego mrozu i glacialnego piętro krioniwalne jest bardziej zimne i wilgotne lub też bardziej ciepłe i suche. W piętrze krioniwalnym produkcja zwietrzeliny dominuje nad jej odprowadzaniem przez rzeki; dynamika wewnętrzna piętra jest większa od dynamiki zewnętrznej.

Piętro denudacyjno-fluwialne /2000 - 3200 m n.p.m./ stanowi jedynie 8% powierzchni grupy górskiej. Nawiązuje do dolnego odcinka krzywej hipsograwicznej, stromo pochylonego i wskazującego na ogromną energię rzeźby i tendencję do erozji. Według Starkla /1969/, w obszarach gór-





Ryc. 58. Piętra morfogenetyczne Hindukuszu Munjan. A - Szkic grupy górskiej; n, s - skłon odpowiednio północny i południowy. Hn, He - krzywe hipsograficzne odpowiednio północnego i południowego, S<sub>G</sub>, S<sub>D</sub> - granica wiecznego śniegu odpowiednio najwyższa i najniższa, L<sub>D</sub> - dolna granica lodowców, LG<sub>G</sub>, LG<sub>D</sub> - górna i dolna granice lodowców gruzowych, O<sub>R</sub> - średnia roczna temperatura 0°C, O<sub>L</sub> - średnia temperatura lipca 0°C, Sol - dolna granica soliflukcji, H - wysokość bezwzględna w n.p.m., T<sub>R</sub>, T<sub>L</sub> - średnie temperatury odpowiednio roku i lipca /por. ryc. 6/, P - suma roczna opadów mg W. Titowa /1976/. TRG - typy rzeźby górskiej, W - wietrzezie. Systemy morfodynamiczne: grubością linii zaznaczono względne natężenie procesów. Piętra roślinne: a - las liściasty, b - las iglasty, c - jałowce krzewiaste i drzewiaste, d - step wysokogórski, e - łąki alpejskie, f - piętro niwelne

kich Pamiru i Himalajów w piętrze ekstraglacialnym istnieją najkorzystniejsze warunki klimatyczne do pogłębiania dolin. Pluwiogravitacyjny system morfodynamiczny decyduje o współczesnej erozyjnej morfogenezie peryferii gór o rzeźbie typu irańskiego. Dynamika piętra ma charakter skokowy, epizodyczny i jest w zasadzie związana z katastrofalnymi zrywami i spływami gruzowo-błotnymi. Allochtoniczne rzeki proglacialne są ważnym czynnikiem odprowadzenia drobnofrakcyjnego materiału, jednakże w podgrupach górskich, gdzie na pionową strukturę gór składają się jedynie piętra krioniwalne i denudacyjno-fluwialne, rola stałych rzek jest niemal całkowicie zredukowana.

O dynamice rzeźby w trzech górnych piętrach oprócz stosunków hipsometrycznych decyduje niemal wyłącznie klimat, zaś w piętrze denudacyjno-fluwialnym - zapewne także neotektoniczne podnoszenie bloku górskiego. Dowodzi tego usytuowanie pięter i ich granic względem elementów krzywej hipsograficznej /ryc. 58/. Wypukły kształt krzywych w ich dolnych odcinkach świadczy o prawie niezależnym funkcjonowaniu trzech pięter górnych z jednej strony i piętra denudacyjno-fluwialnego - z drugiej. Piętra glacialne i krioniwalne wykazują stosunkowo wysoką wewnętrzną dynamikę, jednakże przepływ rumowiska do piętra denudacyjno-fluwialnego jest ograniczony jedynie do materiału drobnego /zawiesina, frakcja żwirowa/. Morfologię pięter: glacialnego i krioniwalnego warunkuje niemal wyłącznie klimat o radiacyjnym typie pogody, decydujący o intensywnym wietrzeniu i specyficznie, asymetrycznie przebiegającej deglacjacji, której produktem są lodowce gruzowe. Piętro denudacyjno-fluwialne posiada wyraźnie erozyjną morfogenezę, jednakże erozyjny efekt na obrzeżeniu gór, spowodowany podnoszeniem, zasadniczo nie jest przenoszony do ich wnętrza. Granica 3200 m n.p.m. jest więc nie tylko granicą pomiędzy piętrami, lecz oddziela dwie wysokogórskie dziedziny: górną - o wyraźnie egzogenicznej morfodynamice oraz dolną - gdzie dynamika rzeźby jest wypadkową czynników egzogenicznych /klimat/ i endogenicznych /podnoszenie neotektoniczne/. Permanentna dynamika wszystkich pięter jest efektem stosunków hipsometrycznych /duża energia rzeźby/, które są elementem środowiska upodabniającego poszczególne piętra morfogenetyczne do siebie. Klimat jest natomiast elementem różnicującym piętra i decydującym o epizodycznej ich dynamice.

Kontrasty radiacyjne i termiczne między stokami o ekspozycji północnej i południowej decydują o nierównomiernym rozwoju stoków i bardzo wyraźnej asymetrii pięter /ryc. 58/. Asymetria ta jest pochodną asymetrii pionowego zasięgu systemów morfodynamicznych i aktywności procesów na stokach o przeciwstawnych ekspozycjach, zwłaszcza w

obrębnie piętra glacialnego. Poniżej wysokości 5500 m n.p.m. asymetria jest bardzo wyraźna i wynosi ok. 200 m, co odpowiada różnicy średniej temperatury rocznej rzędu 2 - 3°C.

Przepływ materii skalnej z pięter górnych do piętra dolnego oraz poza obręb grupy górskiej odbywa się głównie poprzez system koryt rzek allochtonicznych. Transport zawiesiny oraz frakcji zwirowej do 6 cm jest podstawowym procesem odprowadzania materii, co wskazuje na ograniczoną zdolność transportu rumowiska dennego we wszystkich piętrach morfogenetycznych. Kompetencja rzek jest kontrolowana przez stokowe systemy morfodynamiczne.

#### 4. Współczesna dynamika i ewolucja rzeźby

Współczesna dynamika rzeźby Hindukuszu Munjan jest wypadkową warunków hipsometrycznych /znaczące wysokości względne i bezwzględne/ oraz klimatu o ograniczonej wilgotności i bardzo wysokiej radiacji i przejawia się w:

1/ intensywnym wietrzeniu fizycznym i chemicznym oraz dominującej roli grawitacyjnego systemu morfodynamicznego, rezultatem czego jest dostawa ze stoków w dna dolin i na powierzchnię lodowców ogromnych ilości głównie gruzowej zwietrzliny,

2/ intensywnym niszczeniu stoków eksponowanych na południe i odprowadzaniu z nich zwietrzliny, przy stosunkowo dużej stabilności, a w piętrach wyższych - w konserwowaniu stoków eksponowanych ku N, co prowadzi do asymetrii procesowej, asymetrii rozmieszczenia typów rzeźby i asymetrii pięter morfogenetycznych,

3/ intensywnej deglacjacji - w zależności od orientacji dolin: arealnej i lateralnej, i związanym z tym powstaniem szeroko rozprzestrzenionych lodowców gruzowych,

4/ permanentnym modelowaniu przez umiarkowane procesy morfogenetyczne, głównie grawitacyjne i transport fluwialny, oraz epizodycznym modelowaniu przez katastrofalne procesy także grawitacyjne, a zwłaszcza pluwiograwitacyjne, prowadzące do przegradzania dolin systemami stożków i w ten sposób powodujące kontrolowanie przepływu materii fluwialnymi systemami korytowymi,

5/ gromadzeniu materiału zwietrzelinowego w górnych piętrach /glacialnym i krioniwalnym/ i jedynie jego lokalnym intensywnym przemieszczaniu przez procesy grawitacyjne, kriograwitacyjne i eoliczne /pionowe wiry powietrza/, jego ciągłym rozdrabnianiu mechanicznym i chemicznym oraz odprowadzaniu do niższych pięter i poza obszar gór ograniczonego ilościowo i jakościowo /zawiesina, frakcja zwirowa do 6 cm/ materiału poprzez system korytowy potoków i rzek proglacialnych.

Pionowe zróżnicowanie klimatyczne decyduje o pionowym zróżnicowaniu dynamiki rzeźby, co przejawia się w:

- 1/ piętrowym zróżnicowaniu systemów morfodynamicznych oraz typów rzeźby górskiej,
- 2/ dużej liczbie systemów morfodynamicznych, a więc w poligenezie współcześnie kształtowanej rzeźby górskiej,
- 3/ zróżnicowanej aktywności procesów w poszczególnych piętrach, z dominującą rolą systemów grawitacyjnego i niweograwitacyjnego w piętrze glacialnym i krioniwalnym oraz pluwiograwitacyjnego w piętrze denudacyjno-fluwialnym.

Czwartorzędowa ewolucja rzeźby, tendencja do podnoszenia obczaru, znaczne wysokości względne i bezwzględne oraz suchy, radiacyjny klimat wysokogórski warunkują zróżnicowanie rzeźby i jej dynamiki /Starkeł 1969/, przejawiające się w:

- 1/ wykształceniu się pięter morfogenetycznych, których granice posiadają na ogół rangę granic geoeologicznych,
- 2/ odaiennej wewnątrznej strukturze i dynamice pięter oraz w różnym stopniu komplikacji obiegu materii w ich obrębie oraz pomiędzy piętrami.

Znaczenie zróżnicowania litologicznego granitoidowo-metamorficznego bloku górskiego dla dynamiki jest większe w piętrze krioniwalnym niż w pozostałych piętrach.

Hindukusz Munjan jest quasi-stacjonarnym systemem geomorfologicznym. Zarówno struktura, jak i funkcjonowanie tego systemu nie podlegają współcześnie zasadniczym zmianom. Tendencja do podnoszenia utrzymuje się co najmniej od dolnego plejstocenu /Bielousow 1976/ i dzięki temu wciąż zostaje zachowana wielka energia rzeźby. Klimat jest uwarunkowany położeniem gór w strefie podzwrotnikowej suchej oraz cyrkulacją planetarną. Oscylacje klimatu, o których wnosić można na podstawie recesji lub stagnacji lodowców, kształtują raczej równowagę dynamiczną układu, o krótkotrwałych zmianach trendu, przy zachowaniu generalnego trendu do deglacjacji gór. Katastrofalne procesy stokowe nie powodują zasadniczych zmian tego układu, gdyż jest on przystosowany do epizodycznego, katastrofalnego modelowania. Przegradzanie dolin górskich systemami wałów morenowych, jezorami lodowców gruzowych czy najczęściej stożkami rozmaitego pochodzenia, jak wskazują dane historyczne /Hewitt 1982/, datowane radiowęglem osady /Patzelt 1978/ czy wreszcie analiza rzeźby na mapach topograficznych i zdjęciach, to niezwykle ważny element morfogenezy holocenijskiej dolin Hindukuszu. Uniemożliwiło ono wykształcenie się w dolinach górskich ciągłych systemów terasowych, a jedynie lokalnych systemów teras akumulacyjnych

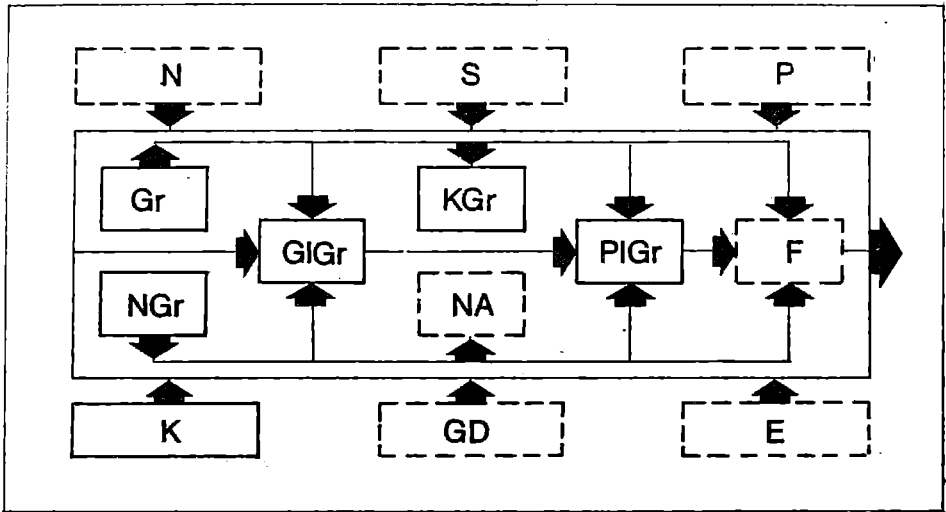
wyciętych, nawiązujących do lokalnych baz, jakimi stawały się powstające w różnym czasie naturalne bariery dolinne. Procesy katastrofalne powodują wzrost dynamiki wewnętrznej, lecz nie przyspieszają procesu wyprzątania materiału z centralnych części gór poza ich obręb. Tylko w peryferycznych częściach gór, z wykształconym jedynie piętrzem denudacyjno-fluwialnym i krioniwalnym, procesy katastrofalne, głównie spływy gruzowo-błotne, mogą wyprzątać materiał zwietrzelinowy poza ich obręb, do wielkich dolin i kotlin śródgórkich lub przedgórkich.

Ewolucja quasi-stacjonarnego systemu wysokogórskiego Hindukuszu Munjan przejawia się wyraźniej w piętrze glacialnym, gdzie na skutek postępującej deglacjacji następuje rozwój rzeźby typu hindukuskiego kosztem rzeźby typu alpejskiego. Jest to raczej wyrazem tendencji do zmiany wewnętrznej struktury piętra glacialnego. Piętra morfogenetyczne w całości wykazują natomiast znaczną inercję. Ewolucja quasi-stacjonarnego układu geomorfologicznego przejawia się w ewolucji powiązań między systemami morfodynamicznymi, prowadzącej do:

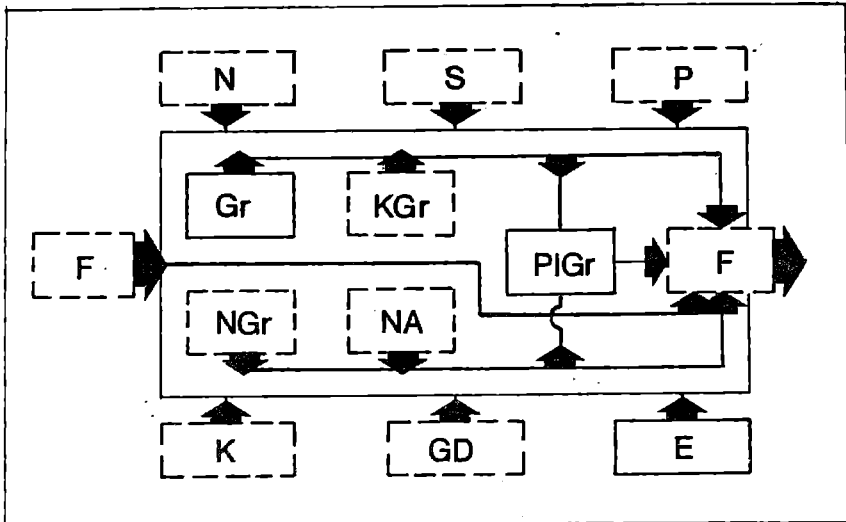
- 1/ uproszczenia powiązań,
- 2/ najczybzeżego - i przy najmniejszych nakładach energii - odprowadzania materiału z położenia niestabilnego do położenia stabilnego,
- 3/ skrócenia drogi transportowanego materiału do systemu fluwialnego,
- 4/ ukształtowania się warunków optymalnej drożności dla obiegu materii.

W zależności od wysokości bezwzględnej grupy górskiej lub jej części, sekwencja pięter morfogenetycznych jest kompletna bądź nie, co decyduje o bardziej skomplikowanym lub prostym modelu funkcjonowania systemu wysokogórskiego. Dla Hindukuszu Munjan można skonstruować trzy podstawowe warianty modelu funkcjonowania rzeźby w zależności od wysokości bezwzględnej /ryc. 54, 59, 60/ masywów i podgrup górskich:

- 1/ powyżej 5000 - 5500 m n.p.m., ze wszystkimi 4. piętrami morfogenetycznymi,
- 2/ do 4500 - 5000 m n.p.m., z piętrami glacialnym /bez lodowców lub z reliktowymi formami lodowców/, krioniwalnym i denudacyjno-fluwialnym,
- 3/ poniżej 4000 - 4500 m n.p.m., z piętrami krioniwalnym i denudacyjno-fluwialnym lub jedynie z tym ostatnim, współcześnie lub nigdy niezlodowaconymi.



Ryc. 59. Schemat funkcjonowania rzeźby gór o maksymalnej wysokości do 4500 - 5000 m n.p.m. Oznaczenia literowe systemów morfodynamicznych jak na ryc. 53



Ryc. 60. Schemat funkcjonowania rzeźby gór o maksymalnej wysokości poniżej 4000 - 4500 m n.p.m. Oznaczenia literowe systemów morfodynamicznych jak na ryc. 53

W najwyższych górach /o szczytach powyżej 5500 m n.p.m. wysokich/ wciąż dominuje morfogeneza glacialna i denudacyjna w warunkach peryglacialnych, w górach o wysokości do 4500 - 5000 m n.p.m. - morfogeneza denudacyjna w warunkach peryglacialnych i ekstraglacialnych - suchych. Wreszcie w najniższych górach, o wysokościach szczytów do 4500 m n.p.m., panuje morfogeneza denudacyjna klimatu suchego lub półsuchego.





## VI. Współczesna rzeźba i modelowanie gór wysokich strefy suchej

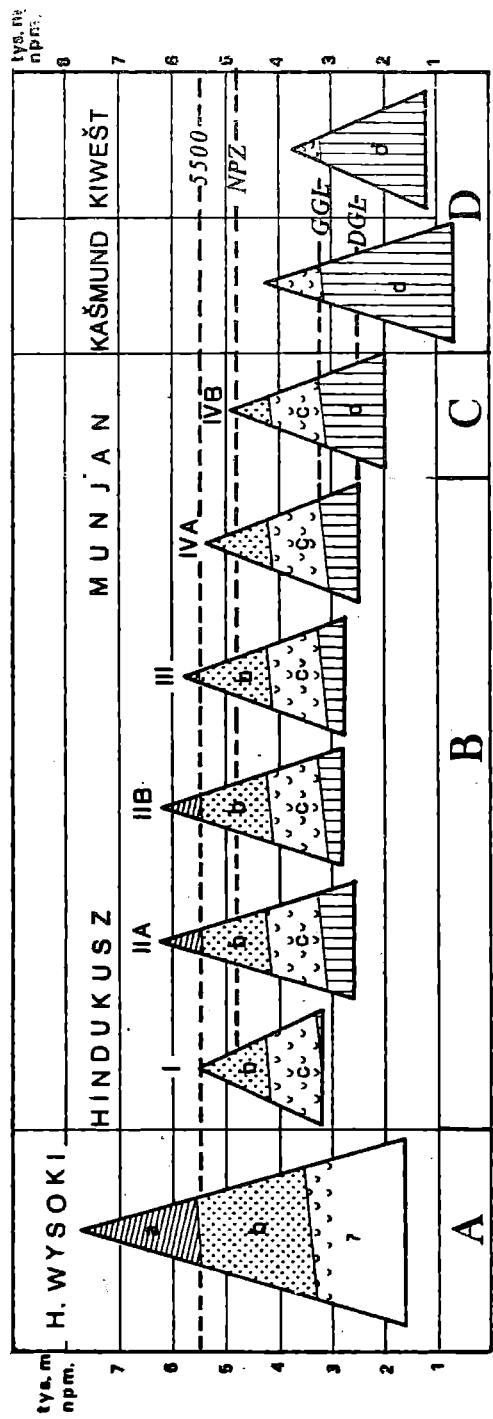
Struktura i funkcjonowanie rzeźby gór wysokich zależą od ich położenia w strefie klimatycznej oraz od ich wysokości bezwzględnej i względnej. Środowisko geograficzne strefy klimatycznej wywiera najsilniejszy wpływ na wykształcenie się dolnych pięter morfogenetycznych. Wysokość bezwzględna gór decyduje o liczbie, a więc o sekwencji pięter morfogenetycznych. Wysokość względna decyduje o efektywnej geomorfologicznie energii grawitacyjnej. Najwyższe piętro - wiecznego mrozu - w najmniejszym stopniu jest uzależnione od warunków środowiskowych podnóża gór. Im wyższe są góry, tym silniejszy jest wpływ pięter wiecznego mrozu i glacialnego na piętra dolne. Im niższe są góry, w tym większym stopniu ich cechy są odbiciem cech środowiska geograficznego strefy klimatycznej.

Obszary półsuche i suche występują zarówno w obrębie umiarkowanej, podzwrotnikowej, jak i zwrotnikowej strefy klimatycznej. Góry wysokie "wyrastające" z tych stref są nie tylko w różnym stopniu suche, lecz także w różnym stopniu ciepłe. Najbardziej charakterystyczne cechy rzeźby gór strefy półsuchej i suchej można rozpoznać w obrębie piętra dolnego - denudacyjnego lub denudacyjno-fluwialnego, w dominującym tu irańskim typie rzeźby górskiej. Systemy morfodynamiczne: grawitacyjny, pluwiograwitacyjny i eoliczny, decydują o modelowaniu i o zespole genetycznym form. Budowa geologiczna warunkuje wygląd i szczegóły topograficzne form, niemniej jednak za ich genezę odpowiedzialne są wymienione wyżej 3 wiodące systemy morfodynamiczne. Śśród nich system pluwiograwitacyjny decyduje o epizodycznym, katastrofalnym modelowaniu i o odprowadzaniu materiału zwietrzelinowego poza obręb gór. Allochtoniczne, tranzytowe rzeki odgrywają ogromną rolę w odprowadzaniu dużych ilości materiału, niemniej jednak nie są one elementem charakterystycznym dla środowiska wysokich gór strefy suchej i półsuchej.

Suchość strefy klimatycznej zaznacza się także w obrębie piętra krioniwalnego oraz glacialnego. Zespoły form i procesów kriogenicznych nawiązują do dobowego rytmu zamarzania i odmarzania gruntu, na który nakłada się rytm o dłuższym okresie - sezonowy. Na ogół niewielkich rozmiarów formy mrozowe dominują w zwrotnikowych i podzwrotnikowych górach wysokich /Troll 1942, Höllerman, Poser 1977/. Deficyt wilgoci, wielka przejrzystość powietrza i bardzo wysoka radiacja znajdują szczególne odzwierciedlenie w typie i wykształceniu lodowców oraz w asymetrycznie postępującej deglacjacji. Pola penitentów lodowych i śniegowych są wskaźnikiem piętra glacialnego strefy suchej /Troll 1944, Lliboutry 1965/. Poprzeczne pochylenie lodowców w dolinach o przebiegu równoleżnikowym i deglacjacja lateralna są najbardziej wyrazistą konsekwencją szczególnie wielkich kontrastów radiacyjnych między stokami północnymi i południowymi strefy podzwrotnikowej. Wreszcie, ogromna dostawa gruzu ze stoków na powierzchnię lodowców oraz system gruzowych i gruzowo-lodowych form od walców lodowo-morenowych do klasycznych lodowców gruzowych pochodzenia deglacjacyjnego są również wskaźnikowymi cechami gór wysokich strefy suchej i półsuchej /Lliboutry 1956, Corte 1976/.

Wysokość bezwzględna decyduje o ogólnej energii grawitacyjnej oraz o piętrowej strukturze gór. Można to prześledzić na przykładzie kilku grup górskich Hindukuszu /ryc. 61/: od silnie zlodowaconego Hindukuszu Wysokiego, poprzez znajdujące się w różnym stadium deglacjacji podgrupy górskie Hindukuszu Munjan, po nigdy niezlodowacone grupy górskie Hindukusz Kaśmund i Hindukusz Kiewišt. Maksymalna wysokość grup górskich maleje z NE na S i SW od 7700 m poprzez 6290 m do ponad 4000 i około 3700 m n.p.m. Przy różnej wysokości bezwzględnej wysokości względne, decydujące o geomorfologicznie efektywnej energii grawitacyjnej, są podobnego rzędu - powyżej 1500 m. Taka wysoka energia rzeźby w warunkach klimatu suchego i półsuchego jest przyczyną dostosowania się rzeźby do modelowania przez procesy o bardzo dużym natężeniu. Katastrofalne obrywy, obsunięcia, spływy gruzowe, "zrywy" lodowców /surging glaciers/ i lodowców gruzowych /surging rock glaciers/ powodują powstanie naturalnych zapór w dnach dolin, często gwałtowne ich rozmywanie - i w konsekwencji tego występujące, o ogromnej sile niszczącej, powodzie /Hewitt 1982/. Epizodyczny rytm modelowania katastrofalnego decyduje także o wzroście efektywności procesów umiarkowanych, permanentnie kształtujących rzeźbę wysokogórską tej strefy.

W przypadku wielkich obszarów górskich, jak Hindukusz czy też cały "węzeł górski" Azji Środkowej, ich peryferyczne grupy górskie od-

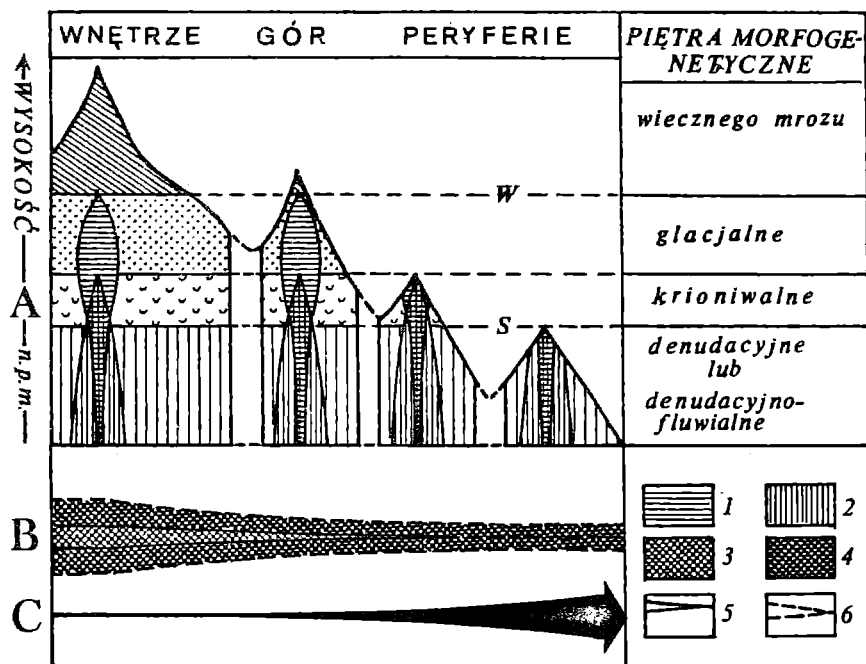


Ryc. 61. Piętrowa struktura gór strefy suchej na przykładzie Hindukuszu: A - góry silnie zlodowaczone, B - góry w stadium zaawansowanej deglacjacji, C - góry w stadium zakończonej deglacjacji, D - góry niezlodowaczone i bez form pochodzenia glacialnego. Piętra morfogenetyczne: a - wiecznego mrozu, b - glacialne, c - krótkowalnego, d - denudacyjne lub denudacyjno-fluwialne. I-IVB - oznaczenia podgrup górskich Hindukuszu Munjan /zob. ryc. 11/. Granice: 5500 - wietrzenia o znaczącym natężeniu, NPZ - najniższy poziom zlodowacenia /glaciation level/, GGL - górna granica lasu, DGL - dolna granica lasu

zwierciadlają wyraźnie środowisko strefy klimatycznej, zaś wewnętrzne grupy górskie są bardziej od niego "niezależne". Najwyższe i najbardziej wewnętrzne partie gór są w większym stopniu "astrefowe" aniżeli bardziej "strefowe", niższe i bardziej zewnętrzne ich części. Dwie przeciwstawne tendencje - do ukształtowania struktury i funkcji gór, w nawiązaniu do warunków środowiska strefy klimatycznej oraz w niezależności od nich - sprawiają, że zarówno piętra morfogenetyczne, typy rzeźby, jak i systemy morfodynamiczne stanowią wyraźną pionową całość. Wysokość obszaru górskiego, jego rozciągłość, położenie w stosunku do otaczających obszarów wyżynnych i nizinnych, do innych obszarów górskich, w obrębie większych obszarów górskich, szerokość geograficzna i położenie w stosunku do planetarnej i lokalnej cyrkulacji mas powietrza decydują o różnicach pomiędzy poszczególnymi obszarami i grupami górskimi. Indywidualne cechy gór polegają na większym lub mniejszym odzwierciedleniu cech środowiska strefy klimatycznej w strukturze i funkcji morfodynamicznej. W morfodynamice przejawia się to głównie w częstotliwości katastrofalnego modelowania pluwiograwitacyjnego.

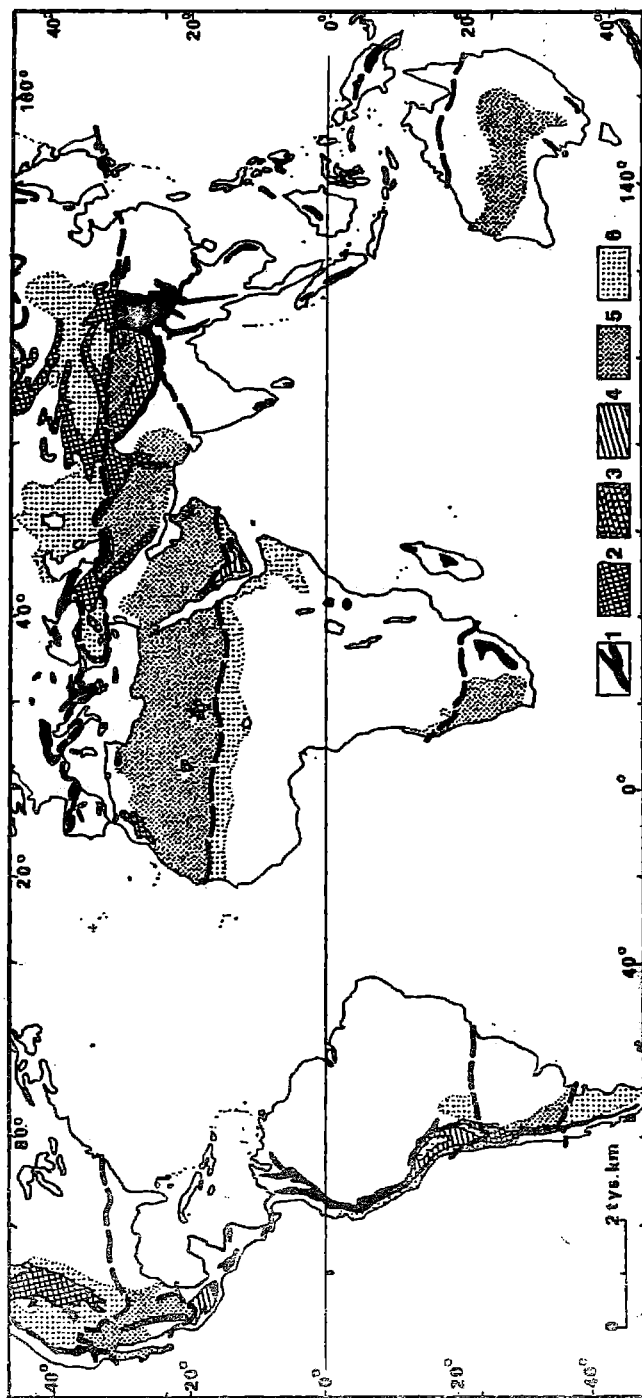
Na rycinie 62 przedstawiłem strukturalno-funkcjonalny schemat morfogenetyczny dla gór wysokich strefy suchej o różnej wysokości bezwzględnej, położonych w centrum i na peryferiach większego obszaru górskiego. Na wysokościową strukturę gór może się składać 1 - 4 pięter morfogenetycznych. Dynamika rzeźby gór jest uzależniona od 2. wiodących systemów morfodynamicznych: grawitacyjnego i pluwiograwitacyjnego, funkcjonujących komplementarnie. Najwyższe grupy górskie, o wielkiej energii rzeźby i o pełnej sekwencji pięter morfogenetycznych, modelowane są permanentnie przez procesy umiarkowane oraz epizodycznie przez procesy katastrofalne. Modelowanie katastrofalne jest tu częstsze aniżeli w grupach górskich z jednym - denudacyjnym, pięterem geomorfologicznym. Z tych ostatnich zwietrzeliina w ogromnej ilości jest odprowadzana poza obręb gór i składana w formie stożków ra ich przedpołu. Z najwyższych grup górskich jedynie część zwietrzeliiny, rozdrobnionej co najmniej do frakcji żwirowej, wynoszona jest poza obręb gór przez rzeki proglacjalne.

Wśród suchych gór wysokich podzwrotnikowej strefy klimatycznej /ryc. 63/ przeważająca część nie przekracza 4000 m n.p.m. W większości tych gór wykształcone jest przede wszystkim piętro denudacyjne lub denudacyjno-fluwialne. Granicę obu pięter stanowi dolny zasięg soli-flukcji /Höllerman, Poser 1977/. Dominująca w skali globalnej jest sucha odmiana rzeźby typu irańskiego, w większości gór bowiem opady roczne wynoszą 350 - 1000 mm przy skrajnie wysokim parowaniu. Szcze-



Ryc. 62. Strukturalno-funkcjonalny schemat morfogenetyczny gór wysokich strefy suchej. A - wiódące systemy morfodynamiczne: 1 - grawitacyjny, 2 - pluwiograwitacyjny /szerokość pasa oznacza względne natężenie procesów/; B - modelowanie: 3 - umiarkowane, 4 - katastrofalne, 5 - permanentne, 6 - epizodyczne. C - wynoszenie zwietrzeliney poza obręb gór. W - górna granica wietrzenia o znaczącym natężeniu, S - dolna granica soliflukcji

gólnie wyraźnie "suchość" rzeźby zaznacza się w obrębie gór o stosunkowo niewielkiej powierzchni oraz "wyrastających" z suchych obszarów wyżynnych, np. Tibesti, Hoggar, Hadżar, Koh Rod, Pałapamiz, Kopet Dag. Piętro krioniwalne /peryglacljalne/ występuje w większości gór strefy suchej /Garleff 1977, Höllerman 1976, Höllerman, Poser 1977, Rathjens 1972, 1982, Starkel 1980, Troll 1944, 1973/, zaś piętro glacialne - w Transhimalajach, Karakorum, Hindukuszu, Andach Chilijsko-Argentyńskich, a także w górach Elbrus, gdzie znajdują się nawet małe lodowce /Kalesnik 1963/. W piętrze glacialnym i krioniwalnym morfogenetyczne znaczenie posiada asymetria procesów na stokach, w różnym stopniu oświetlonych i zasilanych energią radiacyjną. Jednakże w wielu górach, szczególnie o południkowej rozciągłości, asymetria



Ryc. 53. Góry suchej strefy klimatycznej /wg Creuzburga, vide Blüchten 1981, zmienione/: 1 - góry wilgotne, 2 - góry suche strefy umiarkowanej, 3 - góry suche strefy podzwrotnikowej, 4 - góry suche strefy zwrotnikowej, 5 - stale suche obszary strefy podzwrotnikowej, 6 - stale suche obszary stref umiarkowanej i zwrotnikowej

morfodynamiczna jest w większym stopniu związana z zachodnią cyrkulacją mas powietrza /Dollfus 1964, Garleff 1977/. Piętro wiecznego mrozu występuje jedynie w najwyższych górach podzwrotnikowej strefy suchej /Transhimalaje, Karakorum, Hindukusz/.





## VII. Wnioski

Wszystkie góry wysokie, bez względu na szerokość geograficzną, charakteryzują się pionową, piętrową strukturą morfogenetyczną. Nie we wszystkich jednak górach, o podobnych stosunkach hipsometrycznych, występuje pełna sekwencja 4. pięter morfogenetycznych: wiecznego mrozu, glacialnego, krioniwalnego, denudacyjnego lub denudacyjno-fluwialnego, lub też fluwialno-denudacyjnego /w zależności od strefy klimatycznej/. Nie wszystkie góry wysokie charakteryzują się współczesnym zlodowaceniem bądź też rzeźbą polodowcową. Dlatego też wydaje się celowe, aby nie używać terminów "góry wysokie" i "góry o rzeźbie alpejskiej" jako synonimów.

Największe podobieństwa między górami wysokimi różnych stref klimatycznych przejawiają się w obrębie piętra najwyższego - wiecznego mrozu, o ile takie piętro występuje. Im niższe piętra, tym więcej dostrzec można w rzeźbie indywidualnych cech, będących efektem wpływu środowiska geograficznego /zwłaszcza klimatu/ strefy.

Dotychczasowa ewolucja środowiska, współczesna aktywność neotektoniczna oraz typ klimatu decydują o ogólnej energii grawitacyjnej i radiacyjnej, która może być przetworzona na pracę geomorfologiczną. W strefie podzwrotnikowych młodych gór systemu alpejskiego /np. Hindukusz, Karakorum/ oba rodzaje energii są skrajnie wysokie, co znajduje odbicie w wysokiej wewnętrznej dynamice rzeźby poszczególnych pięter morfogenetycznych.

Wpływ suchości klimatu strefy, w obrębie której góry wysokie są położone, jest najpełniej widoczny w obrębie piętra dolnego /denudacyjnego lub denudacyjno-fluwialnego/ z irańskim typem rzeźby. W piętrze glacialnym ze wzrostem suchości klimatu wzrasta rola deglacjacji lateralnej, zaś rzeźba typu hindukuskiego z lodowcami gruzowymi dominuje nad rzeźbą typu alpejskiego. Ze wzrostem natomiast wysokości gór położonych w suchej strefie klimatycznej alpejski typ rzeźby odgrywa coraz większą rolę w porównaniu z hindukuskim /np. Hindukusz Wysoki, Karakorum, Pamir/.

Góry wysokie strefy suchej i półsuchej są przystosowane do warunków modelowania przez epizodyczne procesy katastrofalne. Modelowanie katastrofalne powoduje wzrost dynamiki wewnętrznej, lecz nie zawsze intensyfikuje proces wyprzątania materiału poza obręb gór, zależący od rozległości obszaru górskiego, bezwzględnej wysokości n.p.m. oraz położenia grupy górskiej wewnątrz obszaru górskiego. Intensywne wietrzenie fizyczne i chemiczne, procesy grawitacyjne, pluwiograwitacyjne i eoliczne, a w górach zlodowaconych - transport przez rzeki proglacjalne, są głównymi elementami systemu obiegu materii i współczesnej morfodynamiki suchych gór wysokich.

## Literatura

- Atlas mirowego wodnego balansa, Moskwa 1974.
- Barash D. /1977/: Nature and importance of mass-wasting by rock glaciers in Alpine permafrost environments, *Earth Surface Processes*, vol. 2.
- Biełousow T. P. /1976/: Tektoniczeskije dwizenija Pamira w plejetoce-  
nie - golocene i sejsmicznost, Moskwa.
- Bldthgen J. /1966/: Allgemeine Klimageographie, t. 2, Berlin /tłuma-  
czenie ros.: Geografija Klimatow, Moskwa 1973/.
- Breslau D. /1971/1972/: The Glaciers of Keshnikhan [w:] Hindukusch  
Osterreichische Forschungsexpedition in dem Wakhan 1970, Graz.
- Breckle S. W., Frey W. /1974/: Die Vegetationsstufen im Zentralen  
Hindukusch Afghanistan *Journal*, 1.
- Breckle S. W., Frey W. /1976/: Beobachtungen zur Heutigen Vergletsche-  
rung der Hauptkette des Zentralen Hindukusch, *Afghanistan Journal*,  
Jg. 3, H. 3.
- Caine N. /1974/: The geomorphic processes of the alpine environment  
[w:] *Arctic and Alpine Environments*. London.
- Chwaściński B. /1962/: Góry Afganistanu /szkic geograficzny/, *Taternik*, nr 2 - 4, Zakopane.
- Corte A. E. /1976/: Rock glaciers, *Biuletyn Peryglacjalny*, Nr 26.
- Czmyriew W. M., Azimi N. A., Dronow W. I. i in. /1977/: Osnowyje czer-  
ty geologiczeskogo strojenija Afganistana /stratigrafija/, *Trudy*,  
*Seria Geologiczeskaja*, 2, WDK 5517 /581/.
- Dollfus O. /1964/: L'influence de l'expositions dans le modelé des  
Andes Centrales peruviennees, *Zeitschr. für Geomorph.*, N. F. Suppl.  
Bd. 5.
- Dreyer N. N., Nikolayeva G. M., Tsigelnaya I. D. /1982/: Maps of  
streamflow resources of high-mountain areas in Asia and North Ame-  
rica. *Hydrological Aspects of Alpine and High Mountain Areas*,  
IAHS, publ. No. 138.

- Ellie J. M., Calkin P. E. /1979/: Nature and Distribution of Glaciers, Neoglacial Moraines, and Rock Glaciers. East Central Brook Range, Alaska, Arctic and Alpine Research, vol. 11, No. 4.
- Fairbridge R. W. /1964/: The Encyclopedia of Geomorphology. New York.
- Flejszman S. M. /1978/: Sieli, Leningrad.
- Flohn H. /1970/: Comments on water budget investigations, especially in tropical and subtropical mountain regions [w:] Symposium on World Water Balance, Int. Ass. Sci. Hydrol. Pub. 93, vol. 2.
- Freitag M. /1971/: Die natürliche Vegetation Afghanistans. Beiträge zur Flora und Vegetation Afghanistans, Vegetatio 22.
- Frey W. /1967/: Zur Vegetation des Zentralen Afghanischen Hindukusch [w:] Zwischen Munjan und Bashgal, Göppingen.
- Frey W. /1968/: Beobachtungen in Zentralen Hindukusch [w:] Zwischen Munjan und Bashgal II, Göppingen.
- Frey W., Probst W., Shaw A. /1976/: Die Vegetation des Jokham-Tals im Zentralen Afghanischen Hindukusch, Afghanistan Journal, Jg. 3, H. 1.
- Galibert G. /1960/: L'évolution actuelle des "faces Nord" de la haute montagne alpine dans le massif de Zermatt, Rev. Geogr. des Pyrénées et du Sud-Ouest, 31.
- Gansser A. /1964/: Geology of the Himalayas /tlum. res.: Geologija Gimalajew, Moskwa 1967/.
- Gardner J. /1978/: Wenckhemna Glacier: ablation complex and rock glacier in the Canadian Rocky Mountains, Canadian Journ. of Sciences, vol. 15, No. 7.
- Garleff K. /1977/: Höhenstufen der argentinischen Anden in Cuyo, Patagonien und Feuerland, Göttingen Geogr. Abhandl., N. 68.
- Gerlach T. /1970/: Etat actuel et méthodes de recherches sur les processus morphogenétiques actuels sur les fonds des étages climatiques et végétaux dans les Carpates Polonaises, Studia Geomorph. Carpat-ho-Balcanica, 4.
- Gilbert O. et al. /1969/: Regime of an Afghan Glacier, Journal Glac., vol. 8., 52.
- Graf K. /1981/: Zum Höhenverlauf der Subnivalstufe in den tropischen Anden insbesondere in Bolivien und Ecuador, Zeitschr. für Geomorph., N.F., Suppl. Bd. 37.
- Groaser Pamir /1978/: Österreichisches Forschungsunternehmen 1975 in den Wakhan-Pamir /Afghanistan, red.: R. Senerclens de Grancy, R. Kostka, Graz.
- Grötzbach E. /1964/: Vorläufiger Bericht über die Münchner Hindukusch Kundfahrt 1963. Die Erde, 95, 4.

- Grötzbach E. /1965/: Beobachtungen an Blockströmen im afghanischen Hindukusch und den Ostaplen, Mitt., Geogr. Ges., München 50.
- Grötzbach E., Hillebrandt A. V. /1964/: Die Rezenten und Eiszeitliche Vergletscherung im Mittleren Khwaja Muhammad Gebirge, Münchener Hindukusch-Kundfahrt 1963, Verlauf, Wissenschaftliche und Bergsteigerische Ergebnisse, Akademischen Sektion München des Deutschen Alpenvereins.
- Grötzbach E., Rathjens C. /1969/: Die heutige und die jung pläistozäne Vergletscherung des Afghanischen Hindukusch, Zeitschr. für Geomorph., Suppl. 8.
- Gruber G. /1968/: A Reconnaissance into North-East Chitral, Alpine Journal, vol. 73, No. 316.
- Guterman I. G. /red./ /1979/: Novyj Aeroklimaticheskij Spravochnik Svobodnoy Atmosfery nas SSSR, UNIIGMI-MDC, Moskwa.
- Haase D. /1961/: Vorläufiger Bericht über eine Hindukusch Kundfahrt 1960, Die Erde, 92, 1.
- Haase D. /1965/: Hindukusch. Allgemeiner Überblick sowie Vorschlag für eine Begrenzung und Gliederung, Österreichische Alpenzeitung, F. 1341.
- Hewitt K. /1972/: The mountain environment and geomorphic processes, Mountain Geomorphology, B. C. Geogr. Ser., No. 14, Vancouver.
- Hewitt K. /1982/: Natural dams and outburst floods of the Karakorum Himalaya, Hydrol. Aspects of Alpine and High Mountain Areas, IAHS Publ., No. 138.
- Höllermann P. /1976/: Formen, Formengesellschaften, und Untergrenzen in den heutigen periglazialen Höhenstufen der Hochgebirge Europas und Afrikas zwischen Subarktis und Äquator, Erdkunde, Archiv f. Wiss., Geogr., 30, 4.
- Höllermann P. /1977/: Die periglaziale Höhenstufe der Gebirge in einem West-Ost Profil von Nordiberien zum Kaukasus. Abh. d. Akademie Wiss., in Göttingen, Math.-phys. Klasse, Dritte Folge, Nr. 31.
- Höllermann P. /1979/: Höhengrenzen in Gebirgen, Erdkunde, Archiv. f. Wiss., Geogr., 33, 3.
- Höllermann P., Poser H. /1977/: Grundzüge der räumlichen Ordnung in der heutigen periglazialen Höhenstufen der Gebirge Europas und Afrikas. Rückblick und Ausblick, Abh. d. Akademie Wiss., in Göttingen, Math.-Phys. Klasse, Dritte Folge, Nr. 31.
- Horvath E. /1970/: Hindu Kush /[w:] Mountain Glaciers of the Northern Hemisphere, vol. 1/, CRREL.
- Izmałłow B. /1981/: Geomorfologiczna działalność wiatru powyżej górnej granicy wiatru w Tatrach, praca dokt., maszynopis, Inst. Geografii UJ, Kraków.

- Jahn A. /1958/: Mikrorelief peryglacialny Tatr i Babiej Góry, *Biul. Peryglacj.*, nr 6.
- Jahn A. /1970/: *Zagadnienia strefy peryglacialnej*. Warszawa.
- Jux U., Kempf E. K. /1971/: Staueeen durch Travertinabsatz im zentral-afghanischen Hochgebirge. *Zeitschr. für Geomorph.*, N. F. Suppl. Bd. 12.
- Kalesnik S. /1963/: *Oczerki glaciologii*. Moskwa.
- Kaszowski L. /1983/: Współczesne zlodowacenie Afgańskiego Hindukuszu Środkowego, *Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geogr.*, nr 57.
- Klimaszewski M. /1960/: On the influence of the preglacial relief on the extension and development of glaciation and deglaciation of mountainous regions, *Przeegl. Geogr.*, nr 32.
- Klimaszewski M. /1962/: *Zarys rozwoju rzeźby Tatr Polskich [w:] Tatrzański Park Narodowy*, Kraków.
- Klimaszewski M. /1978/: *Geomorfologia*, Warszawa.
- Kostenko N. P. /1975/: *Czterwiertecznyje otłożenija gornych stran*, Moskwa.
- Kotarba A. /1967/: Żłobki krasowe w Tatrach, *Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr.*, nr 16.
- Kotarba A. /1966/: Współczesne modelowanie węglanowych stoków wysokogórskich na przykładzie Czerwonych Wierchów w Tatrach Zachodnich. *Prace Geogr. IGIPZ PAN*, nr 120.
- Kotarba A., Starkel L. /1972/: Holocene Morphogenetic Altitudinal Zones in the Carpathians, *Studia Geomorph. Carpatho-Balc.*, vol. 6.
- Książkiewicz M. /1968/: *Geologia dynamiczna*, Warszawa.
- Lewis C. G. /1934/: *Surveys in Swat, Chitral and Gilgit and neighboring Territories*, *India Geol. Survey Rec.*, vol. 25.
- Lindner L. /1979/: Zarys stratygrafii młodszego czwartorzędu środkowego Afganistanu w świetle badań grobli trawertynowych jezior zaporowych w dolinie Bande Amir, *Przeegląd Geol.*, nr 5.
- Lliboutry L. /1956/: *Nieves y glaciares de Chile*, Univ. de Chile.
- Lliboutry L. /1965/: *Traité de Glaciologie*, vol. 2.
- Matsushita S., Huzita K. /1965/: Geological map of the westernmost Karakorum, eastern Hindu Kush and upper Swat.
- Mitter P. /1979/: Prispèvek ku geomorfologii doliny Kazi Dech vo východnim Hindukusi /Afganistan/, *Acta Fac. Rerum Natur. Univ. Comenianae, Geographica*, Nr. 17.
- Morariu T., Mac. J. /1974/: On the dominant and secondary present-day modelling the Roumania's relief, *Studia Geomorph. Carp.-Balc.*, vol. 8.
- Østrem G. /1974/: *Present Alpine ice cover [w:] Arctic and Alpine Environments*. London.

- Patzelt G. /1978/: Morphologische und Stratigraphische Beobachtungen im Talbecken von Sarhad [w:] Grosser Pamir, Graz.
- Petelski K. /1979/: Morfologia doliny Yasek we wschodnim Hindukuszu, Zesz. Naukowe Wydz. Biol. i Nauk o Ziemi UG, Geografia, nr 10.
- Pietruszka J., Szarejko Z. /1980/: Uwagi o występowaniu i rozwoju pernitentów w Hindukuszu Zachodnim, Czasop. Geogr., LI, 1.
- Potter N. /1972/: Ice-cored rock glacier, Galena Creek, Northern Absaroka Mountains, Wyoming, Geol. Soc. America Bull., vol. 83, No. 10.
- Rathjens C. /1957/: Zur atleren geomorphologischen Entwicklung der Hochgebirge Afghanistans, Geomorph. Studien, Machatschek-Festschr. /Pet. Geogr. Mitt. Erg. H. 262/.
- Rathjens C. /1964/: Erste wissenschaftliche Ergebnisse einer Reise nach Afghanistan im Sommer 1963, Erdkunde, 18.
- Rathjens C. /1965/: Ein Beitrag zur Frage der Solifluktionsgrenze in den Gebirgen Vorderasiens, Zeitschr. für Geomorph., N. F. 9.
- Rathjens C. /1972/: Fragen der horizontalen und vertikalen Landschaftsgliederung im Hochgebirgssystem des Hindukusch, Erdwissenschaftliche Forschung 4.
- Rathjens C. /1978/: Klimatische Bedingungen der Solifluktionsstufe im sommertrocken Hochgebirge, am Beispiel des afghanischen Hindukusch, Z. f. Geomorph., Suppl., 30.
- Rathjens C. /1982/: Geographie des Hochgebirges. 1. Der Naturraum, Teubner Studienbücher.
- Riezwoj D. P. /1967/: Geologiczeskije problemy Gimalajew i knigi A. Gansera [w:] A. Ganser, 1967, Geologija Gimalajew, Moskwa.
- Sawata H. /1962/: Preliminary Geologic and Geographic Notes of the Trip to Mt. Noshag - Lake Shignon Region, Western Pamirs /1/ Journal of Geography, vol. 728, Tokyo.
- Sawata H. /1962a/: Preliminary Geologic and Geographic Notes of the Trip to Mt. Noshag - Lake Shigon Region, Western Pamirs /2/, Journal of Geography, vol. 729, Tokyo.
- Schneider H. J. /1962/: Die Gletschertypen Versuch im Sinne einer einheitlichen Terminologie, Geogr. Taschenbuch, Wiesbaden.
- Schomberg R. C. F. /1936/: Derdi and Chapursan Valleys: Mountains of N.W. Chitral, Alpine Journal, vol. 48.
- Sivall T.R. /1977/: Synoptic-climatological study of the Asian summer monsoon in Afghanistan, Geogr. Annaler, 59A, 1 - 2.
- Starkel L. /1969/: Climatic or tectonic adaptation of the relief of young mountains in the Quaternary, Geogr. Polonica, 17.
- Starkel L. /1977/: Paleografia holocenu, Warszawa.

- Starkel L. /1980/: Altitudinal zones in mountains with continental climates, Prace Geogr. IG i PZ PAN, 136.
- Thompson W. F. /1962/: Preliminary notes on the distribution of rock glaciers relative to the true glaciers and effects of the climate on the ground in North America, Assoc. Internat. D'Hydrolog. Scientifique, No. 28.
- Titow W. I. /1976/: Klimaticzeskije usłowija Afganistana, Trudy WNIIGI-MSU, Moskwa.
- Tricart J. /1970/: Geomorphology of cold environments. London.
- Tricart J., Cailleux A. /1967/: Le modelé des régions périglacières, Paris.
- Troll C. /1944/: Strukturboden, Solifluktion, und Frostklimate der Erde, Geol. Rundschau, 34. tium. ang. U.S. ASIPRE Corps of Engineers, No. 43, 1958.
- Troll C. /1973/: High Mountain Belts between the Polar Caps and the Equator: their Definition and Lower Limit, Arctic and Alpine Research, vol. 5, No. 3, Part 2.
- Velichko A. A., Lebedeva I. M. /1973/: Reconstruction of the Upper Pleistocene Glaciation of East Pamir, Geoforum 16.
- Wala J. /1974/: Hindu Kusch, the regional division, maszynopsis, Klub Wysokogórski, Kraków.
- Wala J. /1977/: W sprawie nomenklatury obiektów górskich, Przegl. Geogr. XLIX, 1.
- Wala J. /1979/: Seminarium poświęcone wynikom polskich badań naukowych nad środowiskiem geograficznym gór Hindukuszu, maszynopsis, PTPNoZ, Oddział w Krakowie.
- Warhaftig C., Cox A. /1959/: Rock glaciers in the Alaska Range, Geol. Soc. America Bull., vol. 70.
- Washburn A. L. /1973/: Periglacial processes and environments. London.
- Wasson R. J. /1979/: Stratified debris slope deposits in the Hindu Kush, Pakistan, Z. f. Geomorph., N.F. Bd. 23, H. 3.
- Whalley W. E. /1974/: Rock glaciers and their formation as part of a glacier debris - transport system, Geogr. Paper, No. 24, Univ. of Reading.
- White S. E. /1981/: Alpine mass movement forms /noncatastrophic/: classification, description and significance. Arctic and Alpine Research, vol. 13, 2.
- Wilson L. /1964/: Morphogenetic Classification [w:] The Encyclopedia of Geomorphology, New York.
- Wissman H. /1960/: Die heutige Vergletscherung und Schneegrenze in Hochasien mit Hinweisen auf die Vergletscherung der letzten Eis-



szeit, Akad. d. Wiss. u. Lit., Abh. Math.-Nat. Kl., Nr. 14, Wiesbaden.

Wit-Jóźwik K. /1974/: Hydrografia Tatr Wysokich, Dokum. Geogr., z. 5.

Wojtusiek J. /1976/: Szkic przyrodniczy Hindukuszu, Wierchy, 45.