

Tadeusz Ziętara

O PERYGLACJALNEJ RZĘBIE CENTRALNEGO TIEN-SZANIA

W 1956 roku odbyłem kilkumiesięczną naukową podróż po azjatyckiej części Związku Radzieckiego. W czasie podróży zapoznałem się z naukowymi badaniami z geomorfologii, prowadzonymi przez akademie nauk, uniwersytety i instytuty pedagogiczne /wyższe szkoły pedagogiczne/ w Moskwie, Tomsku, Nowosybirsku, Alma-Atie, Taszkencie, Baku i Tbilisi. Odbyłem także liczne naukowe wycieczki oraz wziąłem udział w kilku naukowych ekspedycjach prowadzonych przez tamtejsze ośrodki. Poznałem następujące obszary: Syberię, Wyżynę Kazachską, Tien-szań, Kizyl-Kumy i Kara-Kumy oraz Kaukas i Zakaukazie.

W czasie pobytu w Kazachskiej Akademii Nauk oraz w Uniwersytecie w Alma-Atie, dzięki olbrzymiej kyczliwości i pomocy prof. E. M. Kałmynkiny i prof. A. P. Gorbunowa miałem możliwość zapoznać się z problematyką rzeźby peryglacjalnej w Tien-szanie. Badania procesów i form peryglacjalnych w Centralnym Tien-szanie prowadzi od wielu lat Wysokogórska Tien-szańska Fizycznogeograficzna Stacja Akademii Nauk Kirgiskiej SSR, a prof. A. P. Gorbunow jest znanym badaczem [8, 9, 10, 11, 12] rzeźby peryglacjalnej w Centralnym Tien-szanie.

Wyżej wymienionym pracownikom naukowym pragnę gorąco podziękować za kyczliwą pomoc w czasie mojego pobytu w ZSRR.

Tien-szań jest to górotwór hercyński kilkakrotnie odładowany, a etapy wypiętrzania i rozcinania wystąpiły na przełomie paleogenu i neogenu, pod koniec pliocenu oraz w czwartorzędzie. Centralny Tien-szań w wyniku wypiętrzania został podniesiony od 2700-3000 m. Podniesienie Tien-szania w czwartorzędzie ocenia się jeszcze [18] na około 800 m. W wyniku epi-cyklinego podnoszenia powierzchnie zrównań znajdują się na różnej wysokości i są bardzo dobrze zachowane zwłaszcza w centralnej części Tien-szania /Pot. 1/. Tylko fragmenty tych powierzchni występują w Zailijskim Ałataku, który jest zewnętrznym pasmem Tien-szania. Centralna część Tien-szania obecnie bardzo słabo jest rozcięta przez doliny, bowiem odmłodzenie związane z wypiętrzeniem nie sięgnęło jeszcze środkowej części gór.

Klimat Tien-szania nie jest dokładnie poznany, bowiem stacje meteorologiczne są bardzo rzadko rozlokowane, a powyżej 3600 m n. p. m. brak ich zupełnie. Na wysokości 3670 m n. p. m. znajduje się wysokogórska stacja meteorologiczna, w której średnia roczna temperatura wynosi $-7,8^{\circ}\text{C}$, średnia temperatura stycznia dochodzi do $-21,2^{\circ}\text{C}$, natomiast średnia roczna temperatura lipca wynosi $+4,3^{\circ}\text{C}$. W ciągu 35 lat najniższa temperatura była notowana w 1956 roku i wynosiła ona $-43,1^{\circ}\text{C}$. W tym samym roku w lecie zanotowano $+21,2^{\circ}\text{C}$. W 1954 roku na stacji meteorologicznej w Centralnym Tien-szanie na wysokości 3135 m n. p. m. zanotowano temperatury dochodzące do $-53,6^{\circ}\text{C}$. Obliczono [11], że na wysokości 4000-4200 m n. p. m. średnia roczna temperatura wynosi -12°C . W okresie cieplej pory roku

występują liczne przymrozki, a ilość ich w poszczególnych częściach Tien-szania waha się [11] od 110-174 dni.

W Centralnym Tien-szanie na wysokości 3600 m n. p. m. rocznie spada około 280 mm opadów, z tego 34 mm w postaci śniegu. W zachodnim i południowozachodnim Tien-szanie na tych samych wysokościach opadów jest znacznie więcej, a większa ich część spada w okresie zimy i wiosny. Dlatego w tych częściach długo zalega pokrywa śnieżna.

Na wieczną marzłocę duży wpływ ma wiatr, który w lecie ogrzewa glebę, a ze stoków nie pokrytych roślinnością wynosi drobny, pylasto-ilasty materiał. Zimą zwlewa on śnieg z powierzchni stoków, które łatwiej ulegają zamarzaniu. Wiatry na powierzchniach zrównań w Centralnym Tien-szanie osiągają bardzo duże szybkości. Średnia szybkość wiatru w okolicy szczytu Wielkiego Narina dochodzi do 4,5 m/sek w lecie i do 2 m/sek zimą. W okresie letnim w Centralnym Tien-szanie panuje bezchmurna pogoda i duże nasłonecznienie.

Centralny Tien-szań między Fergańskim Grzbietem, Terskim Akłatau i Koknaktau charakteryzuje się dużym rozprzestrzeniem współczesnych peryglacialnych procesów [8, 9, 10, 11, 12], które bardzo dobrze są rozwinięte zarówno zarówno w obrębie stoków jak i powierzchni zrównań /Fot. 2/. Najlepsze warunki rozwoju peryglacialnych form w Centralnym Tien-szanie znajdują się na wysokości wahającej się od 3000-4100 m n. p. m. Jest to pas o szerokości około 1000 m i znajduje się tu rzeźba wysokogórskich poligonalnych tundr, wysokogórskich zimnych pustyn i górskich stepów i półpustyn [12]. Występuje tu wieczna marzłocę oraz intensywne wietrzenie mechaniczne /Fot. 3/. W okresie lata odmarzanie sięga do głębokości około 3 m. Najczęściej jednak waha się [9] ono od 1,2 m do 1,5 m. Na wysokości około 4000 m n. p. m. peryglacialne procesy zanikają [12]. Wiąże się to z zanikaniem na stokach grubych pokryw zwietrzelinowych zbudowanych z materiału składającego się z bloków tkwiących w drobnej pylasto-ilastej masie. Powyżej 4000 m n. p. m. występują tu i ówdzie grube pokrywy zwietrzelinowe zbudowane z okruszowego materiału. Są one jednak pozabawione drobnych pylastych substancji a tym samym są to materiały aso-lifluidalne.

Asymetria stoków

Soliflukcja obnaża górne części stoków, które w wyniku tego w dalszym ciągu łatwiej ulegają działalności wietrzenia. Nie występuje ona na wszystkich stokach [9] i dlatego w Tien-szanie przy jednolitej budowie stoków znajduje się asymetria. Na temat asymetrii dolin wypowiedzieli się H. Poser i T. Müller [21]. Wyróżniają oni doliny peryglacialne o asymetrii pierwotnej i wtórnej. Stoki słoneczne o ekspozycji południowej, południowozachodniej i zachodniej są bardziej strome od stoków pozostających w cieniu. Wynika to [21] z większej częstotliwości odmarzania na stokach eksponowanych na południe, a tym samym intensywniejszym modelowaniem przez soliflukcję, która w rezultacie prowadzi do łagodzenia stoków. Przy asymetrii wtórnej stoki słoneczne są bardziej strome od stoków pozostających w cieniu. Autorzy [21] wiążą to z podcinaniem tych stoków przez okresowe potoki, które znacznie łatwiej podmywają rozmoknięte i podatne na erozję stoki eksponowane na południe.

Stoki Tien-szania eksponowane na południe, południowy-wschód lub południowy-zachód mają bardzo duże nasłonecznienie zwłaszcza w porze letniej. W związku z tym parowanie jest bardzo intensywne co ułatwia także malejące wraz z wysokością ciśnienie. W wyniku tego zwietrzelina pozbawiona jest wilgoci. Wysoka suchość gruntu doprowadza do całkowitego zaniku roślinności. W związku z powyższym na stokach tych nie zachodzi soliflukcja. Natomiast stoki znajdujące się w cieniu tj. stoki eksponowane na północ, północny-wschód i południowozachód w porze letniej są wilgotne i pokryte roślinnością trawiastą. Dlatego też na stokach tych zachodzi intensywna soliflukcja.

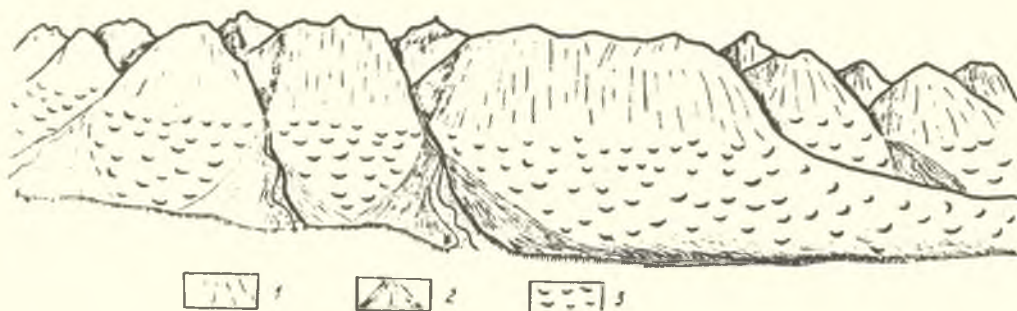
Różny przebieg procesów soliflukcyjnych doprowadza do wyraźnej asymetrii stoków lub zboczy dolin. Stoki generalnie eksponowane na północ są wklęsłe i łagodne a u podnóży znajdują się rozległe równiny akumulacji soliflukcyjnej /Fot. 4/. Stoki o ekspozycji południowej są bardziej strome i pozbawione roślinności. W górnej części są skaliste a w dolnej pokryte ostrokrawędzistym materiałem skalnym. Drobnny pylasty materiał w porze letniej jest wywiewany przez wiatr. Podobną asymetrię dolin obserwował M. Klimaszewski [17] na Spitsbergenie. Intensywnej soliflukcji na stokach cienistych sprzyja dłuższej zalegająca pokrywa śnieżna a woda pochodząca z jej topnienia wsiąka w odmarznięte podłoże. Na zboczu dłuższej pokrytym śniegiem przebieg tych procesów jest żywszy [17] a rozmiary łagodzenia stoków większe aniżeli na stoku przeciwległym.

Równiny i terasy soliflukcyjne

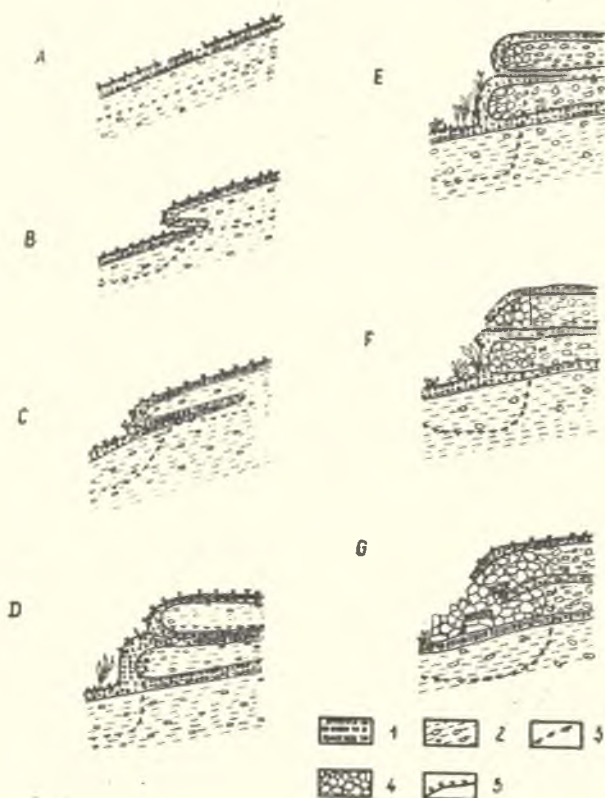
U podnóży stoków duże rozmiary zajmują soliflukcyjne równiny /Fot. 5/. Wielkość ich dochodzi do kilkadziesiąt tysięcy m² a powierzchnie pokryte są darniowo-torfistą warstwą, pod którą znajduje się gliniasto-gruzowa masa. U wylotów dolin warstwy te zanikają a miejsce ich zajmują rozległe stożki napływowe. Wielkość soliflukcyjnych równin zależna jest od gęstości rozcięcia stoków przez doliny; im stoki są rzadziej rozcięte, tym większe znajdują się równiny i odwrotnie stoki gęsto rozcięte wykluczają tworzenie się dużych, soliflukcyjnych równin /Ryc. 1/. Biorąc pod uwagę ukształtowanie powierzchni, charakter pokrywy roślinnej, rozmieszczenie marżłociowych mikroform w obrębie soliflukcyjnych równin można wydzielić trzy pasy ułożone piętrowo [9, 10].

Najwyższe piętro znajduje się na stromych stokach, których nachylenie waha się od 20-30°. Pod względem morfologicznym tego piętra nie powinno zaliczać się do soliflukcyjnych równin. Niemniej jednak wpływ procesów w tym piętrze zasadniczo wpływa na morfologię soliflukcyjnych równin. Stoki modelowane przez soliflukcję poczynając od górnej części, które są degradowane, a kończąc na podnóży stoków, gdzie występuje agradacja soliflukcyjnego materiału A. P. Gorbunow [9, 10, 11] nazywa soliflukcyjnymi szlejfami. W najwyższym piętrze często występuje soliflukcja swobodna, natomiast smugi kamieniste rozdzielone pasami materiału bardziej ilastego schodzą wypukłymi językami w środkowe piętro /Fot. 6/. Szerokość kamienistych smug waha się od kilkunastu do kilkadziesiątu metrów. Ponad najwyższym piętrem stok jest pokryty ostrokrawędzistym rumowiskiem skalnym, powyżej którego znajdują się często nagie skały. Stoki modelowane przez soliflukcję mają profil wklęsły lub jednostajnie nachylony.

Środkowe piętro jest pasem przejściowym pomiędzy stokiem degradowanym przez soliflukcję a równiną akumulacji soliflukcyjnej. Ten typ stoku M. Klimaszewski [16] nazywa stokiem soliflukcyjno-egradacyjnym. Nachylenie jego waha się około 15°. Często można tu spotkać małe, niezadarnione powierzchnie, przeważa jednak zdecydowanie soliflukcja związana, która cechuje się wolniejszym [2] przemieszczaniem pokrywy porośniętej darnią, w piętrze tym powierzchnie zaczynają tworzyć soliflukcyjne terasy, które wytwarzają schodowo-wklęsły profil stoków. Miąższość pokrywy soliflukcyjnej w poszczególnych piętrach stoku jest różna, a jej zsuwanie wiosną nie zaczyna się w jednakowym czasie. Związane jest to z mechanizmem nierównomiernego rozmarzania pokrywy soliflukcyjnej, który zależny jest od wielu czynników a w szczególności od nachylenia stoków, struktury i tekstury pokrywy soliflukcyjnej, różnej miąższości pokrywy śnieżnej i jej nierównoczesowego tajania. Na wiosnę w jednych miejscach zaczyna zsuwać się pokrywa soliflukcyjna po przemarzniętym podłożu, natomiast w drugich grunt jest jeszcze przemarznięty lub przemieszcza się ona znacznie wolniej. Powoduje to powstanie fałdów obalonych a następnie mikro-płaszczyzn z wtórnymi dygitycjami /Ryc. 2 ABCD/. Na stoku wyraźnie wy-



Ryc. 1. Równina akumulacji soliflukcyjnej
1 - stoki osypiskowe, 2 - stożki napływowe, 3 - równiny akumulacji soliflukcyjnej.



Ryc. 2. Schemat stadiów rozwojowych soliflukcyjnych teras wg E. A. Wtiuriny.



Fot. 1. W centralnej części Tien-szania powierzchnie zrównań znajdują się wysoko i są bardzo dobrze zachowane



Fot. 2. Nieregularne pierścienie kamieniste na słabo nachylonej powierzchni zrównań (Tien-szań)



Fot. 3. W wyniku zamarzania i odmarzania powstają festony gruzowe (Tień-szań)



Fot. 4. Stok cienisty jest intensywnie modelowany przez soliflukcję związaną (Tien-szań)



Fot. 5. U podnóży stoków znajdują się rozległe sterasowane równiny akumulacji soliflukcyjnej (Tien-szań)



Fot. 6. Na stokach o nachyleniu powyżej 4° znajdują się pasy kamieniste (Tien-szań)



Fot. 7. Na powierzchni soliflukcyjnych równin często znajdują się kriogeniczne okna (Tien-szań)



Fot. 8. Przemieszczanie bloków do góry. Na pierwszym planie blok skały obnażonej z pokrywy darniowej (Tien-szań)



Fot. 9. Czoło soliflukcyjnego potoku (Tien-szań)



Fot. 10. Na powierzchniach o małym nachyleniu występują torfiaste bumpy (Tien-szań)



Fot. 11. Powierzchnia bugarów jest często porozrywana (Tien-szań)



Fot. 12. Na pierwszym planie hydrolakkolit natomiast na dalszym planie torfiaste bugar (Tien-szań)



Fot. 13. Końcowym etapem rozwoju hydrolakkolitów są formy wklęsłe (Tien-szań)



Fot. 14. Hydrolakkolity tworzą się często bezpośrednio przed czołem lodowca (Tien-szań)



Fot. 15. Pierwszym etapem rozwoju kriogenicznych wąwozów jest zadarniona i pochylona powierzchnia, po której cieknie strumień (Tien-szań)



Fot. 16. Kriogeniczny wąwóz na wysokości 3450 m n.p.m. w Centralnym Tien-szanie



Fot. 17. Na pierwszym planie relief założony w kenozoicznej molasie. Na drugim planie (Tień-szań) wysokogórska, strukturalna rzeźba pasma Surhantau



Fot. 18. Stoki modelowane przez soliflukcję związaną (Tien-szań)



Fot. 19. Odrywanie się skib soliflukcyjnych z materiału luźnego (Tien-szań)



Fot. 20. Na zboczach dolin tworzą się osuwiska frontalne (Tien-szań)

tworza się frontalnie biegnący próg a powyżej jego spłaszczenie o znacznie mniejszym nachyleniu. Frontalnie biegnący próg z czasem zaczyna przybierać linię łobową.

Soliflukcyjne terasy mogą znajdować się w różnych stadiach rozwojowych. Pierwsze stadium rozpoczyna się od powstania fałdu obalonego, następnie następuje narastanie dygitacji /Ryc. 2 BCD/, a tym samym zwiększanie się wysokości progu terasy i powstawania wyraźnego spłaszczenia powyżej progu.

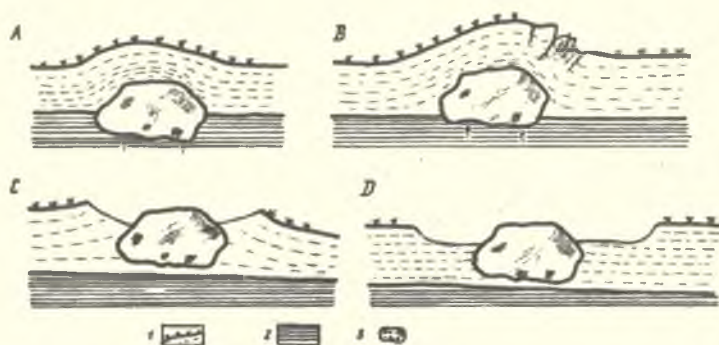
Drugie stadium rozpoczyna się od stabilizacji progu terasy i utrwalania przebiegu tego progu. W drugim stadium wysokość progu powiększa się tylko minimalnie. Pod względem morfologicznym próg ulega stabilizacji, natomiast nadal postępuje sortowanie i gromadzenie się grubego materiału w progowej części terasy /Ryc. 2 EF/. Sortowanie to jest uzależnione od nachylenia stoku, różnicy w grawitacji grubego i drobnego materiału w pokrywie soliflukcyjnej, miąższością różnej pokrywy śnieżnej poniżej i powyżej progu oraz znacznie częstszym odmarzaniem progowej części terasy. W pierwszym stadium rozwoju teras materiał kamienisty jest bardziej równomiernie rozmieszczony w masie pylasto-gliniastej. Czasem przed progiem pojawia się roślinność krzaczasta, która ułatwia stabilizację i dalsze podwyższanie progu.

Trzecie stadium rozpoczyna się powstawaniem pierwszych szczelin w darniowo-torfiastej pokrywie. Poprzez te szczeliny wydostaje się początkowo niedużo a później znacznie więcej gruzu skalnego, który gromadzi się u podnóża progu /Ryc. 2 G/. Gromadzenie się gruzu skalnego doprowadza do dwustopniowości progu terasy, który przez to staje się łagodny i znacznie szerszy. Poprzez otwory w darni wycieka płynna, gliniasta masa i wypełnia wolne miejsca pomiędzy blokami a następnie z powrotem wkracza roślinność.

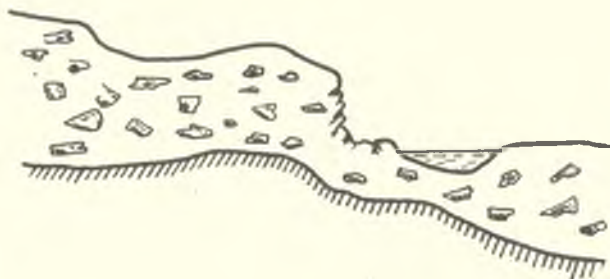
Najniższe piętro pod względem morfologicznym jest wyraźną równiną akumulacji soliflukcyjnej. Nachylenie jej nie przekracza 7°. Powierzchnia tej równiny bardzo często składa się z kilku lub kilkunastu soliflukcyjnych teras, progi tych teras są bardziej stabilne od progów teras powstających w obrębie piętra przejściowego. Na powierzchni soliflukcyjnych równin bardzo często znajdują się zabagnione powierzchnie lub zagłębienia wypełnione wodą, które A. P. Gorbunow [9, 10] nazywa kriogenicznymi oknami /Fot. 7/. Mogą one powstawać w różny sposób a końcowym etapem ich rozwoju jest owalne zagłębienie, najczęściej wypełnione wodą. Poniżej omówię dwa przykłady powstawania kriogenicznych okien.

Na powierzchni równiny soliflukcyjnej darń często ulega przerwaniu i wówczas powstają szczeliny a następnie obniżenia. Często wypełniają się one wodą i wówczas w okresie letnim tworzą się jeziorka. Szerokość ich wynosi około 1 m, długość nie przekracza 3 m a głębokość dochodzi do 1,2 m. Woda w jeziorku bardzo często ulega zamarzaniu i odmarzaniu. Przy zamarzaniu objętość wody powiększa się i stopniowo wzrasta szerokość szczelin. Formy te z czasem zmieniają kształt z podłużnych zagłębień przechodzą w zagłębienia bardziej owalne. W wyniku częstego zamarzania i odmarzania wody na brzegach jeziorek tworzą się niewielkie darniowe wały.

Bardzo często zarodkiem kriogenicznych okien są wielkie bloki, które w wyniku zamarzania i odmarzania stopniowo przemieszczane są do góry, a na powierzchni tworzy się wypukła forma zbudowana z pokrywy darniowej otulającej blok skalny /Fot. 8/. Wysokość tych pagórków dochodzi do 0,5 m. Pod wpływem dalszego wypychania bloku do góry /Ryc. 3/ pokrywa darniowa pęka i rozrywa się, natomiast na skutek działalności wody i wiatru drobny materiał znajdujący się dookoła bloku jest wynoszony. Z czasem cały blok pokazuje się na powierzchni a dookoła niego tworzy się miniaturowa kotlinka często wypełniona wodą. Końcowym etapem rozwoju jest wklęsła forma wypełniona wodą, a pośrodku jeziorka lub pod powierzchnią wody znajduje się blok skalny.



Ryc. 3. Etapy rozwojowe form wklęsłych, które powstają w wyniku wypychania bloków wg A. P. Gorbunowa.



Ryc. 4. Asymetryczne wały soliflukcyjne tworzące się na powierzchni soliflukcyjnych potoków wg A. P. Gorbunowa



Ryc. 5. Rozmieszczenie wiecznej marzłoci w Kirgizji /Tien-szań/ wg A. P. Gorbunowa.

Soliflukcyjne potoki

Często spotykaną formą w Centralnym Tien-szanie są soliflukcyjne potoki [10]. Powstają one wówczas, gdy soliflukcyjne masy zsuwające się po stokach napotykaają na powierzchni rozciągniętą przez doliny. Wówczas soliflukcyjne masy zamiast tworzyć równinę akumulacji soliflukcyjnej wypełniają doliny i pekną w dół. Soliflukcyjne potoki wyglądem przypominają lodowce. W profilu poprzecznym powierzchnia ich jest wypukła, a soliflukcyjna masa jest oddzielona od zboczy doliny marginalnie biegnącymi zagłębieniami. Soliflukcyjne potoki kończą się wyraźnym językiem o kształcie wypukłym, wyglądem przypominającym czoło lodowca lub łapy osuwiskowej. Długość soliflukcyjnych potoków waha się od kilkudziesięciu do kilkuset metrów, natomiast szerokość ich jest zależna od szerokości dna doliny. Nachylenie powierzchni soliflukcyjnych potoków waha się od 5 do 15°, a wysokość czoła dochodzi czasem do kilkunastu metrów /Fot. 9/.

Asymetryczne wały są najbardziej typową i najczęściej spotykaną formą w obrębie soliflukcyjnych potoków [10]. Biegą one poprzecznie w obrębie języka soliflukcyjnego potoku. Stok wału zgodny z ogólnym nachyleniem powierzchni soliflukcyjnego potoku jest stromy natomiast nachylenie jego waha się od 50-90°. Nachylenie przeciwnego stoku jest mniejsze i waha się ono od 5 - 10°. Często u podnóża stromych stoków znajdują się kriogeniczne okna o kształcie wydłużonym zgodnie z biegiem wałów /Ryc. 4/. Asymetryczne wały powstają wskutek nierównomiernego zsuwania się języka soliflukcyjnego potoku.

Na powierzchni soliflukcyjnych potoków znajdują się często ostrokrawędziste bloki skalne, różnych rozmiarów. Mniejsze bloki zwłaszcza w obrębie czoła soliflukcyjnego potoku przemieszczają się znacznie szybciej niż gliniasta masa. Wówczas poniżej, przed blokami powstają narznięcia z zafałdowanej pokrywy darniowej. Powyżej bloków początkowo darni pęka a następnie powstają nieduże zagłębienia [8]. Duże bloki tkwiące w masie soliflukcyjnej w czasie roztopienia jej zagłębiają się, natomiast pokrywa darniowo-torfiasta peknąc szybciej w dół przykrywa je od góry [8]. Wówczas przed blokiem w darni tworzy się szczelina a następnie obniżenie. Czasem darniowa pokrywa w całości pokrywa blok skalny a na powierzchni soliflukcyjnej masy pojawiają się mikroprogi, które M. Klimaszewski [16, 17] nazywa soliflukcyjnymi językami.

Hydrolakkolity i torfiaste bугry

Hydrolakkolity i torfiaste bугry powstają wskutek zróżnicowanego, nierównomiernego zamarzania podłoża. Rozwijają się one na szerokich powierzchniach zrównań oraz u podnóża stoków, przy bardzo małym nachyleniu powierzchni /Fot. 10/. Formy te dochodzą do 3 m wysokości a wielkością wyraźnie ustępują podobnym formom na Syberii, których wysokość waha się od 60-100 m. Niemniej jednak bardzo wyraźnie zaznaczają się w rzeźbie terenu i często występują gromadnie /Fot. 11/. Hydrolakkolity i torfiaste bугry znajdują się w różnych stadiach rozwojowych. W jądrach hydrolakkolitów pod powierzchnią darniowo-torfiastą znajdują się soczewy czystego przejrzystego lodu, którego grubość dochodzi do 2 m [8]. Często powierzchnie hydrolakkolitów są splekane lub rozerwane pod naporem soczewki lodu lub wód, które wylewają się na zewnątrz wraz z masą ziemistą. Czasem pod pokrywą darniową wytwarzają się małe jaskinie [8]. Końcowym etapem rozwoju hydrolakkolitów są formy wklęsłe, które powstają po całkowitym stopieniu się soczewy lodowej /Fot. 13/.

Torfiaste bугry są mniejsze od hydrolakkolitów a spotyka się je

częściej. Powierzchnie bugarów są spękane i porożrywane. Przy wkopach pokazuje się zamrożone jądro składające się z torfu i mineralnego gruntu. Te jądra poprzedzielane są pionowymi szczelinami wypełnionymi gruntowym łądem. W bugarach zaznacza się wyraźnie antyklinalne wygięcie warstw torfu i mineralnego gruntu. Powstają one i rosną wskutek niejednakowego i nierównomiernego pęcznienia utworów mineralnych i organicznych w czasie zamarzania, a ta nierównomierność jest związana z różną zawartością wody w podłożu.

Kriogeniczne wąwozy

Kriogeniczne wąwozy wyglądem przypominają wąwozy rozwijające się na skutek sufozji i erozji wód okresowych w lessach ale mają inną genezę. Długość ich dochodzi do kilkuset metrów, natomiast maksymalna szerokość w górnej części waha się od kilku do kilkudziesięciu metrów. Średnia głębokość wąwozów wynosi około 2 m. Formą inicjalną jest zadarniona i pochylona powierzchnia, po której cieknie strumień wody posiadający stałe zasilenie /Fot. 15/. Woda płynie leniwie i szerokim pasem rozlewa się po zadarnionej powierzchni nie erodując w głąb. Postępuje jednak silne zawilgocenie podłoża i wzdłuż spływu wody zaczyna się rozwijać się bugry, hydro-lakkolity i inne formy kriogenicznego pęcznienia [8]. Formy te doprowadzają do powstawania licznych naporowych i tensyjnych szczelin a następnie do rozrywania darni, która dotychczas chroniła materiał przed erozją. Ciekająca woda w okresie letnim znacznie przyspiesza tworzenie się form wklęsłych /termokrasowych/ natomiast w wyniku wymywania i erozji łączy je w jeden system doliny. Przez rozcięcie następuje drenaż wód i osuszenie powierzchni a w okresie letnim powstają liczne spękania po obu stronach wąwozu. W okresie letnim i jesiennym bardzo intensywnie modelowane są zbocza poprzez ruchy masowe, głównie osiadanie i osuwanie darni /Fot. 16/. Woda gromadząca się w szczelinach na noc zamarza a w dzień odmarza i przyspiesza procesy denudacyjne na zboczach.

Zakończenie

W niniejszym artykule nie wszystkie procesy i formy zostały omówione. Głównie zwróciłem uwagę na te procesy, które w zasadniczy sposób wpływają na przemodelowanie wysokogórskiej rzeźby oraz formy, które wyraźnie zaznaczają się w rzeźbie Tien-szania. Pominąłem np. gleby strukturalne i poligonalne bardzo dobrze rozwinięte na szerokich powierzchniach zrównań.

Peryglacjalna rzeźba Tien-szania jest jeszcze bardzo słabo poznana, większość prac głównie A. P. Gorbunowa [8, 9, 10, 11, 12] dotyczy Centralnego Tien-szania i pasma Kirgiskiego. Obejmują one jednak duże obszary /Ryc. 5/. Ze wstępnych badań [12] wynika, że dobrze rozwinięte peryglacjalne formy znajdują się także w paśmie Kungej-atau, w Zachodnim Tien-szanie oraz w wysokogórskich pasmach otaczających Kotlinę Fergany.

W Tien-szanie wyraźnie występuje /Fot. 17/ pasowość i piętrowość rzeźby związana z budową geologiczną i różnymi procesami występującymi w poszczególnych piętrach. W najniższym piętrze duży wpływ na kształtowanie zboczy mają zmywy, osuwanie i obrywanie, natomiast dna są modelowane przez kamienno-błotne potoki. W środkowym piętrze przeważają procesy

peryglacjane, a najwyższe piętro jest współcześnie zlodowacone.

Dolna granica, powyżej której występuje wieczna zmarzłość w poszczególnych częściach Tien-szania waha się od 2800-3300 m n. p. m. W miejscach gdzie zimą spada dużo śniegu a miąższość pokrywy śnieżnej dochodzi do 0,7 m, np. na zachodnich stokach pasma Fergańskiego podnosi się ona do wysokości 3500 m n. p. m., natomiast w wewnętrznej części gór, gdzie w zimie spada mało śniegu wieczna zmarzłość czasem pojawia się na wysokości 2700 m n. p. m. Dolną granicę wiecznej zmarzłości nie można przedstawić w postaci wyraźnej linii. Za granicę należy uznać pas o pewnej szerokości, w przedziałach którego występuje przemiana gruntów sezonowo zamrzniętych w grunty o wiecznej zmarzłości. Obecnie za dolną granicę wiecznej zmarzłości w północnych i centralnych częściach Tien-szania przyjmuje się [12] średnie położenie tej granicy tj. wysokość około 3000 m n. p. m. Podobnie górna granica wiecznej zmarzłości waha się od wysokości 3800-4100 m n. p. m. a praktycznie powyżej 4000 m soliflukcyjne procesy zamierają.

W strefie wiecznej zmarzłości zbcza modelowane są głównie przez procesy peryglacjalne, jednak występują tu także osuwiska. Są one niedużych rozmiarów i najczęściej znajdują się na zboczach o nachyleniu przekraczającym 20°. Osuwiska te są płytkie, zwietrzelinowe, natomiast płaszczyzną poślizgu jest zamrznięte podłoże. Ruch osuwisk jest szybki, a formy bardzo często ulegają zatarciu. Na procesy osuwania celowo zwróciłem uwagę, ponieważ rynny osuwiskowe kierunkują spływ wody a ta w niższej części stoków doprowadza do powstania kriogenicznych wąwozów. W ogólnym bilansie w modelowaniu stoków procesy osuwiskowe odgrywają małą rolę.

LITERATURA

- [1] Artiuszkow E. W., O fizycznych przyczynach wznikновения polygonalnych struktur w gruntach. Problemy paleogeografii i morfogeneza w polarnych i wysokogorie. NGU Moskwa 1964 r.
- [2] Büdel J., Die Klimamorphologischen Zonen der Polarländer. Erdkunde 2, 1948.
- [3] Czeppe Z., Roczny przebieg mrozowych ruchów gruntu w Hornsundzie /Spitsbergen/ 1957-1958. Zeszyty Naukowe UJ. Prace geograficzne, seria nowa 3.
- [4] Czeppe Z., Przebieg głównych procesów morfogenetycznych w południowo-zachodnim Spitsbergenie. Zeszyty Naukowe UJ. Prace geograficzne, z. 13, Kraków 1966.
- [5] Csudek T., Asymmetrische Täler in Nizký Jeseník /Gesenke/ in der Tschechoslowakei. Raport of the Vith International Congress on Quaternary Warsaw 1961, Vol. IV, Łódź 1964.
- [6] Dylík J., Peryglacjalne struktury w plejstocenie środkowej Polski. PiG. Biuletyn 66, 1952.
- [7] Gerlach T., Lód włóknisty i jego rola w przemieszczaniu pokrywy zwietrzelinowej w Tatrach. Przegląd geograficzny, z. 3-4, 1959 r.
- [8] Gorbunow A. P., O niekatorych mierzłotnych jawieniach na syrtach Wnutpiennego Tjań-szania. Materiały gljaciologiczieskich issliedowanij. Tjań-szań. Wyd. 2, Frunze 1960 r.
- [9] Gorbunow A. P., Solifliukcionnyje jawieniija w Tjań-szanie. Problemy paleogeografii i morfogeneza w polarnych stranach i wysokogorie. NGU. Moskwa 1964 r.
- [10] Gorbunow A. P., Szazowo-żugowoj kriogiennoj kompleks doliny rieki Tujuk-Czakyr-Korum. Gljaciologiczieskije issliedowanija na Tjań-szanie. Akademia Nauk Kirgiskoj SSR. Frunze 1964 r.
- [11] Gorbunow A. P., Mierzłotnyj nojas cialtralnowo Tjań-szania. Izwestia Wieichsojuznowo Geograficzieskwo Obszcziestwa. Vol. 97, Moskwa 1965 r.
- [12] Gorbunow A. P., Wiecznaja mierzłota w Kirgizii. Akademia Nauk Kirgiskoj SSR. Frunze 1966 r.
- [13] Jahn A., Mikrorelief peryglacjalny Tatr i Babiej Góry. Biul. perygl. nr 6, Łódź 1958 r.

- [14] Jahn A., Szczepankiewicz S., Prace geomorfologiczno-peryglacjalne prowadzone na północ od fiordów Hornsund w lecie 1957 r. Przegląd geograficzny, z. 2, 3, 1958 r.
- [15] Kaimynkina E. M., Materiały gljaciologicznych iissledowanij Tjan-Szań. Zallijskij Alatau. Moskwa 1962.
- [16] Klimaszewski M., Geomorfologia ogólna. PWN, 1964 r.
- [17] Klimaszewski M., Studia geomorfologiczne w zachodniej części Spitsbergenu między Kongs-Fiorden a Eidem-Bukta. Zeszyty Naukowe UJ. Prace geograficzne seria nowa z. 1, Kraków 1960 r.
- [18] Korzeniowski M. L., Priroda sredniej Azji. SAMGU, Taszkient 1960.
- [19] Nowak W. A., Zaburzenia mrozowe w utworach kredowych północno-zachodniej części Nieceki Nidziańskiej. Rocznik Nauk.-Dydaktyczny WSP Kraków, Prace geograficzne z. 30, 1968.
- [20] Peltier L. C., The geographic cycle in periglacial regions. Ann. Ass. A. G. 1950 r.
- [21] Poser H., Müller T., Studien an den asymmetrischen Tälern des Niederbayrischen Hügellandes. Nachr. Ak. Wiss. Göttingen 1951 r.
- [22] Szupryczyński J., Rzeźba strefy marginalnej i typy deglacjacji-dowców południowego Spitsbergenu. Prace geograficzne. IG PAN nr 35, 1963 r.
- [23] Szupryczyński J., Niektóre zagadnienia czwartorzędu na obszarze Spitsbergenu. Prace geograficzne. IG PAN.
- [24] Troll C., Strukturböden, Solifluktion und Frostklimat der Erde. Geologische Rundschau 34, 1944 r.
- [25] Walczak W., Gleby strukturalne w Karkonoszach. Przegląd geograficzny, XXI, z. 3-4, Warszawa 1948 r.
- [26] Wtjulina E. A., Kriogennyjeskłonowyje tierrasy. "Nauka". Moskwa 1966 r.
- [27] Ziętara T., Pseudoglacjalnej rzeźbie Beskidów Zachodnich. Rocznik Nauk.-Dydaktyczny WSP Kraków. Prace geograficzne z. 10.

Tadeusz Ziętara

ON THE PERIGLACIAL RELIEF OF THE CENTRAL TIEN SHAN

In the course of the few months when I was visiting the Asiatic part of the Soviet Union for purposes of research, I had the opportunity to study the scientific investigations in geomorphology carried out by the Soviet Academy of Sciences, universities and pedagogical institutes. During my stay in the Kazakh Academy of Sciences and at the University of Alma-Ata, owing to the kind help I got from Professor E.M. Kaimynkin and Professor A.P. Gorbunov I was able to study the problems of periglacial relief of the Tien Shan. It is a pleasure to acknowledge my indebtedness for their aid and for the photographs from Prof. A.P. Gorbunov's collection, which I have shown in the present paper.

Periglacial relief in the Tien Shan still holds a great many secrets, but a number of interesting works have been already published on the subject /8,9,10, 11, 12/ bringing to light the remarkable forms and processes which are modelling the Tien Shan relief. The best conditions for the development of periglacial forms are on a level varying from 3000 to 4100 m a.s.l. The Tien Shan relief is markedly divided into belts and horizons, which is related to geological structure and various processes occurring in the particular horizons. At the lowest horizon, slope formation is under a strong influence of outwash, landsliding and stone-falling, while the bottoms are modelled by the stonemuddy streams /*szelovnye potoki*/. Periglacial processes prevail in the middle horizon, while the upper one is glaciated.

Not every periglacial process and form has been discussed in the paper. The author's attention has been mainly centred upon the processes which exert a strong and decisive influence upon the re-modelling of high-mountain relief - as well as upon the most outstanding structures in the Tien Shan relief. Particular stress has been

laid upon the assymetry of slopes, the author taking into account also the opinions expressed on the subject by M. Klimaszewski /17/ and H. Poser and T. Müller /21/. The author has discussed also solifluction plains and terraces, solifluction streams, hydrolaccolites and peaty mounds and cryogenic ravines. There are also landslides in the permafrost zone. The author has tried to demonstrate the connection existing between the above-named structures and to grasp the role of landslides in the modelling of this part of the mountains.

Тадеуш Зентара

О ПЕРИГЛАЦИАЛЬНОМ РЕЛЬЕФЕ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТИАН-ШАНЯ

Резюме

Путешествие по азиатской части Советского Союза протяженным в несколько месяцев дало автору возможность ознакомиться с научными исследованиями по геоморфологии, проводимыми в Республиканских Академиях Наук, университетах и пединститутах. Во время работы в АН Казахской ССР и в Алма-атинском Государственном Университете, автор изучал проблемы перигляциального рельефа Тянь-Шаня, пользуясь постоянной сердечной поддержкой и помощью со стороны проф. Б.М.Калмыкиной и проф. А.Н.Гербунова /от которого он получил публикации здесь снимки/, за что он в статье выражает им свою благодарность.

Перигляциальный рельеф Тянь-Шаня изучен еще далеко не достаточно, однако имеется ряд ценных работ /8,9,10,11,12/ о особенностях формы и процессах влияющих на рельеф этой горной цепи. Условия лучше других способствующие развитию перигляциальных форм наблюдаются на высоте 3000-4100 м над уровнем моря. В Тянь-Шане заметно выступает поясный и ярусный характер рельефа, обусловленный геологическим строением и разными процессами происходящими в отдельных ярусах. В самом нижнем ярусе большее влияние на строй горных склонов оказывает обмывание, оползание и обрыв, моделировка же дна происходит посредством каменно-болотных /селовых/ потоков. В среднем ярусе преобладают преимущественно перигляциальные процессы; верхний ярус - обледененный.

В статье обсуждены не все перигляциальные процессы и формы. Автор обращает главное внимание на процессы, которые коренным образом воздействуют на формирование высокогорного рельефа, и на самые характерные формы рельефа Тянь-Шаня. Особое внимание обращено на асимметрию горных склонов, при чем автор сравнивает взгляды на этот вопрос выраженные М.Климашевским /17/, а также Г.Позером и Т.Мюллером /21/, занимавшимися этой проблемой. Автор обсуждает также солифлюксионные равнины, террасы и потоки, гидроакколиты, торфяные бугры и криогенные ущелья. Спелены выступают также в поясе вечной мерзлоты. Автором сделана попытка обнаружить связь между упомянутыми формами и роль оползней в моделировке этой части гор Тянь-Шаня.