

POLSKA AKADEMIA NAUK  
INSTYTUT GEOGRAFII  

---

PRACE GEOGRAFICZNE NR 22

LESZEK STARKEL

ROZWÓJ RZEŹBY KARPAT  
FLISZOWYCH W HOLOCENIE

WARSZAWA 1960  
WYDAWNICTWA GEOLOGICZNE



P O L S K A   A K A D E M I A   N A U K  
I N S T Y T U T   G E O G R A F I I

\*

P R A C E   G E O G R A F I C Z N E  
N R 22

ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ТРУДЫ

№ 22

ЛЕШЕК СТАРКЕЛЬ

РАЗВИТИЕ РЕЛЬЕФА ФЛИШЕВЫХ КАРПАТ  
В ГОЛОЦЕНЕ

\*

GEOGRAPHICAL STUDIES

No 22

LESZEK STARKEL

THE DEVELOPMENT OF THE FLYSCH CARPATHIANS RELIEF  
DURING THE HOLOCENE

P O L S K A   A K A D E M I A   N A U K  
I N S T Y T U T   G E O G R A F I I  

---

P R A C E   G E O G R A F I C Z N E   N R   2 2

LESZEK STARKEL

ROZWÓJ RZEŻBY KARPAT  
FLISZOWYCH W HOLOCENIE

WARSZAWA 1960  
WYDAWNICTWA GEOLOGICZNE

## Komitet Redakcyjny

Przewodniczący: S. LESZCZYCKI

Członkowie: R. GALON, M. KLIMASZEWSKI, J. KOSTROWICKI, B. OLSZEWICZ, A. WRZOSEK

Sekretarz redakcji: J. WŁODER-SANOJCOWA

## Rada redakcyjna

J. BARBAG, J. CZYZEWSKI, J. DYLIK, K. DZIEWONSKI, R. GALON,  
M. KLIMASZEWSKI, J. KONDRACKI, J. KOSTROWICKI, S. LESZCZYCKI, M. MALICKI,  
B. OLSZEWICZ, J. WĄSOWICZ, M. KIEŁCZEWSKA-ZALESKA, A. ZIERHOFFER

Redaktor tomu:

M. KLIMASZEWSKI

Redaktor Wydawnictwa: mgr DANUTA GOSCIETA-PACHOLCZYK

Redaktor techniczny: J. TWIERDZIAŃSKI

Korektor: A. BIENKOWSKA

WYDAWNICTWA GEOLOGICZNE - WARSZAWA 1960

Wydanie I. Nakład 890 + 110 egz. Ark. druk. 16.5 + 17 zał. Ark. wyd. 23  
Papier druk. sat. III kl., 80 g. B1. Oddano do składu 14. VI. 1960 r.  
Podpisano do druku 10. XII. 1960 r. Druk ukończono w grudniu 1960 r.

Krakowskie Zakłady Graficzne, Zakład Nr 6 - Kraków, ul. Orzeszkowej 7  
Zam. 173/60 - E-15

## S P I S T R E Ś C I

Zarysowanie problemu . . . . .	7
Dotychczasowy stan badań nad procesami i formami holocenijskimi w Karpa- tach fliszowych . . . . .	10
Holocenijskie terasy rzeczne . . . . .	11
Osuwiska i inne ruchy masowe . . . . .	12
Obserwacje współczesnych procesów (poza ruchami masowymi) . . . . .	14
Metoda pracy . . . . .	16
Zestawienie zebranych materiałów . . . . .	20
Charakterystyka fizjograficzna Karpat . . . . .	22
Kryteria wyboru obszarów reprezentacyjnych . . . . .	22
Zdjęcie geomorfologiczne obszarów reprezentacyjnych . . . . .	33
Obszar I: Wieliczka . . . . .	33
Obszar II: Tarnów — Łęki . . . . .	42
Obszar III: Dębica — Trzciana . . . . .	44
Obszar IV: Grabownica . . . . .	49
Obszar V: Postołów . . . . .	54
Obszar VI: Hoczew . . . . .	58
Obszar VII: Bereska . . . . .	61
Obszar VIII: Rabka — Skalisne . . . . .	63
Obszar IX: Rzyki — Leskowiec . . . . .	74
Obszar X: Luboń Wielki . . . . .	79
Obszar XI: Gruszowiec . . . . .	85
Obszar XII: Bukowiec — Korbania . . . . .	92
Obszar XIII: Polana — Otryt . . . . .	98
Obszar XIV: Czarna — Żołobek . . . . .	100
Obszar XV: Babia Góra . . . . .	103
Modelowanie stoków Karpat w holocenie . . . . .	106
Inwentarz form holocenijskich . . . . .	106
Holocenijskie procesy morfogenetyczne . . . . .	106
Roczny cykl procesów . . . . .	137
Typy i kierunki modelowania stoków w holocenie . . . . .	138
Holocenijski „cykl dolinny“ w Karpatach . . . . .	144
Regiony morfologiczno-klimatyczne Karpat w holocenie . . . . .	145
Próba oceny rozmiarów degradacji stoków karpaccyckich w holocenie . . . . .	147
Formowanie den dolin karpaccyckich w holocenie . . . . .	152
Terasy i osady holocenijskie w dolinach karpaccyckich . . . . .	152
Fazy erozji i akumulacji późno glacialnej i holocenijskiej na przedpolu Karpat . . . . .	173

---

Stosunek teras i pokryw holocenijskich do peryglacjalnych . . . . .	178
Rozmiary erozji i akumulacji holocenijskiej w dolinach karpackich . . .	184
Fazy rozwoju rzeźby Karpat u schyłku glacjału i w holocenie . . . . .	187
Literatura . . . . .	191
Резюме . . . . .	199
Summary . . . . .	220



## ZARYSOWANIE PROBLEMU

W ostatnich dziesiątkach lat geomorfologowie interesowali się szczególnie morfogenezą peryglacialną. Mniej uwagi natomiast poświęcano procesom dziś zachodzącym i roli procesów holocenijskich w przeobrażeniu rzeźby. B ü d e l [8] w oparciu o materiały zebrane w różnych regionach Niemiec przyjmuje, że brak soliflukcji i procesów kriogenicznych, świeżość form polodowcowych, wykształcenie pełnego profilu glebowego (bielicowego) i występowanie torfowisk na pokrywach peryglacialnych przeczy większemu natężeniu współczesnych procesów. Na obszarach wylesionych zachodzi przemieszczanie przez lód włóknisty [160], deflację i splukiwanie, głębsze ruchy mas natomiast występują w uprzywilejowanych geologicznie obszarach, przeważnie pokrytych darnią [120]. T r i c a r t [159] podkreśla, że rozmiary przeobrażenia form starszych w holocenie są bardzo zróżnicowane regionalnie.

Współczesne procesy morfogenetyczne wiąże się przeważnie z gospodarką człowieka [35, 138, 15, 16]. Wielu uczonych, przeważnie gleboznawców, rolników-melioratorów i geologów-gruntoznawców [6, 123, 45], a rzadziej geomorfologów, podkreśla rozmiary dzisiejszej erozji, denudacji i deflacji. Badania te posunęły się daleko przede wszystkim w krajach, w których denudacja gleb osiągnęła szczególnie duże rozmiary. Prace S o b o l e w a [125], B e n n e t a [6], R e n i g e r [107] i inne mają charakter obszernych opracowań typów i rozmiarów współczesnej denudacji gleb. S o b o l e w [125] ustala kierunek rozwoju stoków na obszarach degradowanych i wyróżnia stadia rozwoju form dolinnych w europejskiej części ZSRR. W ZSRR, USA, Polsce i w innych krajach na stacjach badawczych wykonuje się szczegółowe pomiary splukiwania gleby, a niekiedy i ruchów masowych [45, 138, 26] oraz analizy profilów glebowych, pozwalające ustalić kierunek i tempo modelowania stoków [13, 108, 125, 174].

Badania z zakresu współczesnych procesów umiarkowanej dziedziny klimatyczno-morfogenetycznej [15] prowadzone przez geomorfologów obejmowały do niedawna studia wybranych form osuwisk [81, 69, 119, 148] lub małych dolin [22, 75, 78, 132, 135], nieliczne, zwykle doraźne obserwacje denudacji gleb w czasie roztopów i nagłych ulew [3, 14, 16, 35, 48, 49, 101, 121] oraz studia rozmiarów denudacji w oparciu o porównywa-

nie planów katastralnych i map [35, 105]. Powstawanie nowych form erozyjnych i denudacyjnych związane jest często z wylesieniem [14, 15, 34, 116]. Dowodem wzmożonej denudacji gleb są składane w dnach dolin pokrywy mad, opisywane z wielu krajów Europy [2, 36, 71, 85, 86, 103, 104, 161]. Pokrywy te osiągają często miąższość ponad 6 m. Na podstawie znalezisk archeologicznych i szczątków roślinnych [95, 129, 146, 173] ta seria stropowych mad wiązana jest z okresem karczowania lasów przez człowieka, który rozpoczął je w różnych regionach w różnym czasie [86]. Stwierdzono je również w Karpatach i na ich przedpolu [23, 80, 54, 146, 38, 128].

Z publikacji tych można by wnioskować, że przed wykarczowaniem lasów holocen był okresem prawie zastoju procesów. Istnieją jednak również prace, opublikowane przeważnie w ostatnich latach, które podkreślają istnienie procesów i form powstałych w postglacjale, a nie związanych z wylesieniem. Formy młodsze od morfogenezy peryglacjalnej stwierdzono w wielu obszarach przeważnie zalesionych. Z zalesionych gór fliszowych [21, 123, 148, 156, 178] czy też krawędzi denudacyjnych [92] opisane są liczne osuwiska, płytkie zsuwy i pełznięcie rumowisk (Hils — [137]). Niektórzy przypisują powstawanie nowych rumowisk skalnych w lasach wymywaniu drobnych cząstek mineralnych, powstałych przez wietrzenie mrozowe w okresie peryglacjalnym (Harz — [35]). Na obszarach leśnych powszechnie zostały stwierdzone młode formy erozyjne, dziś rozwijające się, które na podstawie stosunku do pokryw peryglacjalnych lub też glacialnych zostały uznane za holocenijskie (Tatry [60], Karpaty fliszowe [59, 149, 127, 128], Wyżyna Śląsko-Krakowska [28, 44], Góry Świętokrzyskie [47], Wyżyna Lubelska [37], dorzecze Wilii [98], Hils [137]).

Na istnienie erozji w okresie poprzedzającym karczowanie lasów wskazują również powszechnie stwierdzone w dolinach rzek rynny erozyjne wypełnione madami (Z a n d s t r a [173], M e n s c h i n g [85]), a na przedpolu Karpat nie tylko osady z późnego glaciału, ale i ze starszych faz holocenu [129]. Ostatnio wielu badaczy w oparciu o analizę pokryw przyjmuje, że późny glaciał jako faza przejściowa od morfogenezy peryglacjalnej do umiarkowanej był okresem szczególnego natężenia procesów [76, 37, 60, 103, 104, 98]. Dowodem tego są pokrywy gruboziarnistych aluwów, stwierdzone w dolinach rzek [173, 85, 128], a w innych wypadkach pokrywy złożone z materiału zniesionego ze stoków [104, 36, 37] oraz związane często z tym okresem suche doliny płaskodenne, wycięte w piaskach [24] i wyścielone cienkimi pokrywami peryglacjalnymi [76, 46].

Z powyższego przeglądu badań geomorfologicznych widać, że poglądy niedocenające przeobrażenia w późnym glacjale i holocenie ulegają powoli rewizji, a nowe spojrzenie na morfogenezę holocenijską zaczyna być

opierane na szczegółowym kartowaniu form, wszechstronnej analizie najmłodszych pokryw, obserwacjach i pomiarach procesów współcześnie odbywających się.

Niniejsza praca jest próbą oceny roli, jaką odegrały holocenijskie procesy morfogenetyczne w przekształceniu starszej rzeźby Karpat fliszowych. Celem jej jest uchwycenie, w jakim kierunku i w jakim tempie postępuje adaptacja form, jak jest ona zróżnicowana w obrębie dużego regionu Karpat fliszowych. Pragnę wykazać, że szereg procesów przebiegał (i nadal przebiega) w środowisku naturalnym, a nasz klimat sprzyja określonym typom denudacji. Równocześnie będę się starał ustalić następstwo przemian i wahania w natężeniu procesów oraz uzasadnić ich związek z wahaniami klimatu w późnym glacie i holocenie. Poznanie tych faz morfologiczno-klimatycznych i ocena roli okresu ostatniego — gospodarki człowieka — będzie możliwa dzięki analizie materiału, z jakiego zbudowane są stożki napływowe na przedpolu Karpat.

## DOTYCHCZASOWY STAN BADAŃ NAD PROCESAMI I FORMAMI HOLOCENSKIMI W KARPATACH FLISZOWYCH

Mimo że Karpaty należą do lepiej zbadanych regionów Polski, brak jest prac, które by były poświęcone specjalnie przeobrażeniom rzeźby w holocenie.

Z końcem ubiegłego wieku znajdujemy u Rehmanna [106] skąpe wiadomości o podcięciach erozyjnych i rozległych, przesuwanych podczas powodzi, kamieńcach.

W czasie prac nad zdjęciem geologicznym Galicji (koniec XIX i początek XX w.) zainteresowano się genezą i wiekiem teras akumulacyjnych w dnach dolin karpackich [23, 79, 80]. Nieco później wielkie katastrofy osuwiskowe w 1907 i 1913 r. zwróciły uwagę na młode ruchy masowe. Rozpoczął się okres szczegółowych badań osuwisk, zainicjowanych przez Ludomira Sawickiego, ale kontynuowanych przeważnie przez geologów. W okresie międzywojennym przeprowadzono też liczne badania i kartowanie czwartorzędowych teras rzecznych, nie przywiązując większej wagi do ścisłego określenia wieku teras najniższych [62]. Inne młode formy były przeważnie pomijane w czasie badań terenowych. Jednak w 1937 r. ukazała się pierwsza mapa geomorfologiczna fliszowego pasma Czarnohory w skali 1:25 000, opracowana przez geologa Świderskiego [149]. Na mapie zostały przedstawione niemal wyłącznie utwory i formy czwartorzędowe. Opierając się na stosunku form do osadów o określonej genezie i wieku, autor wyróżnił następujące formy holocenske: terasy akumulacyjne, stożki napływowe, stożki usypiskowe, osuwiska oraz zerwy powstałe po ulewach w 1927 r. W wypadkach powstawania pokryw i form akumulacyjnych w różnych okresach geologicznych lub braku osadów korelacyjnych, autor ustalił dla tych form odrębną barwę i umieścił je w grupie przejściowej „plejstocensko-holocenskiej“. Zaznaczenie skał o różnej odporności pozwoliło uchwycić wpływ budowy geologicznej na przebieg modelowania rzeźby. Mapa nie uwzględniała jednak całego zespołu form erozyjnych zarówno młodych jak i starych.

W 1948 r. Klimaszewski [54] na marginesie szczegółowego opracowania plejstocenu Karpat stwierdza, że dzisiejszy krajobraz Pogórza Karpackiego jest przekształcony przede wszystkim przez powolne ruchy masowe i splukiwanie, a krajobraz Beskidów przez wodę płynącą

oraz mniej powszechnie przez ruchy masowe. H a l i c k i [25] w krótkim omówieniu czwartorzędu Karpat uznaje niewielkie zmiany rzeźby Karpat w holocenie, wyróżnia „2 fale akumulacyjne“ aluwii holocenijskich (bez przedstawienia materiału dowodowego) oraz wspomina, że holocenijskie wcięcia erozyjne osiągają do 10 m głębokości. W 1951 r. z inicjatywy prof. K l i m a s z e w s k i e g o rozpoczęto zdjęcie geomorfologiczne Karpat w skali 1 : 100 000, następnie 1 : 25 000, oparte na jednolitej, genetyczno-chronologicznej klasyfikacji form [56], które ujawniło całe bogactwo form holocenijskich, często dotąd nieznanych. Rozpoczęto wówczas szczegółowe obserwacje form i procesów holocenijskich. Równoległe z pracami geomorfologów obserwacje nad erozją gleb w Karpatach prowadzą rolnicy i gleboznawcy [19, 108, 109, 174].

Dotychczasowe osiągnięcia z zakresu znajomości form i procesów holocenijskich na obszarze Karpat przedstawiają się następująco:

#### HOLOCENIJSKIE TERASY RZECZNE

F r i e d b e r g [23] i Ł o m n i c k i [79, 80], badając przed sześćdziesięciu laty osady rzeczne w brzeżnej części Karpat i w Kotlinie Sandomierskiej od Dunajca po San, wyrazili pogląd, że terasy: niższa łęgowa i wyższa rędzinna (o wysokości 6—10 m) są aluwialne (postglacjalne). Świadczyła o tym znaleziona w wielu stanowiskach, w osadach terasy rędzinnej, roślinność (pnie drzew i torfy) i ślimaki oraz liczne świeże starorzecza na powierzchni terasy.

Przez blisko 30 lat badania niewiele posunęły się naprzód. P o l a ń s k i (*vide* [70]) i K u l c z y ń s k i [70] udowodnili, że w dolinie Sanu koło Walawy terasę rędziną tworzą albo osady plejstocenijskie albo włożone w nie osady holocenijskie. H a l i c k i w 1930 r. stwierdził, że w Kotlinie Nowotarskiej niższe terasy — stożki o wysokości około 10 m — są postglacjalne [30]. W 1935 r. S z a f e r na podstawie analizy roślinności z Roztok w dolinie Jasiołki [142] dostarczył materiału do stwierdzenia, że terasę rędziną o wysokości 4—5 m tworzą osady ostatniego glaciału, nadsypane cienką pokrywą glin holocenijskich [55]. Niektórzy wiążą z holocenem dwie a nawet trzy niższe terasy. J. W d o w i a r z zalicza [165] do holocenu terasę 1—2 m i 4—6 m wysokości w dolinie Sanu koło Dynowa, a G o ł ą b uważa, że w dolinie górnej Łososiny postglacjalne są nie tylko terasy o wysokości 2 i 3—4 m, ale i 6—12 m [29]. Tymczasem inni [51, 52, 69] przyjmują za holocenijskie tylko niższe terasy. K o n i o r w dolinie Dunajca i Wisłoki na progu Karpat [62, 64] oraz w dolinie Wisłoka koło Strzyżowa [63] bez żadnych dowodów datuje jako holocenijskie tylko najniższe fragmenty teras do 2 m wysokości, zaliczając do plejstocenu nie tylko terasę rędziną ale i łęgową.

W 1948 r. K l i m a s z e w s k i przyjmuje na podstawie badań w dolinach karpackich od Skawy po San, że terasę rędzinną o zmiennej wysokości 3—20 m tworzą pokrywy z okresu ostatniego zlodowacenia [54]. W dolnym biegu na obszarze Pogórza przykryte są one pokrywą osadów powodziowych, holocenijskich, osadzanych od okresu postglacialnego optimum klimatycznego. Do takiego poglądu doszedł autor na podstawie kartowania powierzchni i pomiarów wysokości teras na długich odcinkach dolin, analizy osadów, z jakich zbudowane są terasy, nawiązując ciągle do kilku reprezentacyjnych profilów z roślinnością (Walawa, Roztoki, Kotlina Nowotarska i inne). Terasa łąkowa wycięta lub włożona — jest wieku holocenijskiego.

Nowe światło na wiek niskich teras rzuca praca Ś r o d o n i a [146], który dokonuje rewizji poglądów na wiek subfossilnych flor Karpat i przedpola, a zatem na wiek teras, w których tę roślinność znaleziono. Stwierdza, że terasa rędzinną, tak na przedpolu, jak i w wielu punktach w Karpatach, jest młodoholocenijska, ponieważ tworzą ją osady wód powodziowych z okresu subatlantyckiego zwilgotnienia klimatu.

J a h n [38] na podstawie wierceń dorzuca do faktów podanych przez Ś r o d o n i a materiał obserwacyjny z doliny Wisłoka koło Rzeszowa; przyjmuje, że między fazą akumulacji okresu subatlantyckiego a fazą anaglacjalną zlodowacenia bałtyckiego trwał długi okres erozji.

Autor niniejszej pracy nieco wcześniej stwierdził na prognozie Pogórza w dorzeczu Wisłoki, że osady terasy rędziennej reprezentują różne fazy późnego glacialu i holocenu oraz kryją pod sobą osady ostatniego glacialu [123]. W górnych odcinkach dolin Pogórza osady holocenijskie, odpowiadające wiekowo osadom terasy rędziennej, znajdują się w pokrywach z okresu ostatniego zlodowacenia. Trzy ostatnie prace potwierdzają zatem słuszność poglądów wypowiedzianych blisko 60 lat temu przez F r i e d b e r g a [23] i Ł o m n i c k i e g o [79] o holocenijskim wieku terasy rędziennej.

#### OSUWISKA I INNE RUCHY MASOWE

Wielkie osuwisko w Duszatynie było przyczyną ukazania się w 1907 r. pierwszej notatki o osuwiskach w Karpatach [178]. Niedługo potem Ludomir S a w i c k i [119] dał pierwszy syntetyczny pogląd na typy i genezę osuwisk karpackich w oparciu o szczegółowe skartowanie i śledzenie przebiegu ruchu 4 osuwisk powstałych po ulewnych deszczach w lecie 1913 r. Analiza mechaniki ruchu osuwiska w Symbarku stała się podstawą późniejszych badań. S a w i c k i zauważył, że jezory w odróżnieniu od niszy szybko się „starzeją“ i ulegają wyrównaniu. Osuwiska w Karpatach są zjawiskiem powszechnym; przeważają osuwiska ziemne

nad skalnymi, najczęstsze są osuwiska właściwe („frana per cedimento“), liczne są też ześlizgi. Osuwiska występują po ulewach letnich, natomiast na wiosnę częste są drobne zsuwy.

W okresie międzywojennym ukazały się monograficzne opracowania szeregu osuwisk zwykle świeżo powstałych lub odmłodzonych: osuwiska w Duszatynie [123], w Spasie [153], Krasnoili [154, 155] pod szczytem Gropa [148], drobne zsuwy po ulewach w 1934 r. [131] i inne. Osuwiska były też zaznaczane na mapach geologicznych przez prowadzących badania w Karpatach [25, 29, 69, 148, 150, 156, 165, 166]. Ś w i d e r s k i [148] zwrócił uwagę na występowanie w Karpatach starych osuwisk wieku plejstoceniowego (osuwisko na stoku Lubogoszczy) i na tej podstawie przyjął, że większość osuwisk w Karpatach należy wiązać z plejstocenem. Zdaniem Ś w i d e r s k i e g o istniały wtedy warunki sprzyjające ruchom mas tego typu.-

H. T e i s s e y r e w obszernej rozprawie [156] zajął się klasyfikacją regionalną osuwisk w Karpatach fliszowych. Na podstawie badań w obrębie wielu jednostek tektonicznych i kompleksów skalnych stwierdził, że przyczyną różnych typów osuwisk i zmiennego natężenia ich występowania w różnych okolicach Karpat są zmienne cechy litologiczne i tektonika fliszu oraz rzeźba. Największe strefy osuwiskowe występują na czołach warstw podścielonych łupkami i na obszarach zbudowanych w przewadze z łupków. Zgodnie z wynikami badań innych [119, 148] stwierdził, że większość osuwisk ulega częstemu odnawianiu, a typowym procesom osuwiskowym towarzyszą zwykle w fazie schyłkowej ruchy typu usypisk, zerw i złazisk.

Po wojnie ukazało się kilka prac z tego zakresu. Jedna z nich omawia konsekwentne, skalno-zwietrzelinowe osuwisko w Bańskiej Wyżnej na Podhalu powstałe w 1952 r. [144]. Ś l i w a zajmuje się mechaniką osuwiskowego stoku Bachledzkiego Wierchu [145] w oparciu o szczegółowe badania geologiczne i hydrologiczne oraz analizy laboratoryjne fizyczno-mechanicznych własności skał. K o w a l s k i w zestawieniu jaskiń Karpat fliszowych [68] podkreśla, że mają one charakter jaskiń szczelinowych, są bardzo świeże i występują w obrębie lub też powyżej wielkich osuwisk skalnych. Świadczą one o młodych ruchach grawitacyjnych w obrębie kompleksów piaskowcowych, z których zbudowane są grzbiety Beskidów.

Ś r o d ó stwierdził, że w Dziadowych Kątach koło Grywałdu [147] flora ze schyłku zlodowacenia bałtyckiego została przykryta językiem osuwiskowym. Na tej podstawie przyjmuje, że okres ustępowania wiecznej marzłoci sprzyjał ruchom masowym w utworach pokrywowych.

Ostatnio D y l i k o w a [17] zwróciła uwagę na występowanie w wyższych partiach Beskidów współczesnej soliflukcji (kongeliflukcji)\*. Sygnalizuje ją również H a l i c k i [31].

W oparciu o zdjęcie geomorfologiczne części Pogórza obszaru Dębicy [128] dałem próbę klasyfikacji kształtów osuwisk i względnego ich wieku (stare, odmłodzone, młode martwe i młode żywe). Na podstawie stosunku osuwisk do osadów rzecznych i stokowych uznałem je za powstałe w postglaciale.

Osuwiskom zachodzącym w sztywnych masach piaskowców tworzących grzbiety Beskidów zostały poświęcone prace Flisa [21], Ziętarów [177] oraz Gerlacha, Pokornego i Wolnika [27] wykonane w ośrodku krakowskim. Ostatnia z nich jest szczegółowym opracowaniem zerwy skalnej powstałej w 1957 r. koło Dukli.

#### OBSERWACJE WSPÓLCZESNYCH PROCESÓW (POZA RUCHAMI MASOWYMI)

Poza osuwiskami i terasami niewiele interesowano się innymi formami holoceniowymi. Prowadzono zazwyczaj tylko dorywcze obserwacje procesów i to wykonywane często nie przez geomorfologów. Wietrzeniem mechanicznym zajmowało się wielu badaczy, opracowujących wysokie pasma Babiej Góry czy Gorganów [82, 83, 54, 164] lub też opisujących formy skalne. Stwierdzili oni, że istnieją dziś w górach warunki sprzyjające dalszemu rozpadowi skał, a nawet powstawaniu świeżych obrywów skalnych [163].

O spłukiwaniu i denudacji gleb w Karpatach wiedzano od dawna. Jednak pewnych, konkretnych faktów, naświetlających natężenie zjawisk dostarczyły dopiero badania gleb na stokach górskich prowadzone między innymi przez Lazara [73, 74], Reniger [108], Ziemnickiego [174] i Figułę [19]. W 1955 r. Gerlach z Pracowni Geomorfologii i Hydrografii Instytutu Geografii PAN w Krakowie rozpoczął systematyczne pomiary materiału spłukiwanego ze stoków łąkowych i pastwiskowych w Jaworkach koło Szczawnicy [26].

Do niedawna brak było opracowań małych form erozyjnych. Schramm [123] stwierdził w dorzeczu górnego Sanu występowanie wąwozów rozwijających się na drodze podziemnego wymywania zwietrzliny (sufozja) i powstawanie zapadlisk. Teisseyre [152] zwrócił uwagę na małe dolinki, których dnem zsuwa się zwietrzelina. Współczesne tworzenie i pogłębianie się małych dolin i wcięć drogowych sygnalizowali też Klimaszewski [48], Figuła [19] i inni.

Więcej uwagi w związku z powodziami poświęcono erozji, transportowi i akumulacji w dnach dużych dolin. Po pomiarach zawiesiny przez

---

\* Ostatnio T. Gerlach wykazał, że opisane przez A. Dylikową formy związane są z wykrotami drzew (Przełł. Geogr. t. XXXII, z. 1—2, 1960).



Ziemska [175] w dolinie Wisłoka i obserwacjach morfologicznych skutków powodzi w latach 1927 [176] i 1934 [48], PIHM przystąpił do wykonywania pomiarów materiału unoszonego przez rzeki górskie. Po wojnie prowadzone są systematyczne obserwacje na Dunajcu, Sanie, Wisłoku i Mlecze. Wyniki tych pomiarów opublikowane przez Jarockiego [40] i Renigera [108, 109] wykazują, że rzeki unoszą z Karpat w ciągu roku przeciętnie 50—150 t materiału zawieszonoego z 1 km<sup>2</sup> dorzecza. Unrug wykonał również studium składu petrograficznego, stopnia obtoczenia i ułożenia materiału wleczonoego w dolinie Dunajca [162].

Obok tych prac na podkreślenie zasługuje monograficzne opracowanie zlewni górnej Łukawicy w Beskidzie Wyspowym przez Renigera [108]. Na podstawie obserwacji terenowych i szczegółowej analizy profilów glebowych autorka omawia niemal wszystkie procesy współcześnie zachodzące (spłukiwanie powierzchniowe, zsuwy, erozję liniową, akumulację rzecznoą i przemieszczanie gleby przez pług). Analiza aluwioów w zbiorniku powyżej zapory szutrowej pozwoliła na stwierdzenie, że rocznie z 1 km<sup>2</sup> zlewni górskiej wynoszone jest około 122 m<sup>3</sup> materiału.

Zdjęcie geomorfologiczne, wykonywane od 1951 r., początkowo przez Zespół Katedr Geografii U. J., potem przez Pracownię Geomorfologii i Hydrografii Instytutu Geografii PAN w dorzeczu Dunajca, Sanu i na innych obszarach, posunęło naprzód znajomość form holocenońskich. Na nowych mapach geomorfologicznych zaznaczone są liczne erozyjno-denudacyjne i akumulacyjne formy holocenońskie o różnym kształcie i genezie, w różnym stadium rozwoju [57]. Klasyfikacja typów dolin i innych form została przedstawiona przez Klimaszewskiego [58] i autora [127, 128]. Badanie wszystkich form pozwoliło na stwierdzenie, że erozyjno-denudacyjne formy holocenońskie albo są wycięte w starych formach dolinnych, albo nacinają stoki okryte pokrywami peryglacialnymi. Stwierdzono również zróżnicowanie prosesów w zależności od cech środowiska.

## METODA PRACY

Dotychczasowy brak bardziej syntetycznych opracowań form i osadów holocenijskich w Karpatach oraz dążenie do uchwycenia roli procesów holocenijskich w kształtowaniu Karpat fliszowych, skłoniły mnie do wyboru metody badań terenowych opartych na zasadzie reprezentacyjności. Badania te koncentrowały się na dwóch obszarach. Formy i procesy niszczące badałem w obrębie Karpat fliszowych, natomiast osady aluwialne szczególnie w obrębie holocenijskich stożków na przedpolu Karpat.

Przede wszystkim chciałem poznać zespół holocenijskich procesów erozyjno-denudacyjnych i związanych z nimi form na obszarze zbudowanym ze skał fliszowych. Skartowanie samych tylko form holocenijskich na całym obszarze Karpat, nawet bardzo pobieżne, wymagałoby wielu lat pracy i nie pozwoliłoby ocenić roli procesów holocenijskich na tle starej rzeźby. Skartowanie natomiast jednego większego obszaru w Karpatach nie pozwoliłoby poznać stosunków na terenie całych Karpat zróżnicowanych pod różnymi względami (rzeźba starsza, cechy fizyczne skał, tektonika, klimat, gleby, szata roślinna).

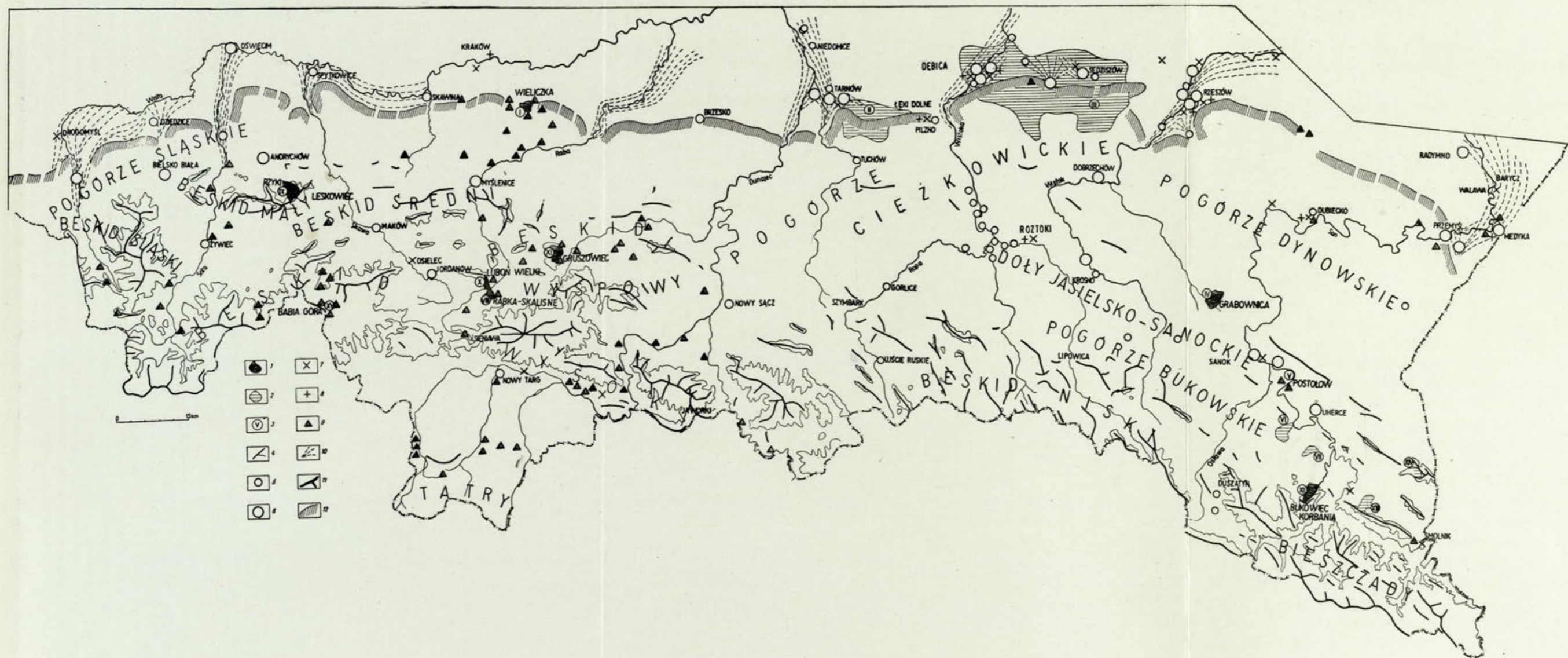
Rozpoczynając zbieranie materiałów do pracy na początku 1956 r., wybrałem na obszarze Karpat szereg „reprezentacyjnych“ obszarów (zazwyczaj niewielkich dorzeczy) o powierzchni 3,3—10 km<sup>2</sup>. Kryteria wyboru tych obszarów podane są w następnym rozdziale (por. tab. 1). Przy wyborze terenu badań pewną rolę odgrywała też możliwość uzyskania dokładnych map geologicznych (np. okolice Rzyk, Grabownicy i inne) i topograficznych (okolice Rąbki). Wykonałem na tych obszarach szczegółowe zdjęcia geomorfologiczne w skali 1 : 10 000.

Zdjęcie geomorfologiczne polegało na badaniu i nanoszeniu na mapę, za pomocą możliwie wiernopowierzchniowych sygnatur, wszystkich zaobserwowanych form z uwzględnieniem ich różnej genezy i wieku. Specjalną uwagę zwróciłem na formy holocenijskie. Wśród nich wyróżniłem formy:

a) starsze — utworzone w holocenie i późnym glacie, współcześnie słabo przeobrażane,

b) młodsze — współcześnie intensywnie się rozwijające.

Wiek i genezę form młodych określałem na podstawie ich stosunku do form i pokryw peryglacialnych z okresu ostatniego zlodowacenia, do



Ryc. 1. Karpaty fliszowe. Obszary badań form, procesów i osadów holoceničkih

1 — tereny reprezentacyjne skartowane w skali 1 : 10 000; 2 — tereny reprezentacyjne skartowane w skali 1 : 25 000; 3 — numer kolejny terenu reprezentacyjnego, 4 — rzeki; 5 — pojedyncze przekroje wiertnicze aluwiów holoceničkih; 6 — większe zgrupowania przekrojów wiertniczych aluwiów holoceničkih; 7 — stanowiska subfossylnych flor późnoglacialnych; 8 — stanowiska subfossylnych flor holoceničkih; 9 — punkty obserwacji procesów denudacyjnych i wybranych form holoceničkih; 10 — holoceničke stożki napływowe na przedpniu Karpat; 11 — ważniejsze grzbiety górskie; 12 — próg Pogórza Karpackiego. Ponadto zaznaczono poziomiec 700 m n. p. m., która oddaje w przybliżeniu granicę między regionami morfologiczno-klimatycznymi pogórskim i górskim

innych form i osadów holocenijskich, a następnie na podstawie kształtu i stopnia świeżości form oraz obserwacji procesów współcześnie zachodzących. Skala mapy pozwoliła na kartowanie nisz i wałów osuwiskowych, drobnych podcięć itp. Ponieważ posługiwałem się niemal zawsze powiększeniami fotograficznymi map w skali 1 : 25 000 (które często oparte są na mapach w skali 1 : 100 000 i 1 : 75 000), szczegółowa lokalizacja i wiernopowierzchniowe oddanie szeregu form było utrudnione. Dlatego mimo posługiwania się busołą geologiczną i altymetrem oraz stosowania czasem krokówki, dość dokładnie i wiernie oddane są tylko zasadnicze rysy form i wzajemny ich stosunek przestrzenny.

W czasie badania kartowanych form zbierałem również materiały odnoszące się do budowy form erozyjnych i pokryw holocenijskich (w kilku obszarach wykonałem łącznie 43 wiercenia i ponad 30 szurfów), zjawisk wodnych i szaty roślinnej. Materiały te posłużyły mi do wyjaśnienia przyczyny występowania i rozwoju szeregu form holocenijskich.

W czasie dwóch sezonów letnich (1956 i 1957 r.) zdążyłem skartować tylko 7 obszarów reprezentacyjnych w skali 1 : 10 000. Aby dysponować bogatszym materiałem porównawczym, wykorzystałem materiał zebrany przeze mnie w czasie wykonywania w Karpatach różnych zdjęć geomorfologicznych w skali 1 : 25 000. Mapy geomorfologiczne tych dalszych 7 obszarów (o łącznej powierzchni około 350 km<sup>2</sup>) dotyczą niektórych okolic dorzecza górnego Sanu i brzeżnej części Pogórza Karpackiego, reprezentując różne typy rzeźby i struktury geologicznej, inne niż objęte terenami reprezentacyjnymi kartowanymi w skali 1 : 10 000 (ryc. 1, 2). Najwięcej, bo 8 terenów reprezentacyjnych, to obszary zbudowane z jednego kompleksu skalnego — z warstw krośnieńskich. Rzeźba tych terenów jest jednak różna, charakter oraz rozmiary przeobrażeń również zmienne. Natomiast na podobnych stokach części obszarów VI, VII, XII i XIII przeobrażenia są podobne. Pewnym niedociągnięciem w badaniach jest brak szczegółowego zdjęcia geomorfologicznego z obszaru najwyższej grupy — z Beskidu Wysokiego, zbudowanego w przeważającej części z warstw magurskich \*.

Aby usunąć te braki, korzystałem także z map geomorfologicznych dorzecza górnego Sanu, opracowanych zespołowo przez ośrodek krakowski. Ponieważ kulminacje Beskidów sięgają ponad górną granicę lasu, gdzie panuje już inny klimat, zebrałem w paśmie Babiej Góry szereg obserwacji z obszarów położonych na wysokości 1200—1725 m n. p. m.

W celu określenia typu i tempa działania współczesnych procesów erozyjno-denundacyjnych, przeprowadziłem w latach 1955—1957 liczne

\* W obrębie warstw magurskich wykonano zdjęcie geomorfologiczne, ale dla części obszaru Beskidu Wysokiego o innej rzeźbie.

obserwacje procesów i świeżych form w różnych porach roku, przede wszystkim w okresie roztopów wiosennych. W czasie wielokrotnych wyjazdów w teren zebrano obfity, ale bardzo nierównomierny i trudny do opracowania materiał. Obejmuje on:

a) obserwacje procesów roztopowych na obszarach kartowanych w skali 1 : 10 000 (okolice Rabki, Wieliczki, Gruszowca),

b) wielokrotne obserwacje procesów w obrębie wybranych form (Pogórze Wielickie),

c) zespołowe obserwacje procesów i świeżo powstałych form w kwietniu 1956 r. na trasach obejmujących obszar od Beskidu Śląskiego po dolinę Dunajca i od progu Pogórza po Rów Podtatrzański (ryc. 1).\*

W marcu 1957 r. wykonano też na obszarze 3 km<sup>2</sup> próbne zdjęcia „procesów“ na podkładzie mapy geomorfologicznej w skali 1 : 10 000 (obszar VIII). Na mapie zaznaczono zaobserwowane w okresie roztopów: zjawiska wodne, śniegowe, zamrożenie gruntu i świeże mikroformy.

Do poznania przyczyn różnego czasu trwania procesów i odmiennego ich natężenia na wiosnę w latach 1955, 1956 i 1957 okazało się niezbędne zebranie szczegółowych danych klimatologicznych. Wybrałem dane 3 stacji meteorologicznych, położonych na różnych wysokościach: Wieliczka 249 m, Rabka 510 m, Luboń Wielki 1025 m n. p. m., w pobliżu których najczęściej przeprowadzałem obserwacje procesów.

Na podstawie porównania ze sobą typów i wielkości przeobrażeń morfologicznych na obszarach reprezentacyjnych staram się określić rozmiary przeobrażeń w holocenie na terenie całych Karpat fliszowych.

Z analizy form erozyjno-denudacyjnych trudno odczytać fazy o zmiennym natężeniu denudacji w ciągu całego holocenu. W celu ustalenia charakteru i czasu tych zmian przystąpiłem do badania osadów i form akumulacyjnych w dnach dolin, przede wszystkim na przedpolu Karpat — w Kotlinie Sandomierskiej. Pokrywy holocenijskie zostały zbadane zwłaszcza w obrębie rozległych stożków napływowych Wisłoki koło Dębicy, Wisłoka koło Rzeszowa i Sanu koło Przemyśla. Wykonałem na tych terenach częściowe zdjęcia geomorfologiczne i opracowałem profile około 20 odkrywek. W celu lepszego poznania charakteru pokryw w tych i w innych dolinach na obszarze Karpat, zebrałem około 650 profilów wierceń, wybranych spośród udostępnionych mi ponad 2000 (ryc. 1). Część próbek z wierceń sam obejrzałem. Niektóre materiały wiertnicze, opisane bardzo ogólnie, orientują tylko w miąższości i typie pokryw. Nie mając własnego zdjęcia teras dennych dolin od źródeł po ich wylot z Karpat, przy lokali-

---

Ryc. 1, 3, 4, 9, 10, 15, 16, 20—25, 33—35 i 37 znajdują się na końcu pracy pod opaską.

zacji morfologicznej zebranych profili wiertniczych oparłem się na mapach teras rzecznych Klimaszewskiego [54].

Zebrane materiały pozwoliły mi na ustalenie stratygrafii osadów późnoglacialnych i holocenijskich na przedpolu Karpat. Podstawą przy określaniu wieku poszczególnych serii osadów okazały się opracowania torfowisk i flor subfosalnych (część materiałów do analiz sam zebrałem w terenie) oraz znaleziska archeologiczne w dolinie Wisłoka.

Stwierdzenie następstwa i wieku osadów na przedpolu Karpat i korelacja ich z formami i osadami w głębi Karpat pozwoliły uchwycić przebieg erozji i akumulacji holocenijskiej w Karpatach. Aby określić rozmiary wyprzątania w całych Karpatach, porównałem kubaturę aluwii holocenijskich w obrębie stożków z obliczeniami mas wyprzątniętych z obrębu terenów reprezentacyjnych.

---

Wykonanie niniejszej pracy, a przede wszystkim zebranie dużej ilości materiałów, było możliwe dzięki życzliwej pomocy szeregu osób i instytucji, jak również pomocy finansowej ze strony Instytutu Geografii PAN. W latach 1956—1957 otrzymałem stypendium naukowe na opracowanie niniejszego tematu.

Nad realizacją pracy czuwał prof. dr M. Klimaszewski, który w czasie pisania udzielił mi wielu rad i wskazówek. Z Profesorem, z mgr K. Wit, mgr T. Gerlachem z Pracowni Geomorfologii i Hydrografii Instytutu Geografii PAN w Krakowie, a także z doc. dr A. Śródkiem, mgr K. Mamiakową i innymi miałem możliwość przedyskutowania wielu zagadnień. W zbieraniu materiałów w czasie roztopów wiosennych i w czasie wykonywania zdjęcia geomorfologicznego pomagali mi koleżanki i koledzy asystenci oraz studenci. Mgr L. Koszarski, mgr J. Żgiet i mgr K. Żytko udostępni mi łaskawie materiały geologiczne dla niektórych terenów kartowanych. Zebrane przeze mnie materiały paleobotaniczne zostały opracowane w Zakładzie Botaniki PAN, pod opieką prof. dr Wł. Szafra i doc. A. Śródki, przez mgr K. Mamiakową i dr M. Sobolewską. Mgr Mamiakowa zapoznała mnie również z niepublikowanymi diagramami pyłkowymi holocenu z obszaru Karpat.

Występowanie i wiek znalezisk archeologicznych z doliny Wisłoka podał mi mgr J. Janowski. Niezbędne materiały klimatologiczne i hydrologiczne uzyskałem dzięki uprzejmości dyrekcji i pracowników Państwowego Instytutu Hydrologiczno-Meteorologicznego w Warszawie i w Krakowie. Obfite materiały wiertnicze uzyskałem z następujących instytucji: Geoprojekt — Kraków, Geoprojekt — Rzeszów, Przedsiębiorstwo Geologiczne Gospodarki Komunalnej Południe we Wrocławiu, —

Oddział w Dębicy, Przedsiębiorstwo Geologiczne Budownictwa Przemysłowego w Krakowie, Przedsiębiorstwo Geologiczne Surowców Skalnych w Krakowie i Zakłady Gumowe w Dębicy. Mgr M. Wąs udostępnił mi również wyniki swoich analiz szczątków roślinnych. Czystorysy rysunków i mapek wykonali przeważnie mgr M. Widłok i M. Niemirowski. Wszystkim wymienionym Osobom i Instytucjom, Rodzicom moim, Żonie i Siostrze oraz wszystkim innym Osobom, które mi pomagały, serdecznie dziękuję. Dziękuję również za cenne uwagi w trakcie przygotowywania pracy do druku prof. dr R. Galonowi i prof. dr A. Malickiemu oraz dr J. Włodk-Sanojcowej.

### ZESTAWIENIE ZEBRANYCH MATERIAŁÓW

#### 1. Zdjęcie geomorfologiczne obszarów reprezentacyjnych w skali 1 : 10 000.

a) I Wieliczka (Pogórze Wielickie — próg Pogórza; wys. 255—436 m n.p.m.). Zdjęcie obszaru 4,5 km<sup>2</sup> pow. wykonane w latach 1956—1957. Ponadto obserwacje procesów w zimie i wiosną w latach 1955—1957.

b) IV Grabownica (Pogórze Dynowskie — okolice Brzozowa; wys. 298—500 m n.p.m.). Zdjęcie obszaru 6,5 km<sup>2</sup> pow. wykonane we wrześniu 1956 r.

c) VIII Rabka—Skalisne (północne przedpole Gorców — rzeźba pogórska; wys. 435—665 m n.p.m.). Zdjęcie obszaru 3,5 km<sup>2</sup> pow. wykonałem w czerwcu i wrześniu 1956 r. Obserwacje procesów denudacyjnych w marcu 1957 r.

d) IX Rzyki — Leskowiec (Beskid Mały; wys. 440—922 m n.p.m.). Obszar 7,2 km<sup>2</sup> pow. skartowałem w sierpniu 1957 r.

e) X Luboń Wielki (Beskid Wyspowy — stok Lubonia Wielkiego; wys. 435—1025 m n.p.m.). Zdjęcie obszaru 2,5 km<sup>2</sup> pow. wykonałem w czerwcu 1956 r. Obserwacje procesów w kwietniu 1956 i marcu 1957 r.

f) XI Gruszowiec (Beskid Wyspowy; wys. 530—1060 m n.p.m.). Zdjęcie obszaru 6,5 km<sup>2</sup> pow. wykonałem w lipcu 1957 r. Obserwacje procesów denudacyjnych prowadziłem w kwietniu 1956 r. oraz w marcu i lipcu 1957 r.

g) XII Bukowiec — Korbania (półn.-zach. część Bieszczadów; wys. 420—894 m n.p.m.). Zdjęcie obszaru 8 km<sup>2</sup> pow. wykonałem w sierpniu 1956 r.

#### 2. Zdjęcie geomorfologiczne w skali 1 : 25 000

a) II Tarnów — Łęki (Pogórze Ciężkowickie i Przedgórze; wys. 220—402 m n.p.m.). Zdjęcie obszaru około 80 km<sup>2</sup> pow. wykonałem w 1953 r.

b) III Dębica — Trzeciana (Pogórze Ciężkowickie; wys. 200—440 m n.p.m.). Wykonałem zdjęcie w latach 1951—1953 (wyniki opublikowane — [128]).

c) Dorzecze górnego Sanu zbudowane z warstw krośnieńskich. Zdjęcie wykonałem w sierpniu 1954 r. (kilka fragmentów):

c<sub>1</sub>) VI Hoczew (Pogórze Bukowskie — dorzecze Hoczewki; 330—566 m n.p.m.). Pow. 9 km<sup>2</sup>.

c<sub>2</sub>) XII Bereska (Pogórze Bukowskie — dorzecze Bereźnicy; 410—618 m n.p.m.). Pow. 7 km<sup>2</sup>.

c<sub>3</sub>) XIII Polana — Otryt (Bieszczady płn.; 425—840 m n.p.m.). Pow. 7 km<sup>2</sup>.

c<sub>4</sub>) XIV Czarna — Żołobek (Bieszczady płn.; 560—930 m n.p.m.). Pow. 7 km<sup>2</sup>.

### 3. Badania wybranych form i obserwacje współczesnych procesów:

- a) XV Babia Góra (strefa górnego regła i ponad górną granicą lasu; wys. 1200—1725 m n.p.m.). Obserwacje zebrałem we wrześniu 1957 r.
- b) Sieniawa k. Rabki — obserwacje skutków ulewy w czerwcu 1956 r.
- c) V Postołów (Pogórze Bukowskie — dolina Sanu) — obserwacje skutków ulewy z 1953 r. Zdjęcie wykonane w sierpniu 1956 r.
- d) Zespołowe obserwacje młodych form i procesów w okresie roztopów w 1956 r. na obszarze Pogórza, Beskidów i Podhala (ryc. 1).

4. Zdjęcie geomorfologiczne w skali 1 : 25 000 (opracowania zespołowe nie publikowane, wykorzystane porównawczo):

- a) Mapa geomorfologiczna części dorzecza górnego Sanu wykonana w 1954 r. przez zespół pod kierunkiem prof. dr M. K l i m a s z e w s k i e g o.
- b) Mapa geomorfologiczna — arkusz Wołkowyja (dorzecze górnego Sanu) zreambulowana przez zespół w 1955 r.

### 5. Materiały zebrane w dnach dolin karpackich:

- a) Zdjęcie geomorfologiczne teras dennych i profili odkrywek w dolinie Wisłoki koło Dębicy (1951—1957 r.) i Wisłoka koło Rzeszowa (1956—1957 r.).
- b) Profile teras dennych w dolinie Sanu koło Przemyśla (1957).
- c) Profile wierceń i studni z dolin: Wisły, Raby, Dunajca, Wisłoki, Wisłoka, Sanu i innych (ryc. 1).



## CHARAKTERYSTYKA FIZJOGRAFICZNA KARPAT

### KRYTERIA WYBORU OBSZARÓW REPREZENTACYJNYCH

Przy wyborze obszarów reprezentacyjnych należało wziąć pod uwagę cechujące Karpaty fliszowe zróżnicowanie warunków fizjograficznych, a mianowicie rzeźby, budowy geologicznej, klimatu, stosunków wodnych, gleby, szaty roślinnej i użytkowania ziemi. W Karpatach wybrałem piętnaście obszarów reprezentacyjnych, z których niemal każdy charakteryzuje się odrębnym zespołem cech. Syntetyczną charakterystykę tych obszarów podaje tabela 1.

R z e ź b a. Opracowaniem morfogenezy holocenijskiej objęto leżącą w granicach Polski zewnętrzną część łuku Karpat, zbudowaną z fliszu (ryc. 1). Karpaty mają rzeźbę fluwialną, o rysach trzeciorzędowych z wyraźnie zachowanymi resztkami późno dojrzałej powierzchni pontyjskiej na Pogórze [51, 54]. W środkowym i górnym pliocenie nastąpiło rozcięcie i pogłębienie dolin, które w części wschodniej trwało jeszcze przez prawie cały plejstocen. Stoki gór i zbocza dolin wyścielone są przeważnie pokrywami utworzonymi w warunkach klimatu peryglacialnego [83, 54, 59]. Cały obszar nachylony ku północy obejmuje w zasadzie dwie jednostki morfologiczne [53]: Pogórze Karpackie i Beskidy, rozczłonkowane siecią dolin, z których główne mają przeważnie swe początki w Beskidach. Tereny reprezentacyjne obejmują obszary wzniesione od 200 do 1725 m n. p. m. Pogórze Karpackie stanowiące pas o szerokości 10—40 km wznosi się nad kotlinami podkarpackimi progiem o wysokości niekiedy do 200 m. Na południe od Pogorza ciągną się Beskidy złożone z szeregu grup górskich, sięgających przeciętnie 900—1200 m n. p. m. (Babia Góra 1725 m n. p. m.). Poszczególne grupy górskie wyrastają ponad obniżeniami o rzeźbie pogórskiej, a ich kulminacje osiągają wysokość 600—800 m.

W Karpatach fliszowych można wyróżnić dwa zasadnicze typy orograficzne: pogórski i górski. Pogórski, zajmujący około 2/3 powierzchni gór, charakteryzuje się deniwelacjami rzędu 100—250 m i zwykle małymi nachyleniami stoków (10—20°) wypukłych lub wypukło-wklęsłych. Obejmuje obszary reprezentacyjne I—VIII oraz niższe części obszarów X, XII, XIII i XIV. Typ górski występuje natomiast niemal wyłącznie w Beskidach, ma deniwelację rzędu 300—700 m, a stoki o nachyleniu do 25—40°. Typ

górski reprezentują obszary IX—XV. Stoki gór mają kształt różnorodny, najczęstsze są wypukłe (IX, XII), wypukło-wklęsłe (X, XIII) i krawędziowe (XI, XV).

Dna dużych dolin i kotlin śródgórskich mają odmienną rzeźbę (części obszarów II, III, VI, XIV). Tu, w odróżnieniu od wyżej omawianych form wypukłych, odbywa się częściowe gromadzenie materiału zdartego z otaczających wzniesień.

**B u d o w a g e o l o g i c z n a.** Obszar Karpat zewnętrznych zbudowany jest niemal wyłącznie z osadów fliszowych wieku kredowo-paleogeńskiego — różnorodnych piaskowców, łupków, margli i innych skał [25, 151]. Odrębne wykształcenie litologiczno-facjalne części zachodniej i wschodniej spowodowało odmienność stylu tektonicznego obu tych regionów. Na zachodzie sztywne bloki piaskowcowe nasunięte są płasko na siebie, na wschodzie przeważają stromo ustawione fałdy, łuski i skiby, zbudowane z cienkoławicowych mieszanych serii. Tereny reprezentacyjne zostały wybrane zarówno w obrębie dość jednolitych litologicznie kompleksów piaskowcowych (obszar IX, XI, XII, XV) lub łupkowych (części obszarów II, III), jak też w obrębie złożonych, mieszanych zespołów skalnych (obszar II, III, IV, VI, VII, VIII, X, XIV) (tab. 1).

Struktura geologiczna Karpat wpływa na typ, cechy morfologiczne i rozmieszczenie form dużych (wypreparowane masywy i grzędy górskie w piaskowcach [25]) oraz na miąższość i typ czwartorzędowych utworów pokrywowych. Utwory te obejmują pokrywy zwietrzelinowe, usypiskowe, soliflukcyjne, złaziskowe, osuwiskowe, deluwalne, rzeczne i eoliczne [82, 83, 54] i mają różny skład mechaniczny. Powstały one w przeważającej części w warunkach klimatu peryglacjalnego. Od ich rozmieszczenia i odporności zależą rozmiary holocenijskiej erozji i denundacji na stokach. Nie bez wpływu jest też fakt, że miąższość pokryw rośnie zwykle od 0—2 m w górnych częściach stoków do 5—20 m w dolnych i u podnóża.

**K l i m a t.** Okres umiarkowanej morfogenezy rozpoczął się w różnych piętrach wysokościowych Karpat w różnym czasie i ulegał wahaniom; był cieplejszy lub chłodniejszy, suchszy lub wilgotniejszy [20, 61, 143]. Dowodem tego są liczne znaleziska subfosylnych flor późnoglacialnych i holocenijskich [142, 143, 146, 96]. Według S z a f e r a [142] u schyłku starszego dryasu, tj. około 17 000 lat temu, górna granica lasu leżała na wysokości 250 m n.p.m. W optimum klimatycznym Allerödu (około 11 000 lat temu) podniosła się do około 1050 m n. p. m., w młodszym dryasie opadła do 400—500 m n. p. m. [146], a w postglacialnym optimum klimatycznym znów podniosła się do około 1600 m n. p. m. Dziś na stokach Babiej Góry (obszar XV) las sięga do 1400 m n. p. m. Tereny reprezentacyjne leżą więc w strefach:

- a) stałego panowania lasu od początku Allerödu,

## Środowisko geograficzne

Obszar	Rzeźba						Kompleksy skalne		
	pogórza o przewadze stoków wypukłych	pogórza o przewadze stoków wklęsłych	zwarte grupy górskie o przewadze stoków wypukłych	góry pasmowe lub wyspowe o przewadze stoków wypukło-wklęsłych	krawędzie denudacyjne	piaskowcowe	łupkowe	mieszane	
I Wieliczka		×					(×)	×	
II Tarnów — Łęki	(×)	×			(×)	(×)	(×)	(×)	
III Dębica — Trzciana	×	×			(×)	(×)	(×)	×	
IV Grabownica	×	(×)				(×)	(×)	×	
V Postolów	×							×	
VI Hoczew	×	(×)						×	
VII Bereska	×				(×)			×	
VIII Rabka — Skalisne		×				(×)	(×)	(×)	
IX Rzyki — Leskowiec			×			×			
X Luboń Wielki			×			(×)	(×)	(×)	
XI Gruszowiec				×	(×)	×	(×)		
XII Bukowiec — Korbania		(×)		×		×		(×)	
XIII Polana — Otryt	(×)			×		(×)		×	
XIV Czarna — Żołobek		×		×				×	
XV Babia Góra			×		(×)	×			

U w a g a: Krzyżykami oznaczono obszary, dla których całości lub większości czono obszary, dla których tylko części charakterystyczna jest

## Średnie temperatury wieloletnie miesięcy

Stacja	Wysokość n. p. m. w m	I	II	III	IV	V	VI
Wieliczka (1881–1930)	254	—2,5	—1,4	2,9	8,0	13,6	16,4
Zawoja (1881–1930)	540	—3,9	—2,6	1,2	6,1	12,5	16,3
Bukowina (1881–1930)	950	—4,9	—4,1	—0,3	4,7	10,7	13,0
Babia Góra wg W. Milaty	1616	—8,2	—8,2	—6,4	—1,5	—	—

Tabela 1

terenów reprezentacyjnych

Regiony klimatyczne		Przeważający kierunek obiegu wody			Utory pokrywowe i gleby				Piętra roślinne			
podgórski	górski	przewaga spływu powierzchniowego	przewaga płytkiej infiltracji (i spływu w pokrywach)	przewaga głębokiej infiltracji	szkieletowe (kamieniste)	ilaste	pylaste	mieszane (pylasto-piaszczyste i inne)	piętro lasów Pogórza	regiel dolny	regiel górny	ponad górna granica lasu
×			×	(×)			×	(×)	×			
×			×	(×)		(×)	×	(×)	×			
×			(×)	×	(×)	(×)	(×)	(×)	×			
×			×					×	×			
×			×		(×)			(×)	×			
×			(×)	(×)	(×)	(×)		×	×			
(×)	(×)	(×)	(×)	(×)	×	(×)		×		×		
(×)	(×)	(×)	(×)	(×)	×	(×)		(×)	(×)	×		
×	(×)	(×)	(×)		×	(×)		(×)	×	×		
×	(×)		×		(×)			(×)	(×)	×		
×	(×)	(×)	(×)		(×)			(×)	(×)	×		
×	(×)	(×)	(×)		(×)		(×)	×	(×)	×		
×	×	×	(×)	(×)	×		(×)	×		×		×

obszaru charakterystyczna jest dana cecha. Krzyżykami w nawiasach oznaczona cecha.

Tabela 2

według Wiszniewskiego [168]

VII	VIII	IX	X	XI	XII	Średnia roczna	Amplituda roczna
18,4	17,4	13,7	8,6	3,0	—0,8	8,2	20,9
18,0	17,2	12,7	7,5	2,2	—1,0	7,2	21,9
14,6	14,2	11,0	6,3	0,3	—3,0	5,2	19,5
—	—	—	4,0	—4,4	—6,0	0,9	—

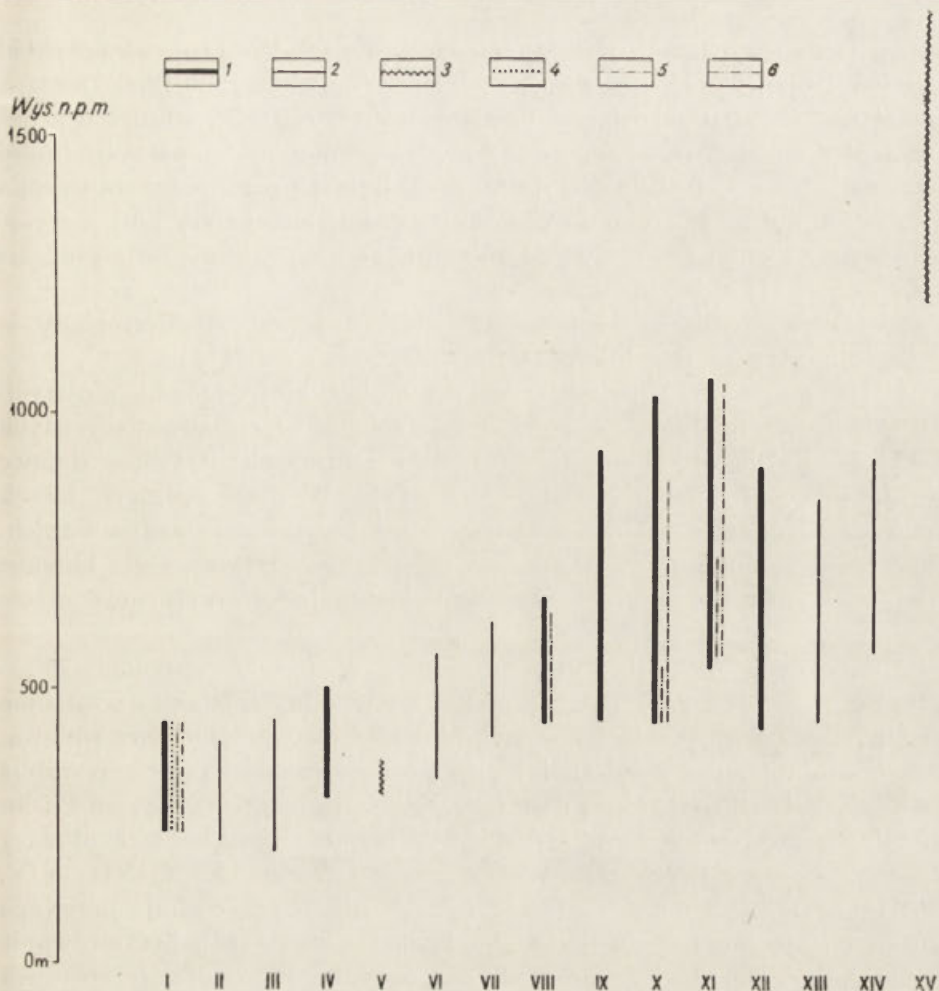
## Dni z przymrozkami i częstotliwość zamarzania gruntu w latach 1954—1957 (według danych PIHM)

Stacja	Wysokość w m n. p. m.	Okres zimowy	Liczba dni z mrozem	Liczba dni z przymrozkami	Liczba dni z tem- peraturą mini- mum niżej 0°C	Częstotliwość za- marzania gruntu
Wieliczka	249	1954/55	32	116	84	17
		1955/56	43	113	70	30
		1956/57	22	101	79	19
		średnia				22
Rabka	510	1954/55	42	145	103	14
		1955/56	60	133	81	15
		1956/57	35	129	94	21
		średnia				16—17
Luboń Wielki	1025	1954/55	89	161	72	7
		1955/56	103	161	58	7
		1956/57	—	—	—	—
		średnia				7

## Amplitudy miesięcznych sum opadów

Tabela 4

Stacja	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Suma roczna
Dobra — maksymalny opad mie- sięczny	130	155	135	200	182	246	320	209	191	142	114	111	1300
(1891—1930) minim. opad miesięczny	18	10	0	23	35	22	12	32	15	2	6	8	709
Amplituda	112	145	135	177	147	224	308	177	176	140	108	103	591
Rabka — maksymalny opad mie- sięczny	75,7	45,4	74,9	104,7	192,8	143,8	159,0	167,0	131,7	118,4	134,2	122,3	
(1951—1957) minimalny opad miesięczny	19,8	7,8	30,9	30,5	56,3	87,6	51,6	68,5	41,9	1,2	37,8	19,4	
Amplituda	55,9	37,6	44,0	74,2	136,5	56,2	107,4	98,5	89,8	117,2	96,4	102,9	



Ryc. 2. Zestawienie terenów reprezentacyjnych wg wysokości n. p. m.

1 — tereny skartowane w skali 1 : 10 000; 2 — tereny skartowane w skali 1 : 25 000; 3 — szczegółowe obserwacje wybranych form; 4 — obserwacje procesów w okresie roztopów w 1955 r.; 5 — obserwacje procesów w okresie roztopów w 1956 r.; 6 — obserwacje procesów w okresie roztopów w 1957 r.

- b) dwukrotnego wkraczania lasu w Allerödzie i w holocenie,
- c) wkraczania lasu na początku holocenu,
- d) objętej lasem tylko w postglacjalnym optimum klimatycznym (ryc. 2).

Karpaty fliszowe leżą w strefie klimatu umiarkowanego przejściowego (tab. 2) [67, 112, 114], dla którego charakterystyczna jest niestalość termiczna okresów zimowych (tab. 3) i wysokie wahania opadów w miesiącach letnich (tab. 4). Opady dobowe przekraczają niekiedy w lecie 100 mm wysokości [10, 89]. Obok zmian wieloletnich przebieg pogody

w poszczególnych latach jest także różny [89, 66, 97, 113], na przykład występują obok siebie zimy mroźne i śnieżne (np. zima 1955/1956), mroźne bezśnieżne (1952/1953) i łagodne odwilżowe (1956/1957). Klimat Karpat wykazuje zróżnicowanie przestrzenne, np. średnia temperatura roku waha się od  $+8,4^{\circ}$  (Pilzno) do  $+0,9^{\circ}$  (stok Babiej Góry), pokrywa śnieżna trwa od 60 dni na Pogórze do 200 dni na stoku Babiej Góry [90], a wysokość opadów waha się od 700 do 1500 mm rocznie zależnie od wysokości i ekspozycji [112, 169].

W Karpatach fliszowych można wyróżnić dwa podstawowe regiony — piętra klimatyczne (zgodnie z podziałem R o m e r a [114]):

1. Region pogórski obejmujący pogórze i kotliny śródgórskie o ostrych lub odwilżowych zimach a gorących latach, opadach atmosferycznych o wysokości 700—1000 mm (przeważnie deszczowych). Odwilże zimowe sięgają przeciętnie 500—700 m n. p. m. [11]. W poszczególnych latach zaznacza się duża zmienność w termice zimy i wysokości opadów letnich. Zima trwa 3—6 miesięcy. Region ten ma więc cechy typowe dla klimatu całej Polski; leżą w nim obszary reprezentacyjne I—VIII oraz niższe partie obszarów IX—XIV.

2. Region górski, obejmujący obszary o wysokości ponad 700—800 m n. p. m., jest bardziej „oceaniczny“, o chłodnych latach a względnie łagodnych zimach, wysokich opadach atmosferycznych; jego pora zimowa, czas trwania pokrywy śnieżnej i przymrozków wynosi prawie podobną ilość dni, co bezśnieżny okres letni [89, 91]. Na Babiej Górze czy na Pilsku klimat ma już cechy wysokogórskie. W regionie górskim leżą obszary reprezentacyjne XI, XV oraz wyższe partie terenów IX, X, XII, XIV.

S t o s u n k i w o d n e. Obszar Karpat fliszowych cechuje przewaga krótko trwającego spływu nad retencją podziemną [117]. Zróżnicowanie fizjograficzne Karpat i zmienne stany pogodowe powodują, że stosunek infiltracji i spływu podziemnego do powierzchniowego kształtuje się rozmaicie. W strefach zbudowanych z iłolupków (części obszarów II, III, VIII, XI) lub też na stromych stokach okrytych cienkimi pokrywami (części obszarów reprezentacyjnych IX, XII) woda spływa powierzchniowo. Natomiast na obszarach zbudowanych z gruboławicowych poszczelinionych piaskowców (części obszarów X, XI, XV) lub na stokach okrytych przepuszczalnymi, zwykle piaszczystymi pokrywami (obszary IV—VIII, X, XII—XV) odbywa się infiltracja wody w głąb. Ponieważ lita skała z reguły wolniej chłonie wodę niż pokrywy, w Karpatach pospolity jest spływ podziemny w utworach pokrywowych i on powinien decydować o powstawaniu nowych dolin i trwaniu ruchów mas. Większe ilości wody gromadzą się w grubych seriach poszczelinionych piaskowców (obszary VIII, X, XI, XIV, XV) i w grubych przepuszczalnych pokrywach podścielonych iłolupkami u podnóży stoków beskidzkich i w dnach dolin.

Niektóre pomiary przepływu rzek karpackich [172]

Rzeka — wodowskaz	Różnica stanów wody w em	Pomierzony przepływ		Stosunek maksimum do minimum	Prędkość w m/sek	
		minimalny	maksymalny		minimalna	maksymalna
Sola — Tresna	219	4,7	543,8	115,7	0,67	3,80
Potok Rycerski	25	0,37	2,26	6	0,53	2,10
Skawa — Zator	285	2,02	345,6 (860)	171	0,56	3,16
Raba — Proszówki	228	3,04	151,0 (1630)	50 (543)	0,28	1,76
Dunajec — Nowy Sącz	256	12,12	1077,5 (+ 3630) *	89	0,65	4,19
Wisłoka — Labuzie	312	13,4	478,0 (3180) **	35,7	0,93	2,98
Ośława — Zagórz	147	11,4	817,0	71,7	1,88	10,32
San — Przemyśl	507	6,76	1104 (1766)	163	0,78	4,12

U w a g a: W nawiasach podano przepływy obliczone dla powodzi w 1934 r.

x Wodowskaz Tropic.

xx Wodowskaz Korzeniów.



Zależnie od budowy i kształtu stoku przeważająca część wody spływa powierzchniowo lub podziemnie na całym stoku albo odmiennie odcinkami, np. podziemnie w części górnej, a powierzchniowo w dolnej (obszar XI), lub powierzchniowo w górnej, a podziemnie w dolnej (obszar XII).

W związku ze zmiennymi stanami pogody spływ wody w Karpatach wykazuje znaczne wahania zarówno roczne jak i wieloletnie (tab. 5). Na przykład Raba, u wylotu z Karpat, przy niskim stanie miała przepływ 3,04 m<sup>3</sup>/sek, a w czasie powodzi w lipcu 1934 r. około 1630 m<sup>3</sup>/sek. Wahania stanów wody rzek beskidzkich są rzędu 2—3 m (szerokie koryta, duża prędkość wody), natomiast na obszarze Pogórza sięgają 6—8 m (tab. 6). Wyraźnie zaznacza się zróżnicowanie obiegu wody w ciągu roku.

Tabela 6

## Wahania stanów wody rzek karpackich (według danych PIHM)

Rzeka — wodowskaz	Absolutne minimum	Absolutne maksimum	Amplituda
Wisła — Skoczów	1	330 (VI. 1902, VIII. 1924)	329
Soła — Porąbka	26	431 (IX. 1931)	405
Soła — Oświęcim	102	720 (VII. 1903)	618
Koszarawa — Swinna	99	372 (VII. 1913)	273
Skawinka — Skawina	123	658 (VII. 1934)	535
Raba — Proszówki	55	958 (VII. 1934)	903
Dunajec — Gołkowice	58	658 (VII. 1934)	600
Dunajec — Zgłobice	120	815 (VII. 1934)	695
Kamienica — Nowojowska	170	370 (VII. 1913)	200
Wisłoka — Łabuzie	71	870 (VII. 1934)	799
Wisłok — Krosno	82	640 (VII. 1893)	558
Wisłok — Rzeszów	60	760 (VII. 1934)	700
Mleczka — Gorliczyna	0	720 (VIII. 1927)	720
San — Postolów	154	753 (VII. 1867)	599
San — Przemyśl	250	1095 (VII. 1867)	845

Zima jest okresem retencji powierzchniowej (zimy śnieżne) lub podziemnej (zimy odwilżowe). W czasie roztopów i na wiosnę znaczny jest spływ powierzchniowy i retencja podziemna. Lato jest okresem znacznego parowania, transpiracji i spływu powierzchniowego (opady burzowe); w czasie długotrwałych ulew następuje wzmożona retencja podziemna i katastrofalne powodzie. Jesień zaznacza się zwykle zubożeniem zasobów wód gruntowych i dopiero późną jesienią wzrasta wsiąkanie i retencja.

Gleby. Na obszarze Karpat fliszowych wyróżniane są gleby o różnym składzie mechanicznym [12, 94, 135], wykształcone zwykle na pery-

glacialnych utworach pokrywowych. Gleby skaliste, pozbawione części ziemistych, występują tylko na niewielkich powierzchniach o dużym nachyleniu (np. na stokach Babiej Góry). Gleby szkieletowe, kamieniste pokrywają wszystkie grzbiety górskie Beskidów o stromych stokach. Wykształciły się one z reguły na rumowiskach skalnych (obszary reprezentacyjne VIII—XV). Podstawową grupę gleb stanowią w Karpatach, związane z pokrywami zboczowymi, gleby pyłowe, gliniaste i ilaste, często bezwapienne, występujące w obniżeniach śródgórskich (X, XII, XIII, XIV) i na Pogórzu (I—VIII) z zasady na skałach łatwo wietrzejących (warstwy krośnieńskie). Rędziny wykształcone są na łupkach marglistych, a także na piaskowcach wapnistych. Gleby lessowe grupują się w brzeżnej części Pogórza (obszary I—III). Mady o różnorodnym składzie mechanicznym obejmują aluwialne dna kotlin i dolin.

Różnorodny skład mechaniczny gleb karpaccich (obok szkieletu części koloidalne) jest przyczyną znacznej wodochłonności i przepuszczalności gleb [19]. W rezultacie na glebach górskich szybkość wsiąkania sięga nawet 20 mm/min [108], a na lessach (stosunek frakcji pylastej do koloidalnej 5,0) wynosi tylko około 0,6 mm/min.

W Karpatach stwierdzono dwa zasadnicze typy procesów glebotwórczych, prowadzące do powstania: a) gleb brunatnych i b) bielińskich [73, 74, 94, 134]. Pierwszy przeważa na stokach stromszych i w lasach liściastych, drugi na łagodniejszych i w lasach świerkowych. U podnóży stoków tworzą się gleby agradowane [174]. Wylesienie przyspiesza przemieszczanie gleb na stokach.

**Sz a t a r o ś l i n n a i u z y t k o w a n i e z i e m i.** W Karpatach zaznacza się pięć naturalnych pięter roślinnych [65, 93, 99, 141]:

1) piętro leśne Pogórza (zespół *Quercelo-Carpinelum*) obejmuje całe Pogórze Karpaccie do wysokości 550—650 m n.p.m., kotliny i niższe obniżenia śródgórskie (tereny reprezentacyjne I—VIII);

2) piętro regla dolnego obejmuje wszystkie grzbiety niższe i stoki do wysokości 1100—1165 m n.p.m. (górne partie obszarów IX—XIV); panującym zespołem są tu lasy jodłowo-bukowe (*Fagetum carpaticum*);

3) piętro regla górnego to lasy świerkowe zespołu *Piceetum latricum subnormale*, który sięga do wysokości 1350—1400 m n.p.m. (Babia Góra);

4) ponad górną granicą lasu ciągnie się, tylko na Babiej Górze i na Pilsku, piętro kosodrzewiny;

5) piętro skalne znajduje się powyżej 1650 m n.p.m. [165].

Człowiek, wkroczywszy wyraźnie na obszar Karpat już w epoce brązu [179, 180] przekształcił ich szatę roślinną [65]. Ze względu na wzajemny stosunek różnych użytków (lasy, grunty orne, łąki i pastwiska) można wydzielić w Karpatach kilka regionów:

- 1) Pogórze Karpackie i części pasm górskich (do około 800 m) — charakteryzujące się ubóstwem szaty leśnej ograniczonej zwykle do stromych zboczy dolin (obszary I—V, częściowo VI—VIII, X, XI, XIV);
- 2) góry o zwartych lasach, słabo lub silnie przekształconych przez człowieka (obszar IX, częściowo X, XI, XII, XV);
- 3) góry i pogórza południowo-wschodniej części polskich Karpat w ostatnich latach objęte wtórnie częściowo przez las a częściowo przez łąki górskie (części obszarów VII, XII, XIII, XIV).

## ZDJĘCIE GEOMORFOLOGICZNE OBSZARÓW REPREZENTACYJNYCH

Obserwacje na poszczególnych obszarach reprezentacyjnych zostały zebrane z różnym stopniem dokładności, w zależności od warunków w jakich badania były prowadzone. Oprócz zasadniczego zdjęcia geomorfologicznego wykonanego w skali 1 : 10 000 lub 1 : 25 000, zebrano szereg dodatkowych materiałów wykorzystanych przy opracowaniu niżej przedstawionej charakterystyki obszarów reprezentacyjnych.

### OBSZAR I: WIELICZKA \*

#### Charakterystyka ogólna

Obszar Wieliczka obejmuje fragment progu Pogórza. Do stoku progu o nachyleniu 10—15° przylega Przedgórze wzniesione 290—300 m n.p.m., rozczłonkowane dolinami głębokimi 30—50 m. Duże, nieckowate zamknięcia tych dolin rozczłonkują stok progu. Pogórze i przyległa część Przedgórze zbudowana jest z osadów fliszowych jednostki śląskiej (kompleksy serii wierzowsko-łgockiej, łupki cieszyńskie i inne). Wierzchowinę i górną część stoku progu Pogórza tworzą serie o przewodze piaskowców. Na Przedgórzu natomiast przeważają łupki (ryc. 3). Stronnsze stoki i wylesione wzniesienia zalegają pokrywy około 1 m miąższości; w obniżeniach, u podnóży stoków osiągają one 5 i więcej metrów.

Teren omawiany jest niemal zupełnie wylesiony. Jedyne, przetrzebione las liściaste znajduje się na południe od Przebieczan. Łąki i pastwiska zajmują większe powierzchnie w dnach dolin i na obszarach osuwiskowych. Około 80% powierzchni zajmują grunty orne. Gęsta sieć dróg ułatwia spływ liniowy. Klimat progu ma charakter przejściowy od obniżeń podkarpackich do Pogórza (podobnie obszar II i III). Na stoku progu i zboczach dolin eksponowanych na północ śnieg dłużej leży i wolniej topnieje.

Na małą zasobność zbiorników wód gruntowych wskazują mało wydajne źródła typu wycieków i młak. Z okresowymi zbiornikami w po-

\* Tereny omawiam kolejno według krain geograficznych: Pogórze, Beskidy.

krywach wiążą się tereny okresowo podmokłe. Sieć cieków stałych ogranicza się do większych dolin. Obserwacje w różnych porach roku pozwalają stwierdzić, że w okresie letnich ulew i nagłych roztopów przeważa nagły spływ powierzchniowy, jesienią zaś, zimą i wiosną spływ podziemny po warstwie nieprzepuszczalnej (iłowupki, głęboko przemarznięty grunt lub spągowa powierzchnia warstwy ornej).

Próg Pogórza i duże doliny obszaru mają założenia plioceńskie. Na znaczne przeobrażenia w plejstocenie wskazywałyby między innymi zupełny brak osadów (wyprątniętych [128]) z okresu zlodowacenia krakowskiego i obecność pokryw soliflukcyjnych. Szerokie dolinki nieckowate i spłaszczenia akumulacji soliflukcyjnej, które można powiązać z ostatnim glaciałem, są na tym obszarze nieliczne, ponieważ pokrywy plejstoceńskie ulegały często w holocenie przemieszczaniu albo przykryte są młodymi deluwiami. W drugiej dolinie od wschodu nad załomem erozyjnym w wysokości 4—8 m n.p.m. koryta ciągną się spłaszczenia „starych den“ o szerokości 50—100 m i nachyleniu 2—3° ku osi doliny, przechodzące łagodnie w stoki. Zbudowane są one w spągu ze żwirów, na których spoczywa pokrywa gruzowo-gliniasta, przechodząca w stropie w młode deluwia lessowe. Podobne spłaszczenia zbudowane z pokryw ilasto-gruzowych w spągu, a pylastych w stropie, stwierdziłem w dwóch innych dolinach.

### F o r m y   h o l o c e Ń s k i e

W pokrywach soliflukcyjnych są wycięte koryta potoków większych i różnego typu małe doliny, często o założeniach plejstoceńskich. Wieku holocenceńskiego są również duże osuwiska i małe zsuwy ziemne. U podnóża stoków rozpościerają się równiny akumulacji deluwialnej (ryc. 4).

F o r m y   e r o z y j n e. Spośród form erozyjnych najważniejsze są wciosowe lub płaskodenne rynny, rozcinające nieckowate dna głównych dolin. Dolina potoku Przebieczańskiego została objęta odmłodzeniem w części dolnej. Rozległa forma nieckowata nadsypywana deluwiami rozcięta jest do głębokości 5 m. Początkowy odcinek wciosu cofa się erozyjnym progiem 3 m wysokim. Zbocza zadarnione lub porośnięte krzakami obrywają się na podcięciach o wysokości do 7 m. Dolny, południkowy odcinek jest asymetryczny. Na prawym podcinanym zboczu, o wysokości 10—15 m, widoczne są stare lub zupełnie świeże osuwiska i zerwy. Dno dolinki na pewnych odcinkach jest wąskie, erozyjne, o nierównym spadku, na innych płaskie, akumulacyjne o szerokości 5—10 m. Miejscami nad pogłębianym korytem wznoszą się fragmenty teras typu regresyjnego o wysokości zmiennej 0,5—2 m. Na wiosnę 1956 r. stwierdziłem w tej dolinie świeży zsuw zboczowy, który spowodował zabaryka-

dowanie doliny i powstanie jeziorka długiego do 45 m, o głębokości 1,8 m (fot. 2). W październiku 1957 r. po zupełnym spłynięciu jeziorka powstała tu równina akumulacyjna, zbudowana z mułków pylasto-piaszczystych o maksymalnej miąższości 90—100 cm, nadal nadsypywana. Powstał nowy odcinek akumulacyjnego dna, dzielący dwa odcinki o profilu wciosu. Przykład ten wskazuje, że powstanie we wciosach odcinków „zapłyniętych“ jest możliwe w warunkach małego spadku, dużej dostawy materiału z wylesionej zlewni i wiąże się z występowaniem osuwiskowych zboczy.

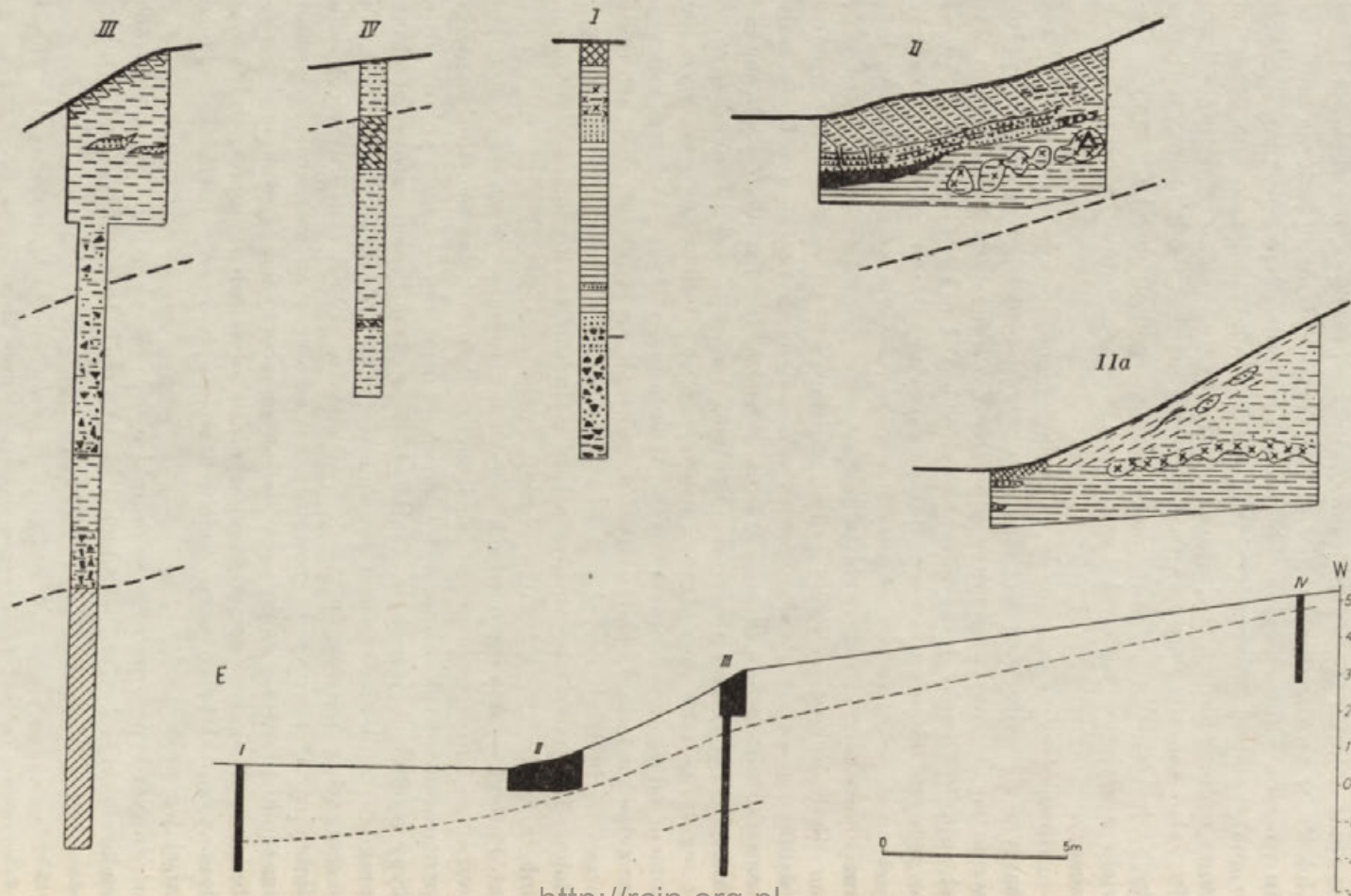
Również w dolinie następnej (na zachód) odmłodzenie holoceniskie zaczyna się wciosami i nieckami na obszarze osuwiskowym, a niżej potok wcina się 3—8 m w peryglacialne dno. W dnie szerokim 2—20 m występują fragmenty teras akumulacyjnych — 1 m i 2—3 m wysokich oraz w jednym miejscu fragment terasy erozyjnej 4,5 m wysokiej. Wycięty jest on w pokrywach zboczowych i można by wiązać go z wczesną fazą rozcinania pokrywy peryglacialnej.

Młode wcioty na stoku progu, prowadzące wodę stale lub okresowo (debrze), nacinają języki osuwisk. W odcinkach przełomów przez wały osuwiskowe osiagają głębokość 5 m. Wąskim dnem o nierównym spadku transportowany jest materiał o średnicy nawet ponad 10 cm. Zbocza są z reguły zadrzewione, strome, osuwające się i oddzielone wyraźnym załomem od stoków osuwiskowych. Wciotami są też płytkie cofające się, erozyjne nacięcia o spadku 10—20° powstałe na stromych zboczach dolin części wschodniej. Formę wciotu mają również odcinki parowów lub wadółów, tam gdzie zbocza nie zostały wylesione (wciot formą pierwotną), lub tam, gdzie na zboczu występują ruchy masowe.

Parowy — dolinki o dnach płaskich, akumulacyjnych są formą powszechną zarówno na progu jak i na Przedgórzu \*. Na podstawie analizy przeprowadzonych wkopów i wierceń można wśród nich wyróżnić dwa typy o odmiennej genezie. Najbardziej prostym typem parowu na stoku progu są dolinki okresowo prowadzące wodę, o spadku do kilku stopni i zboczach o nachyleniu 20—35°, wycięte w pokrywach gruzowych soliflukcyjnych. Parowy te powstały z przeobrażenia wciotów. Zasypanie nastąpiło przez zsuwanie się wylesionych zboczy i wyrównanie dna materiałem niesionym osiag dolinki w czasie ulew lub roztopów. Jeżeli wylesiony został tylko górny odcinek wciotu, wówczas parów przechodzi niżej we wciot [33].

Innym typem parowu są dolinki o dnie szerokim 10—20 m, zboczach zadarnionych, 1—3 m wysokich i nachylonych 15—30°. Są one charakte-

\* Szczegółowy opis i klasyfikację parowów na Pogórze Karpackim podam w artykule „Dolinki płaskodenne Pogórze Karpackiego“.



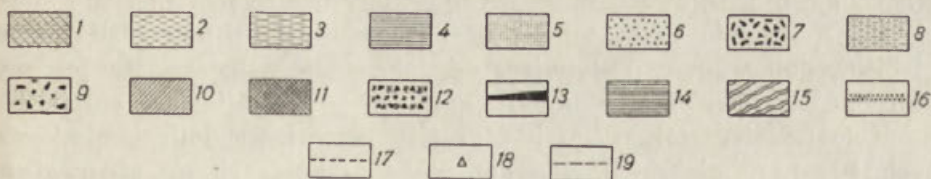
rystyczne dla obszaru Przedgórze (spotykane też na Pogórze). Ponad załomem ciągnie się łagodny stok lub spłaszczenie zbudowane z deluwiów.

Etapy rozwoju tych dolinek można przedstawić następująco (ryc. 5). Stare formy, wyścielone pokrywami soliflukcyjnymi w ostatnim glacie, zostały następnie rozcięte do poziomu niższego od dna dzisiejszego. Od chwili wylesienia rozpoczęło się łagodzenie zboczy i wypełnianie dolinek. Na granicy orki i zadarnionego dna formowały się nieerozyjne krawędzie, które — stale nadsypywane — osiągnęły wysokość 2—3 m. W ostatnich dziesiątkach lat zbocza te zostały zaorane ponownie — rozpoczęło się łagodzenie zboczy i nadsypywanie dna świeżymi deluwiami.

Aluwia wypełniające dna wskazują na epizodyczność transportu i zmienność siły transportowej. W długich okresach „martwych“ powstawały poziomy próchnice (gleby kopalne), w czasie okresów wilgotnych osadzały się mulki, wyjątkowo był osadzany tłok piaszczysto-żwirowy z patykami.

Inną grupą dolinek są wądoły, nielicznie spotykane na stoku proggu Pogórze. Są to odcinki parowów powstałych z wylesionych wciósów, których dno o nachyleniu 6—8° pełźnie. Kilka wądołów na obszarach osuwiskowych, około 2 m głębokich, rozwinęło się ze smug złaziskowych.

Wśród dolinek nieckowatych największą grupę stanowią niecki złaziskowe modelowane przy współdziałaniu sflukiwania na zadarnionych terenach osuwiskowych. Są to formy inicjalne, do 10 m szerokości, głębokie do 1 m, często bez wyraźnego dna, o zboczach nachylonych najwyżej do 15°. Mają przebieg kręty i niewyrównany spadek rzędu 10—15°. Przyczyną spęływania jest nasiąkanie gleby wodą spływającą od źródeł u stóp niszy. Często jest w nich składany materiał zmyty z wzniesień



Ryc. 5. Profil poprzeczny parowu na obszarze Wieliczka. Parów powstały przez wylesienie i nadsypywanie zboczy przedholoceńskiej formy dolinnej. Na profilu zaznaczony przekrój krawędzi na odcinku zaoranim, a poniżej na odcinku zadarnionym IIa

Objaśnienia znaków aktualne również dla ryc. 7, 8, 20:

1 — gleba (warstwa humusowa); 2 — gliny; 3 — mulki pylaste; 4 — mulki ilaste; 5 — piaski; 6 — żwiry; 7 — rumosze skalny (zwykle w glinie); 8 — gliny piaszczyste; 9 — piaski z rumoszem skalnym; 10 — lita skała; 11 — mulki torfiaste; 12 — tłok żwirowy z dużą ilością szczątków roślinnych; 13 — torfy; 14 — mulki smugowane na przemian z piaskami; 15 — struktury fluidalne stwierdzone w osadach stokowych; 16 — warstwy orsztynu; 17 — ślady smugowania w osadach zboczowych; 18 — stanowisko ze skorupami współczesnych naczyń; 19 — granice serii akumulacyjnych holocentrycznych i starszych



wałów osuwiskowych, a na zakrętach jedno ze zboczy jest podcięte. Niecek z rozmycia na omawianym obszarze bliżej nie badałem. Ale na zachód od Wieliczki, ponad załomem na zboczu parowu obserwowałem w okresie roztopów nierównomierną sieć żlobin, dającą po zaoraniu zakłębienia. Późniejszy dośrodkowy spływ wód pogłębia te formy i powoli powstają na stoku nieckowate obniżenia.

W dolinach głównych powyżej cofających się wcięć występują odcinki szerokich nieckowatych dolin o dnach szerokich (30—50 m), w obrębie których obserwowałem świeżą akumulację deluwiów. Zbocza wklęsłe, o nachyleniu 2—8°, przechodzą bez załomów w spłaszczenia garbów działów wód. Wkopy i wiercenia w dolinie wschodniej pozwoliły stwierdzić, że są one wyścielone piaszczysto-gruzowymi pokrywami soliflukcyjnymi. Na nich leżą osady młodsze, o miąższości od 1,5 m w części przyzboczowej do 3,3 m w osi dolinki. W części przyzboczowej pokrywę stanowią pylaste smugowane, żółto-brązowe deluwia. Na trwanie akumulacji wskazują świeże namywy w czasie roztopów oraz lokalnie występujący blisko metrowy załom nad dnem, na granicy pola ornego i pastwiska. W osi obniżenia, którym płynie struga, pokrywa pylastych deluwiów ma tylko 0,6 m miąższości. Pod nimi, a nad spągową pokrywą soliflukcyjną, leży mieszana seria piasków, mułków i słabo obtoczonych żwirów z kawałkami czerwonych łupków ilastych, przyniesionych przez potok.

Pokrywę deluwiów wiąże z okresem uprawy ziemi, a pokrywę soliflukcyjną z panowaniem klimatu peryglacjalnego przed Allerödem. Serię mieszaną piasków i mułków należałoby odnieść do okresu trwania klimatu ciepłego i wilgotnego, nie zakłóconego gospodarką człowieka. Wkładki materiału grubszego tłumaczą erozją we wcięciach rozcinających powierzchnię osuwiskową o słabo zdenudowanych formach. Złożenie materiału bezpośrednio na przedpolu języka osuwiskowego uniemożliwiło pogłębienie doliny przez postępującą od dołu erozję wsteczną. Nie jest wykluczone, że również i tu okres akumulacji poprzedziła faza erozji.

Koło Lednicy stok progę jest nacięty przez kilka dolinek nieckowatych 10—15 m głębokich, wylesionych, zaczynających się niszowatymi zamknięciami złaziskowymi. W dnie są tylko płytkie rynny suche lub podmokłe, nad którymi wznoszą się wklęsłe zbocza o nachyleniu 10—30°, często огоłocone z gleby. Formy te mają może założenia starsze, ale raczej są to dojrzałe parowy lub przekształcone rynny osuwisk.

R u c h y m a s o w e. Około 40% skartowanej powierzchni zajmują obszary osuwiskowe. Wśród nich wydzielam: duże osuwiska stokowe [58], małe osuwiska i zerwy zboczowe oraz złaziska.

Osuwiska stokowe grupują się w odcinkach źródłowych większych dolin progę Pogórza, który nosi ślady starszych nisz osuwiskowych.

Osuwiska te różnej długości (od 400 do 800 m) należą do zwietrzelinowo-skalnych, konsekwentnych i powstały prawdopodobnie wskutek przepojenia wodą pokryw stokowych. Trzy z nich mają kształt wydłużonych języków, złożonych z wałów przeważnie poprzecznych, rzadziej podłużnych, o nachyleniu stoków przeważnie 5—15°. Bliżej niszy formy wałów są świeższe, między nimi zachowane są podmokłe obniżenia ze stawkami, a w strefie nisz występują świeże zsuwy o nachyleniu 20—30° i wysokości kilku metrów. Osuwiska te powstały przed rozcięciem młodymi dolinkami i, jak wykazują osady w dolinie wschodniej, także przed wylesieniem terenu. Po wylesieniu przez człowieka odmłodzone zostały górne odcinki.

Świeższe formy ma największe na tym terenie osuwisko zbieżne [128] w dolinie drugiej od wschodu o powierzchni około 0,5 km<sup>2</sup>. Uległo ono w części osiowej odmłodzeniu. Trzy języki zbiegające się dośrodkowo, zbudowane u czoła z mas ilastych, mają powierzchnię niespokojną, o średnim nachyleniu 10°. Stoki wałów wysokie do 10 m osiągają nachylenie 30°. Osuwisko jest słabo zdrenowane. Woda ze źródeł płynie często po powierzchni.

Cechy świeżości ma również tylna nisza środkowego osuwiska. Na jej niezadrzewionej ścianie 25—30 m wysokiej o nachyleniu 30—40° zachodzi obecnie osuwanie, a u jej stóp ciągnie się płaski stopień osuwiskowy opadający prawie 20-metrowym progiem. Świeżość form, jednakowa na całym osuwisku, skłania do przyjęcia, że całe osuwisko było żywe po wylesieniu.

Małe osuwiska i zerwy zboczowe występują w utworach pokrywowych na podcinanych zboczach, pospolicie na wylesionych zboczach, np. w cofającym się wstecznie odcinku doliny w Przebieczanach (fot. 3). W marcu 1956 r. obserwowałem tu liczne świeże obsunięcia warstwy zwietrzeliny po przemarzniętym podłożu. Zerwy i zsuwy powodują dość równomierne cofanie się załomu zboczowego. Często jednak wskutek przeciążenia stoku wodą następuje duży zsuw, który nagle przesuwa załom w górę. Do takich należał zsuw o długości 34 m i miąższości 3—5 m, który był przyczyną powstania jeziora zaporowego (fot. 2). W podobny sposób powstały osuwiska zboczowe około 100 m długie ciągnące się na 400-metrowym odcinku drugiej od wschodu doliny. Ponieważ ruch objął tu masy piaszczyste, dlatego mimo świeżych form osuwiska te są zamarłe. W dolinie Przebieczan, na południe od strefy podcięć, występuje w obrębie łupków ilastych połogie (6—8°) osuwisko rynnowe, schodzące prawie do samego koryta. Brak na tym odcinku starszych równin akumulacyjnych świadczy o świeżości osuwiska. Porównanie opisanych osuwisk wskazuje, że zasadniczą rolę w przeobrażeniu form osuwiskowych odgrywa podatność materiału na wtórne procesy denudacyjne.

Powierzchnie złaziskowe są nieliczne. Występują na pstrych łupkach, w sąsiedztwie wypływów wody, na długim prawym zboczach połączonych dolin części centralnej, o nachyleniu  $10^\circ$ . „Złażenie“ gleby ilastej występuje też na zakrzewionych zboczach dolinek, nacinających języki osuwisk.

**S p ł u k i w a n i e.** Najbardziej powszechnym procesem na obszarach uprawnych jest spłukiwanie. Rozmiary jego są znaczne, o czym świadczą żłobiny erozyjne na stokach, szkieletowe gleby na odłogach i pokrywy deluwiów w obniżeniach (fot. 4). Spłukiwanie powoduje nie tylko przeobrażenia form dolinnych, osuwiskowych, ale i powstanie takich form jak spłaszczenia akumulacji deluwiowej, strefy denudacji przykrawędziowej nad zboczami młodych wciósów, nieckowate dolinki z rozmycia, doliny o kształcie parowów ze sztucznymi krawędziami akumulacyjnymi na zboczach itd. Rozmiary spłukiwania są większe w strefie garbów Przedgórze, gdzie przeważają gleby pylaste. Największe rozmiary niszczenia obserwowałem w czasie roztopów na początku marca 1956 r., gdy nastąpił nagły spływ wody po podłożu przemarzniętym. W środkowej części wypukło-wklęsłego stoku o długości 200 m, wystawie południowej i nachyleniu  $10^\circ$  obserwowałem na rzadkiej ozimie sieć żłobin 8—12 cm głębokich o przeciętnej szerokości 5 cm, biegnących w odległości 10—12 cm od siebie. Poniżej, nad krawędzią erozyjną doliny wschodniej, następowała akumulacja materiału o miąższości kilku centymetrów. Uwzględniając, że denudowane odcinki stoków były 5—10-krotnie dłuższe niż strefa akumulacji, można przyjąć, że w ciągu jednorazowych roztopów powierzchnia degradowana obniżyła się przeciętnie o 0,5—1 cm. Podobnego rzędu rozmiary spłukiwania obserwowałem na innych stokach i w innych warunkach pogodowych, np. w czasie ulew. Rezultatem zmywu na ornych stokach jest powszechny dziś w okolicy Wieliczki wypukło-wklęsły profil stoków, złożonych z odcinka górnego — w którym zachodzi denudacja, i dolnego — w którym trwa akumulacja deluwiów.

**S u f o z j a.** W czasie topnienia śniegu przy gruncie odmarzniętym stwierdziłem wsiąkanie w głąb, a żłobiny, o ile występowały, były do 2 cm głębokie. Z wsiąkaniem wiąże się spływ podziemny i sufozjne wymywanie, powszechne w obrębie pokryw deluwiowych, wyściełających dolne odcinki stoków. Szczególnie duże rozmiary miało wymywanie podziemne w marcu 1956 r., gdy w odmarzniętej w czasie nagłej odwilży (w dniach 3—6. III) warstwie, o miąższości do 50 cm, trwał przez około 2 tygodnie spływ podziemny. Licznymi kanałami krecimi płynęła woda, a niżej wypływu gromadził się materiał pylasty w postaci małych stożków o powierzchni 20—40 m<sup>2</sup>. Stało się to możliwe wskutek zahamowania odmarzania gruntu w dniach 8—15. III.

Z sufozją wiąże się w okolicy Wieliczki rozwój niektórych małych dolin. Na wklęsłym stoku doliny wschodniej stwierdziłem wiosną 1956

i 1957 r. odwadniane zapadliska sufozyczne. Trzy z nich o głębokości do 80 cm były ułożone w szeregu, w odległości 2—5 m od siebie, na przedłużeniu małego wciosu nacinającego zbocze. Zapadliska te zostały później zaorane.

Na północ od szosy, w Tomaszkowicach występuje na stoku suche nieckowate zagłębienie o nachyleniu w górnej części około  $10^\circ$ , niżej przechodzące w spłaszczenie przydenne o nachyleniu  $2^\circ$ . W styczniu 1957 r. w czasie zimowej odwilży, gdy grunt był niezamarznięty, stwierdziłem, że środkowy zaorany odcinek niecki był grząski, a niżej licznymi otworami wypływała woda, która osadzała na spłaszczeniu przydennym pokrywę deluwiów. Sufozja powoduje w tym wypadku powstawanie cofającej się niecki zboczowej.

### W n i o s k i

W brzeżnej części Pogórza na obszarze Wieliczki dzisiejsze formy noszą na sobie piętno procesów denudacyjnych, a nie erozyjnych. Stwierdzam tu trzy zasadnicze typy modelowania stoków:

1. Zmywowo-sufozyczny — powszechny na całym prawie obszarze, powodujący przeobrażenie form starszych przez łagodzenie zboczy, obniżanie wzniesień i zasypywanie den dolin i podnóży stoków (pokrywy rzędu 3 m).

2. Osuwiskowy — obejmujący stok progę Pogórza oraz znaczne partie podciętych zboczy dolinnych strefy Przedgórze.

3. Erozyjno-osuwiskowy, ograniczający się jedynie do stref osiowych dolin odmłodzonych i starych powierzchni osuwiskowych rozcinanych dolinkami. Erozji towarzyszą zawsze różnego typu ruchy masowe.

W rozmieszczeniu form holocenijskich zaznacza się strefowość. Osuwiska grupują się w bardziej stromej strefie progę Pogórza, zbudowanej z kompleksów piaskowcowych podścielonych ilolupkami. Wciosa i głęboko wcięte dolinki płaskodenne występują tu również. Parowy, spłaszczenia akumulacji deluwalnej na zboczach starych dolin i drobne formy sufozyczne są charakterystyczne natomiast dla dolnej części stoku Pogórza i łagodnych garbów Przedgórze, gdzie pylaste gleby umożliwiają szybką degradację nagich stoków i zasypywanie obniżen.

Okres rozwoju głębokich osuwisk i rozcinania pokryw peryglacialnych na progę Pogórza rozpoczął się w późnym glacie [128]. Od tego czasu po dziś można wydzielić trzy fazy: fazę wkraczania lasu z prawdopodobnym rozwojem ruchów grawitacyjnych, fazę przed wykarczowaniem lasów, w którym większe natężenie osiągała tylko erozja liniowa i fazę po wykarczowaniu lasów.

Wypukło-wklęsły stok progę został w holocenie odmłodzony osuwiskami i nacięciami, uległ zestromieniu w odcinku wypukłym. Zbocza du-

zych dolin zostały często podcięte i przemodelowane osuwiskami. Gęstość sieci dolinnej wzrosła raczej nieznacznie \*. W fazie trzeciej obok ożywienia procesów osuwiskowych wzrosło na stokach splukiwanie. Zmyw powierzchniowy i sufozyjny poprzez zdenudowanie i wypełnianie zagłębień deluwiami doprowadził do przedwczesnej dojrzałości wielu form erozyjnych a także osuwiskowych. Przewaga transportu zboczowego nad dolinnym spowodowała, że współcześnie istniejące i rozwijające się formy, jak spłaszczenia akumulacji deluwialnej, doliny nieckowate i „suche“ doliny płaskodenne, nadają dzisiejszej rzeźbie pozorne znamiona rzeźby peryglacialnej. Podobne cechy mają znaczne części Pogórza Wielickiego w dorzeczu Skawy, Skawinki i Raby. Dlatego uważam, że omawiany teren Wieliczki reprezentuje obszar Pogórza Wielickiego, mimo że udział osuwisk jest w poszczególnych jego częściach różny.

Rozmiary denudacji w warunkach naturalnych ocenić jest trudno. Jeżeli jednak w okresie zalesienia całego obszaru materiał był wynoszony raczej poza obręb zlewni, to obecnie, wraz ze wzrostem tempa procesów stokowych, pozostaje w przeważającej masie w obniżeniach. Część materiału jest jednak odprowadzona w dół dolin, na co wskazuje erozyjny charakter koryt głównych potoków. W dolinie wschodniej w jeziorku zaporowym w ciągu niecałych 2 lat został złożony materiał o maksymalnej miąższości 1 m. Przyjmując obniżanie się osi dna ku północy i V-kształtny profil poprzeczny pierwotnego wciosu obliczyłem, że w zbiorniku zostało złożone 40—45 m<sup>3</sup> materiału. Niewielka pojemność zbiornika i wkładki piaszczyste wskazują, że znaczna część materiału zawieszzonego popłynęła dalej z wodą. Gdybyśmy przyjęli \*\*, że w zbiorniku zostało złożone tylko 50% materiału, a zlewnia powyżej jeziorka w 1/4 pokryta lasem ma 0,8 km<sup>2</sup> powierzchni, to w latach 1956—1957 wyniesiony został w ciągu roku z 1 km<sup>2</sup> materiały glebowy o objętości około 53 m<sup>3</sup>. Jest to wartość niewielka, ale w ciągu np. 1000 lat gospodarki człowieka daje z 1 km<sup>2</sup> ponad 50 000 m<sup>3</sup>.

## OBSZAR II: TARNÓW — ŁĘKI \*\*\*

### Charakterystyka ogólna

Teren obejmuje brzeżną część Pogórza Karpackiego w dorzeczu Białej, dopływu Dunajca i w dorzeczu Wisłoki. Część południowa, zbudowa-

\* Trudno jest ocenić wzrost gęstości sieci dolinnej, bo nie znamy sieci pierwotnej i jej gęstości na obszarach osuwisk.

\*\* Nawiązując do wyników pomiarów batymetrycznych z doliny Mlecзки [40, 109] można przyjąć znacznie większe rozmiary wynoszenia.

\*\*\* Tereny skartowane w skali 1 : 25 000 omawiam bardzo krótko podając ich najważniejsze cechy (zestawienie form, typy modelowania, rozmiary przeobrażeń).

wana z różnorodnych warstw fliszu [166], ubogich w wodę, ma krajobraz pogórski. Pogórze opada progiem ku garbom Przedgórze, utworzonym przeważnie z ilów mioceńskich, przykrytych osadami plejstocenu (piaski, lessy miąższości często ponad 10 m).

### F o r m y h o l o c e ń s k i e

Wśród form holocenijskich, rozcinających falistą rzeźbę peryglacialną, najczęściej spotykamy parowów, wciosów i osuwisk; rzadkie są natomiast wądoły, niecki typu „dellen“ i złaziska. Teren ten zespołem form holocenijskich zbliżony jest do obszarów Wieliczka i Dębica—Trzciana.

Wciosy występują w częściach Pogórza o większych spadkach, zbudowanych z piaskowców. Na Przedgórze panują szerokie dolinki płaskodenne typu parowów o asymetrycznych zboczach (zbocze stromsze o wystawie północnej). W jednej z dolin stwierdziłem założenie interglacialne, ponieważ wycięta jest w lessach, wypełniających formę dolinną, wycięta w piaskach. Nawiązując do obszaru Wieliczki uważam, że na wygląd dolin znaczny wpływ wywarła przyspieszona po wylesieniu denudacja. Na podciętych zboczach większych dolin występują dość liczne małe parowy powstałe przez częściowe zasypianie nacięć typu wąwozów o obu zboczach stromych, spadku dna do 5—10°. Na północ od doliny Strusiny występują płytkie niecki — prawdopodobnie formy peryglacialne [16, 148], wycięte w przepuszczalnych piaskach i żwirach.

Osuwiska zgrupowane są w odcinkach źródłowych i na zboczach dużych dolin. W odcinkach źródłowych są one zwykle małe, najwyżej 50—100 m długości, często czynne, o wyraźnych niszach i wałach. Większe osuwiska skalno-zwietrzelinowe, osiągające długość do 400 m, związane są często z łupkami ilastymi, tworzącymi zbocza o nachyleniu rzędu 20°. Większość tych osuwisk jest nieczynna.

Dna dolin większych wyściełają pokrywy akumulacji rzecznej i deluwialnej. Osady występujące w dnach są współcześnie nadsypywane. W Tarnowie, w wierceniach na terasie dennej Strusiny przebito (od góry):

- a) gliny stropowe pylaste i piaszczyste do 6 m miąższości z soczewkami piasków;
- b) żwiry i piaski 2—3 m miąższości;
- c) mulki pylaste i piaszczyste o zmiennej miąższości od 0,3 do ponad 1 m;
- d) spagową serię żwirów (nie wszędzie przewierconą).

W spągu stropowej serii glin na głębokości około 5,5 m W a s stwierdził szczątki roślin holocenijskich, w stropie zaś dolnej serii pyłów liczne pyłki *Pinus*, *Betula*, *Salix* oraz ślady *Picea* i *Larix*. Mogą one w przybliżeniu wskazywać na późnoglacialny wiek stropu serii c, a może również i serii b. Holocenijskiego wieku są też aluwia w Łękach Dolnych [146], badane przez K l i m a s z e w s k i e g o i S z a f e r a [52]. Pod te osady

zanurzają się utwory peryglacjalne, z których zbudowane są łagodne spłaszczenia podstokowe, np. u stóp góry św. Marcina. W górnych odcinkach dolin aluwia holocenijskie występują natomiast w rynnach erozyjnych.

### W n i o s k i

Na obszarze Tarnów — Łęki zaznaczają się wyraźnie dwa regiony o różnych typach modelowania w postglacjale:

1. Osuwiskowo-erozyjny — obejmujący obszar Pogórza z większymi nachyleniami (ryc. 6).

2. Zmywowo-erozyjny, powszechny na obszarze Przedgórze, a także w strefie Pogórza — zbudowanej ze zwartych kompleksów piaskowcowych.

Stopień przeobrażenia rzeźby w późnym glacjale i holocenie jest różny, niejednorodny. Pogórze fliszowe zostało rozczłonkowane dolinkami i osuwiskami. Dolinki nieckowate lessowego Przedgórze zostały odmłodzone, ale wskutek podnoszenia się podstawy erozji w dolinie Strusiny i Dulczy, dna ich ulegają stałemu podnoszeniu, a zbocza są łagodzone.

## OBSZAR III: DĘBICA — TRZCIANA

### Formy holocenijskie

Rzeźba brzeżnej części Pogórza Karpackiego między Dębicą a Trzcianą została szczegółowo przedstawiona w innej pracy [128].

Wśród form holocenijskich wyróżniłem tam koryta rzeczne, podcięcia, małe dolinki (wciosy, wciosy „zapłynięte“, debrze, wąwozy, wądoly i niecki), różne typy form osuwiskowych oraz równiny akumulacji rzecznej i deluwialnej. Z form dolinnych najczęstsze są parowy (łącznie z wciosami o dnie akumulacyjnym) oraz wciosy. Wciosy występują na obszarach fliszowych w górnych, zalesionych odcinkach dolin; przechodzą niżej niemal zawsze w formy o dnie płaskim. Ponieważ na obszarze Wieliczka

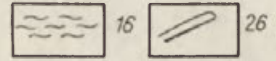
Ryc. 6. Obszar II Tarnów — Łęki — morfologia (wycinek z mapy)

Objaśnienia znaków aktualne również dla ryc. 13, 14, 26, 27

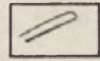
Formy pliocenijskie i plejstocenijskie: 1 — spłaszczenia denudacyjne wierzchowinowe; 2 — grzbiety wąskie, ostre; 3 — grzbiety wąskie zaokrąglone; 4 — grzbiety szerokie zaokrąglone; 5 — wierzchołki kopalaste; 6 — krawędzie erozyjne i denudacyjne; 7 — dolinki nieckowate; 8 — równiny degradacji erozyjno-denudacyjnej; 9 — równiny akumulacji deluwialno-soliflukcyjnej; 10 — spłaszczenia wierzchowinowe pokryte lessem; 11 — równina akumulacji rzecznej z okresu zlodowacenia krakowskiego; 12 — równina akumulacji rzecznej z okresu zlodowacenia środkowopolskiego; 13 — równina akumulacji rzecznej z okresu zlodowacenia bałtyckiego; Formy holocenijskie: 14 — nisze osuwisk nieczynnych, zarównanych; 15 — nisze osuwisk świeżych, czynnych; 16 — powierzchnie złaziskowe; 17 — pasy złaziskowe; 18 — języki osuwiskowe stare; 19 — języki osuwiskowe świeże; 20 — krawędzie teras; 21 — podcinane krawędzie teras; 22 — podcięcia stoków; 23 — koryta rzek; 24 — progi skalne w korycie; 25 — wciosy; 26 — debrze; 27 — parowy; 28 — wądoly; 29 — dolinki nieckowate; 30 — równina akumulacji rzecznej, niższa; 31 — równina akumulacji rzecznej, wyższa; 32 — stożki napływowe; 33 — zapadliska sufozyjne; 34 — ślepe dolinki sufozyjne; 35 — wcięcia drogowe



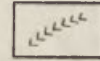
0 250 500 750m



16



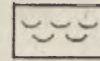
26



17



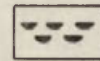
27



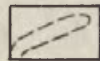
18



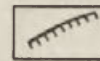
28



19



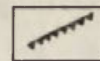
29



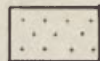
20



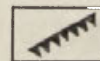
30



21



31



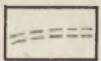
22



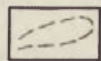
32



1



4



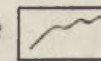
7



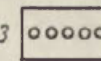
10



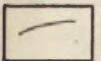
13



23



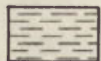
33



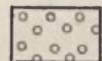
2



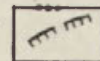
5



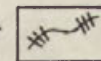
8



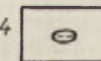
11



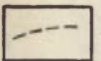
14



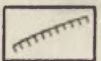
24



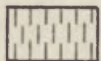
34



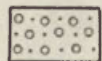
3



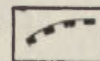
6



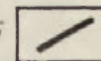
9



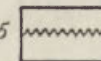
12



15



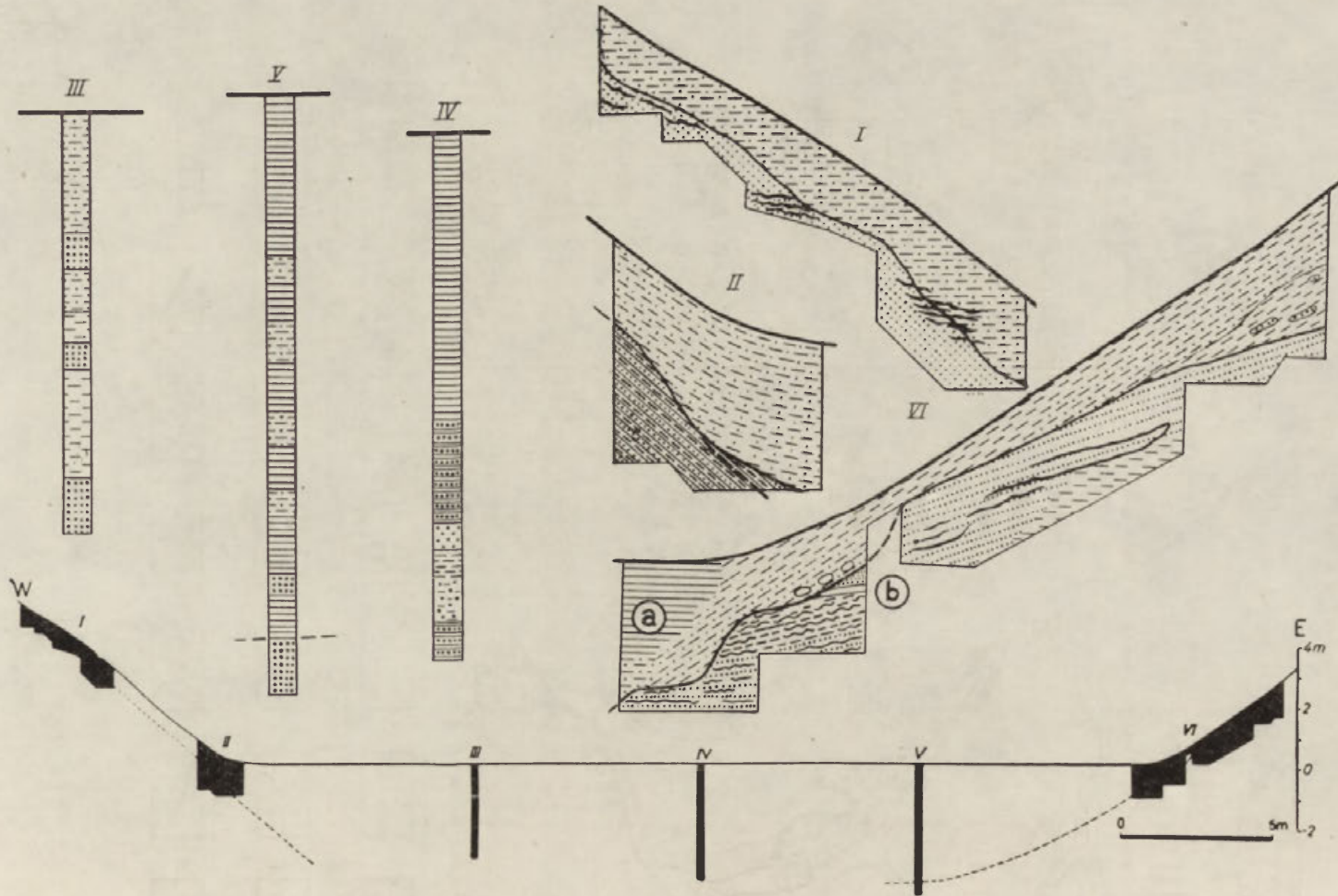
25



35

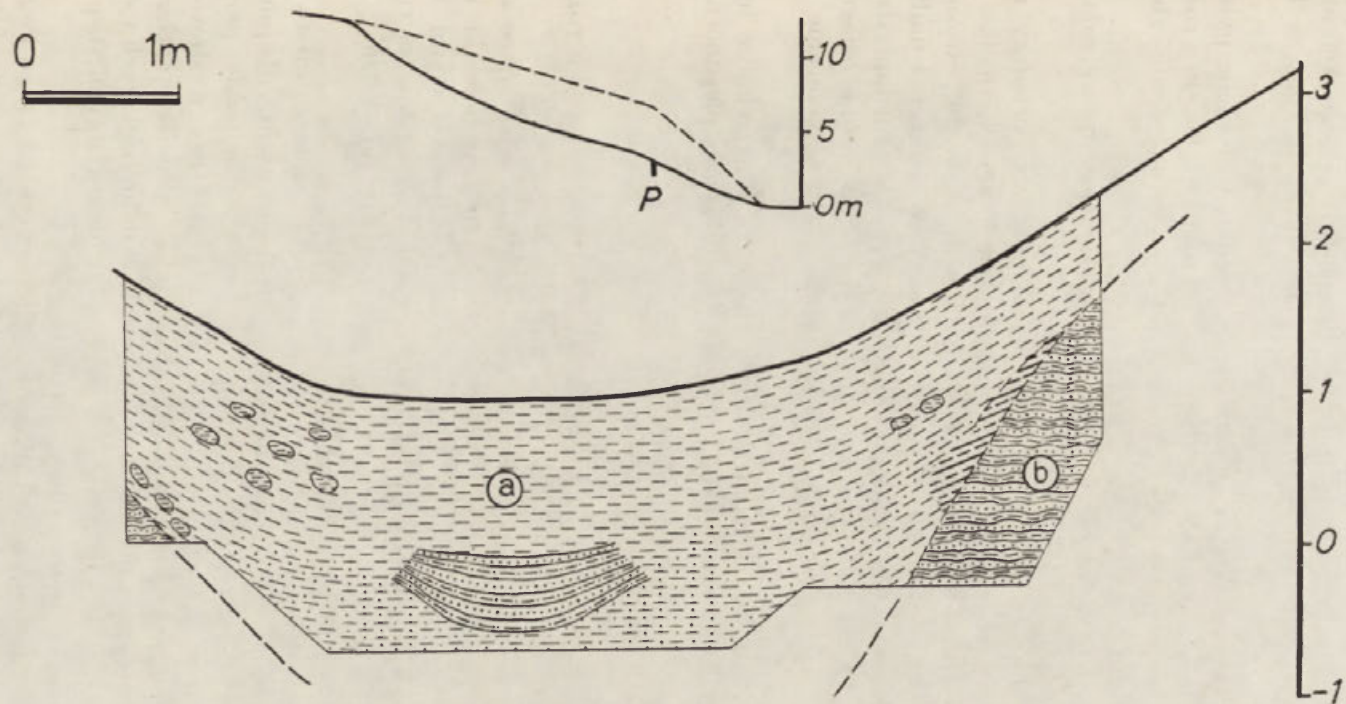
Ryc. 6  
Objaśnienie obok





Ryc. 7. Profil parowu w Podślonecu koło Ropczyce — obszar Dębica

Przekrój poprzeczny wypełnionego deluwiami a) parowu; wyciętego w pokrywach perylacjalnych b) wysięlającej starą formę



Ryc. 8. Profil poprzeczny niecki zboczowej, powstałej przez zasypanie wąwozu — Podślönice koło Ropczyce  
 W pokrywy peryglacialnej (b) włożone są warstwowane zboczowe gliny przechodzące w gliny i piaski deluwialne (a). Obok profil podłużny z zaznaczonym położeniem profilu poprzecznego

i na innych stwierdziłem różną genezę dolinek płaskodennych, wykonałem tu w kilku dolinach szurfy i wiercenia, które potwierdzają pogląd o powstaniu parowu przez nadsypywanie dna postglacjalnego wciosu lub wąwozu ([128], por. artykuł o dolinkach płaskodennych Pogórza Karpackiego).

Załączony przekrój (ryc. 7) wskazuje, że dolinki, wyścielone pylasto-piaszczystymi pokrywami soliflukcyjnymi przysypane lessem, zostały w postglacjale rozcięte do głębokości 6—9 m. Po wylesieniu zbocza uległy złagodzeniu.

Obok parowów o założeniach starych są też mniejsze formy założone w holocenie.

O szybkim dojrzewaniu form w materiale pylastym świadczy mała zadarniona niecka zboczowa. Jest to forma 30 m długości, spadku dna 6—15° (ryc. 8), wklęsłych zboczach nachylonych około 30°, wysokich 3—5 m. Był to pierwotnie głęboki wąwóz wycięty w piaskach i mułkach deluwialno-soliflukcyjnych. Zbocza kopalnego wąwozu zapadają stromo (około 60—70°) ku osi dolinki, w której do głębokości 1,7 m nie osiągnięto stropu utworów peryglacjalnych. Forma ta przeszła w holocenie cały cykl rozwojowy.

Parowy o podobnych cechach, jak przekopane, są powszechne w brzeżnej strefie Pogórza. Prawdopodobnie mają też założenia plejstocenijskie.

### W n i o s k i

Na obszarze Dębica—Trzciana wyróżniam 4 grupy terenów o różnym typie i stopniu przeobrażenia rzeźby w postglacjale:

1. Tereny o rzeźbie pogórskiej zbudowane z fliszu, obejmujące strefę progu pociętą głębokimi dolinami oraz górne zalesione odcinki dolin (Bystrzyca). Rozczłonkowane są one wciosami odmładzającymi stare doliny lub nacinającymi stoki okryte pokrywami. Powszechne są tu też liczne osuwiska, zwykle skalne, dziś nieczynne lub odmłodzone (typ modelowania erozyjno-osuwiskowy).

2. Tereny o rzeźbie pogórskiej zbudowane przeważnie z warstw inoceramowych otulonych pylasto-piaszczystymi pokrywami, obejmujące łagodniejsze, wylesione stoki. Powszechną formą są dojrzałe parowy. Duże powierzchnie, szczególnie na zboczach stromszych o wystawie zachodniej i północnej, zostały przeobrażone przez osuwiska i złaziska. Osuwiska są przeważnie ziemne, odmłodzone. Dna dolin większych i strefy podstokowe są wyścielone pylastymi pokrywami deluwialnymi (typ modelowania zmywowy, osuwiskowy, złaziskowy).

3. Tereny zbudowane z grubych pokryw lessowych na progu Pogórza, pocięte gęstą siecią dolinek, które dziś mają charakter parowów lub nie-



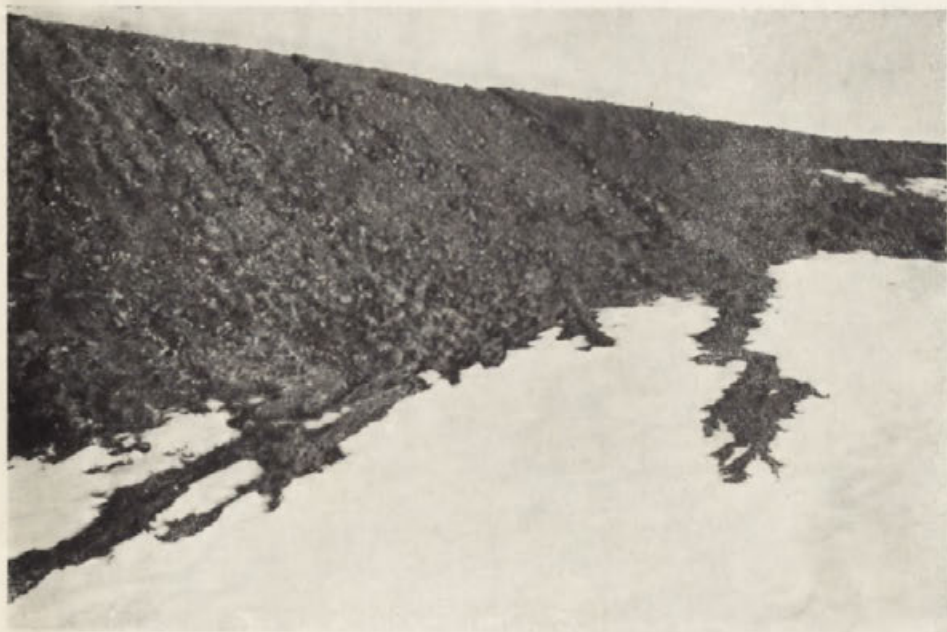
Fot. 1. Obszar reprezentacyjny Wieliczka. Widok w górę dolinki o biegu E—W w Chorągwicy. Odcinek o kształcie parowu, w którym przeprowadzono wiercenia. Na pierwszym planie zamknięcie debrzy odmładzającej parów. W okresie roztopów typu insolacyjnego śnieg tylko na stoku o wystawie północnej



Fot. 2. Przebieczany koło Wieliczki. Jeziorko zaporowe w dolinie powyżej osuwiska zboczowego, które podparło dno doliny



Fot. 3. Zsuwy na zboczu o wystawie północnej w dolinie Przebieczan koło Wieliczki. Powstały one w marcu 1956 r. przez zsuniecie się przesiąkniętej wodą warstwy miąższości około 0,5 m po podłożu przemarzniętym



Fot. 4. Żłobiny i akumulacja na śniegu; stok eksponowany na zachód w rejonie Wieliczki, marzec 1956



Fot. 5. Wylesiony parów nacinający zbocze doliny Grabownicy (obszar IV). Zbocze o wystawie północnej, zbudowane z warstw krośnieńskich



Fot. 6. Zsuwy rynnowe na wylesionych zboczach holocenijskich dolinek, powstałe po ulewie w 1953 r. w Postołowie nad Sanem. Lato 1956



Fot. 7. Zsuw frontalny, który objął całe strome zbocze dolinki holocenijskiej. W dnie nierówna powierzchnia akumulacyjna. Postołów nad Sanem, lato 1956



Fot. 8. Wcios nacinający stok leja źródłowego potoku Kamionki. Obszar Skalisne koło Rabki (obszar VIII)



Fot. 9. Odcinek doliny Kamionki o lewym zboczu osuwiskowym (obszar VIII)





Fot. 10. Pełznące powoli zbocze zasklepia koryto jednego z rozcięć w leju źródłowym Kamionki. Drzewa wygięte opierają się o zbocze przeciwne



Fot. 11. Żłobiny na stoku doliny Kamionki o wystawie północno-zachodniej. Na krawędziach śródpolnych wymywanie poddarniowe, sufozyjne. Marzec 1957



Fot. 12. Wymywanie podziemne w lesie na stoku o wystawie wschodniej (obszar VIII)



Fot. 13. Nieodmłodzony wciós wyścielony pokrywami peryglacjalnymi na południowym stoku Gancarza w Beskidzie Małym (obszar IX)

cek. Brak tu natomiast osuwisk tak pospolitych dla fliszu (typ modelowania zmywowo-erozyjny).

4. Tereny kotlin wewnętrznych i obszar Przedgórze zbudowany z osadów miocenijskich pokrytych pokrywami pylastymi lub piaszczystymi, nieznacznie przeobrażone w holocenie. Większość starych dolin jest nieodmłodzona. Wskutek wzmożonego splukiwania w okresie współczesnym i podparcia akumulacją w dolinach większych, dna niecek są podnoszone (typ modelowania zmywowy).

Dojrzałość form holocenijskich i osady na przedpolu w dolinie Wisłoki i Wielopolki wskazują, że erozja i denudacja typu normalnego rozpoczęła się w brzeżnej części Pogórza już w Allerödzie.

#### OBSZAR IV: GRABOWNICA

##### Charakterystyka ogólna

Grabownica leży w dorzeczu Stobnicy, na północ od Dołów Jasielsko-Sanockich. Omawiany obszar obejmuje część dwóch subsekwentnych obniżen: Stobnicy i Grabówki o deniwelacjach 50—100 m oraz leżący między nimi wąski grzbiet rusztowy Grabownicy o wysokości względnej do 200 m (500 m n. p. m.). Schodowo opadające stoki grzbietu pocięte są równoległymi dolinkami o zboczach wypukłych. W wąskim grzbiecie stanowiącym dział wód odsłaniają się odporne piaszczyste warstwy geozowe, które tworzą oś antykliny. W jej stromych skrzydłach występują skały warstw godulskich, istebniańskich, menilitowych i krośnieńskich. Są to przeważnie łupki ilaste i piaszczyste, margle, rzadziej piaskowce i rogowce\*. Subsekwentne obniżenia występują zwykle w obrębie słabo spoiстых piaskowców krośnieńskich.

Pokrywy czwartorzędowe otulają niemal całą powierzchnię stoków; lita skała ukazuje się tylko na głównym grzbiecie. Na warstwach geozowych i rogowcach jest to pokrywa gruzowo-piaszczysta (zwietrzała), na warstwach krośnieńskich gliniasto-piaszczysta. Dolne części stoków i stare doliny są wyścielone pokrywami soliflukcyjnymi lub deluwialnymi, osiagającymi miąższość 5 m.

Stosunki wodne są zróżnicowane. Woda z warstw geozowych zasila doliny i obszary osuwisk. Mniej zasobne w wodę są warstwy krośnieńskie, których cieki zasilane są wyciekami i młakami. Trzecim zbiornikiem zasilającym drobne wycieki są przepuszczalne pokrywy stokowe. W strefach łupkowych występują obszary okresowo podmokłe. Cieki stałe wystę-

\* Budowę geologiczną opracowałem na podstawie materiałów udostępnionych mi przez mgr L. Koszarskiego.

pują w dolinkach zasilanych przez źródła podgrzbietowe. Cieki okresowe przeważają w obniżeniu Stobnicy.

Lasy przeważnie mieszane zajmują ponad 1/3 powierzchni. Zalesiony jest grzbiet i górne odcinki dolin (ryc. 9). Stoki niższych garbów zajęły w całości pola uprawne. Łąki i pastwiska zajmują zalewane dna dolin.

### Formy holoceńskie

Zasadnicze elementy rzeźby okolic Grabownicy są wieku plioceńskiego. Formowanie pokryw obecnie wyścielających stoki odbywało się w ostatnim glacie (analogicznie jak w innych regionach). Z pokryw tych zbudowane są fragmenty spłaszczeń akumulacji soliflukcyjnej o wysokości 4—5 m, zachowane na wklęsłych zboczach dolin bocznych i fragmenty stożków napływowych u wylotów tych dolin. Pokrywami peryglacialnymi wyścielone są też nieckowate zamknięcia dolinne wymodelowane w warstwach geowych. Po ustąpieniu klimatu peryglacialnego na obszarze Grabownicy powstały młode dolinki erozyjne, osuwiska na zboczach i w lejach źródłowych, równiny akumulacji deluwialnej, a w dnach dolin podcięcia erozyjne i równiny akumulacji rzecznej (ryc. 10).

**Dolinki.** Źródłowe odcinki dolin mają charakter wciósów wyciętych w starych nieckach, rozczłonkowujących powierzchnie stoków lub nisze osuwisk. Wciósy mają wyrównany spadek, głębokość zwykle 5—15 m. Zbocza ich są stromsze w obrębie pokryw i skał piaskowcowych lub krzemionkowych, łagodniejsze, osuwiskowe i złaziskowe w łupkach. Wciósy nacinające niektóre niecki podgrzbietowe w warstwach geowych zaczynają się często debrzami. Zupełnie inaczej wyglądają wciósy rozcinające wały i schody osuwiskowe w lejach źródłowych dolin lub też przepiłowujące się przez duże osuwiska zboczowe. Niewyrównany spadek, zmienna głębokość (od 0 do 10 m) i nachylenie zboczy, kręty przebieg, a także nagle kończenie się na równinach akumulacji osuwiskowej — to cechy tych wciósów. Wciósy są nieraz śmielsze i głębiej wcięte w mało odpornym materiale ilastym niż w grubym, piaskowcowym. Wszystkie wciósy przechodzą niżej w formy płaskodenne wyścielone aluwiami. Osadzanie trwa nawet w górnych biegach, w obszarze zalesionym. Przyczyną akumulacji jest podparcie przez pokrywy aluwiiów podnoszące dna dolin głównych [128].

Debrze grupują się w osiowej strefie grzbietu; głębokie do 4 m rozcinają one stare zamknięcia dolin wyścielone zwietrzeliną warstw geowych. Na stromych zboczach większych dolin występują płytkie 1—4-metrowe rynny o spadku rzędu 10—20°, których dna są podnoszone. Mogły one powstać np. po dużej ulewie. Tak powstał, w górnej części prawego

zbocza doliny Grabówki, suchy wąwóz 2-metrowej głębokości, wcięty w skałę litą.

Parowy są najpospolitszą formą w obrębie warstw krośnieńskich (fot. 5). Są to doliny przeważnie pojedyncze, rozgałęziające się tylko w źródłowych odcinkach, częściowo wylesione, od kilkudziesięciu do 500 m długości. Zaczynają się zwykle młodymi debrzami, nieckami złaziskowymi lub wądołami. Dna ich wyścielone namywami są szerokie od 1 do 10 m. Zbocza, na których zachodzą drobne zsuwy i złaziska, mają nachylenie 25—35° i odgraniczone są od wyżej leżącego stoku załomem na wysokości 5—10 m. W przypadku wylesienia zboczy załom ten jest obniżony i łagodzony — nad nim ciągnie się strefa denudacji przykrawędziowej szeroka na kilka metrów i nachylona 10—20°. Dna parowów są suche lub podmokłe. Powstanie parowów wiąże z okresem wylesienia nie tylko zboczy samego parowu, ale całych stoków, z których drobny materiał glebowy jest zmywany i osadzany w dnach parowów.

Formę zbliżoną do parowów mają odcinki dwóch wciósów na północnym stoku głównego grzbietu, poszerzane erozyjnie przez meandrujące strugi i równocześnie zasypywane.

Charakter wądołów ma kilka wylesionych, górnych odcinków parowów w obrębie warstw krośnieńskich. Mają one głębokość do 4 m i zbocza o nachyleniu do 40°. Zwiertzelina nasiąknięta wodą z młak pełnie dnem. Charakter wądołów mają też odcinki wciósowych dolin przecinających strefy zbudowane z łupków na południowym stoku grzbietu.

Niecki złaziskowe, tworzące na warstwach krośnieńskich zamknięcia wciósów, modelowane są przy współdziałaniu spłukiwania. Są wąskie, zasilane wyciekami, zadarnione, o nachyleniu dna do 10°. Powstały niekiedy przez zaoranie górnego odcinka wciosu. Płytkie niecki złaziskowe stwierdziłem też na zalesionych powierzchniach osuwiskowych i na wylesionych stromych zboczach większych dolin.

**R u c h y m a s o w e.** Liczne osuwiska zboczowe i w lejach źródłowych wyraźnie zgrupowane są w górnych odcinkach dolin na południowym i północnym stoku głównego grzbietu. W pięciu dolinach szereg nisz na zboczach i w leju źródłowym łączy się ze sobą tak, że nadają one dolinom charakter osuwiskowych na długości 200—400 m. Doliny osuwiskowe są głębokie 30—60 m, licząc od załomu na zboczu do dna doliny. Nisze mają wyraźne, nachylone do 30° i wysokie 5—20 m, ostrym załomem odcięte od stoków. Szczególnie wyraźne, o zdecydowanym prawie prostoliniowym przebiegu, są tylne nisze osuwisk w zamknięciach dolinnych, w których ukazują się warstwy geowe i towarzyszące im rogowce niepodatne na osuwanie. W obrębie osuwisk zboczowych wyraźne są również ich nisze boczne będące właściwie odpreparowanymi poziomami rogowców albo piaskowców. Odporniejsze skały tworzą zatem wyraźne

obramowanie osuwisk. Masy zsunięte nie tworzą dobrze wykształconych języków, ponieważ nie zsuwały się one na większą odległość w dół doliny ze względu na zwężenia dolin poniżej osuwisk. Dlatego bezpośrednio u stóp nisz, ciągną się faliste powierzchnie nachylone 10—20°, złożone ze stłoczonych ziemnych wałów osuwiskowych lub też wyraźniejsze schody osuwiskowe zbudowane ze skał zwięzłych. Na podstawie wysokości nisz i schodów osuwiskowych wnoszę, że miąższość mas zsuniętych sięga kilku lub kilkunastu metrów.

Języki są współcześnie rozcinane pojedynczymi dolinkami lub ich systemami. Podczas pogłębiania ich następuje osiadanie zboczy i odmładzanie osuwisk. Ruchy te utrudnia las.

Przyczyną powstania osuwisk dolinnych była erozja wsteczna i pogłębianie erozyjne w postglacjale starych form dolinnych. Wskutek zaburzenia równowagi mas występujących na zboczu nastąpiło zsuniecie się ich po zboczach do wciosów, a często i odmłodzenie tylnych ścian lejów źródłowych dużymi osuwiskami asekwentnymi. Z charakteru i rozmieszczenia form wnoszę, że ruch w miarę pogłębiania wciosów i wyprzątania materiału mógł powtarzać się kilkakrotnie. Osuwaniu podlegały przede wszystkim plastyczne serie ilów i łupków. Nastąpiło wypreparowanie kompleksów odpornych, gez i rogowców, w obrębie których zachowały się zawieszane nad niszami nieodmłodzone niecki peryglacjalne.

Wszystkie opisane osuwiska są młodsze od ostatniej morfogenezy peryglacjalnej. Zalesienie ich, brak szczelin i wtórnych zsuwów w niszach i rozcięcie dolinkami nawet nisz wskazuje, że są to formy dziś martwe. Osuwisk tych nie można wiązać z fazą „przejściową“ na początku Allerödu, ponieważ warunkiem ich powstania musiało być erozyjne odmłodzenie dolin. Uważam, że osuwiska te mogły powstać w różnych okresach późnego glacjału i holocenu dopiero wtedy, gdy w danej dolinie rozcięcie było tak głębokie, że możliwe było zakłócenie równowagi grawitacyjnej stoków. Pojedyncze osuwiska w innych dolinach na obu stokach grzbietu są mniejsze; długość ich rzadko osiąga 100 m. Ze względu na kształt zaliczam je do frontalnych osuwisk zboczowych (w szerokich pasach łupków), wąskich osuwisk rynnowych lub też małych osuwisk źródłuskowych. Można przypuszczać, że doliny te o podobnym stosunku do biegu różnych serii skał jak doliny osuwiskowe, dopiero w przyszłości zostaną odmłodzone\*. Drobne zerwy i zsuwy ziemne są powszechne na stromych zboczach dolin zarówno w obszarach leśnych jak i wylesionych.

S p ł u k i w a n i e. O istnieniu spłukiwania na obszarach wylesionych mówią spłaszczenia akumulacji deluwialnej występujące u stóp zboczy

---

\* Ludomir S a w i c k i badał [119] osuwisko w Grabówce powstałe w 1913 r.

dolin głównych i kilku bocznych i przechodzące w dna wyścielone świeżymi madami. W obrębie przepuszczalnych pokryw trwa też prawdopodobnie drenaż podziemny. Stwierdziłem jednak tylko jedno zapadlisko sufozyczne w dnie debrzy.

W większych dolinach występują podcięcia erozyjne i równiny aluwialne. Podcięcia przeważające na zboczach o wystawie północnej osiągają do 12 m wysokości i są dziś przeważnie nieczynne. Równiny akumulacji rzecznej zajmują płaskie dna dolin szerokich 100—150 m. U wylotów bocznych dolin nawiązują do nich stożki napływowe o nachyleniu 1—4°. Dna rozcięte korytami do głębokości 1—2 m wyścielone są glinami napływowymi o nieznaney bliżej miąższości. Gliny te, podobne do mad w dolinie Wisłoka czy Wielopolki, są bezsprzecznie młode. Powstaje teraz pytanie, gdzie znajduje się pokrywa aluwiiów z ostatniego glacjału, gdy brak fragmentów teras wyższych? Prawdopodobnie jest ona, podobnie jak w innych dolinach Pogórza [128], przykryta osadami holocenijskimi. Potok Stobnica, przy tak niewielkim spadku dna (2,5‰) i niewielkiej ilości wody w górnym biegu, nie był w stanie rozciąć i wyprzątnąć pokryw peryglacialnych. Akumulacja sięga nawet do górnych odcinków wciosowych.

### W n i o s k i

Na obszarze Grabownicy można stwierdzić wyraźnie trzy typy modelowania w holocenie wiążące się wyraźnie z litologią i zróżnicowaniem nachyleń stoków:

1. Erozyjno-osuwiskowy — w górnych odcinkach dolin rozcinających stoki grzbietu rusztowego (w obrębie skał o mniejszej odporności).

2. Zmywowo-erozyjny — na krótszych stokach zbudowanych z warstw krośnieńskich, prowadzący do rozbitcia na szereg obniżeń i garbów dawniej jednolitego stoku.

3. Zmywowy — na zboczach dolin głównych; równocześnie z obniżeniem wzniesień powstają podstokowe powierzchnie akumulacji deluwialnej; typ ten obejmuje również osiową część grzbietu, zbudowaną z warstw gezowych.

W holocenie nastąpiło na obszarze IV odmłodzenie górnych odcinków większych dolin i mniejszych dolinek nieckowatych oraz założenie nielicznych nowych dolinek. Następstwem erozji były ruchy osuwiskowe, być może związane z wilgotniejszymi fazami klimatu. Równocześnie w dnach większych dolin następowała akumulacja. Z okresem gospodarki człowieka wiąże, przez analogię z innymi terenami, powstanie spłaszczeń akumulacji deluwialnej i przeobrażenie wciosów, tworzących dziś w pokrywach parowy i wądoły.



Stopień przeobrażenia starej rzeźby okolic Grabownicy zależał od odporności skał. Górne odcinki dolin na stokach grzbietu zostały pogłębiane; w odcinkach mało odpornych, osuwiskowych — poszerzone. Prawie nieodmłodzone pozostały odcinki lejów źródłowych w obrębie warstw gezowych. W warstwach krośnieńskich nastąpiło natomiast nie tylko rozcięcie, ale i erozyjne cofnięcie lejów źródłowych o 50—100 m w kierunku działów wód. Gęstość sieci dolinnej ze względu na małe nachylenia i gęste stare rozdolinienie wzrosła: z 3,9 do 5,5 km na km<sup>2</sup> \*, tzn. tylko o 40%. Około 2,4 km dolin starych na całym obszarze nie zostało odmłodzonych. Materiał wyprzątnięty z bocznych dolin został złożony w dolinach głównych. Z powodu braku wierceń w dolinach trudno ocenić rozmiary erozji holocenińskiej. Można jedynie obliczyć szacunkowo objętość materiału wyniesionego z bocznych dolin nie uwzględniając den dolin głównych. Obliczyłem w tym celu szacunkowo kubaturę wszystkich młodych form erozyjnych \*\*. Objętość wyniesionych w holocenie mas z obszaru o powierzchni 6 km<sup>2</sup> jest rzędu 900 000 m<sup>3</sup>, czyli na 1 km<sup>2</sup> wypada 150 000 m<sup>3</sup>.

Na zakończenie należy stwierdzić, że w okolicy Grabownicy trwa proces degradacji selektywnej słabnący powoli wskutek podnoszenia się baz erozyjnych, jakimi są dna dużych dolin. Słabnięcie denudacji powszechne jest również w przyległych częściach Pogórza Dynowskiego i na terenie Dołów Jasielsko—Sanockich.

#### OBSZAR V: POSTOŁÓW

W Postołowie koło Leska przeprowadziłem szczegółowe obserwacje młodych form powstałych wskutek ulewy w lecie 1953 r.

#### Charakterystyka ogólna

W dolinie Sanu nad korytem i zalewową równiną o wysokości 1—1,5 m oraz szeroką terasą 3,5—4,5 m wysoką, zbudowaną z mad podścielonych żwirami, ciągnie się terasa skalno-osadowa wysokości 6—7 m podcięta przez rzekę. Nad nią, na lewym brzegu, wznosi się stok 1 km długi, rozczłonkowany dużymi dolinami o profilu nieckowatym, zboczach nachylonych 5—15°. Są one odmłodzone parowami. Dolna część stoku leżąca bezpośrednio nad terasą, podcięta jest do wysokości 15 m i ma nachylenie 40—55°. Na całym obszarze występują przeważnie drobnoziarniste rozsypliwie piaskowce krośnieńskie z nielicznymi wkładkami ilów, stromo ustawione (50—80°), o biegu NW—SE. Dają one zwietrzelinę piaszczystą

\* Uwzględniam tu wszystkie płytkie nacięcia drenujące osuwiska dolinne.

\*\* Metodę obliczania podaję na str. 73 przy omawianiu przeobrażeń holocenińskich w VIII obszarze reprezentacyjnym.

lub też gliniasto-piaszczystą z kawałkami rumoszu, która chłonie bardzo szybko wodę. Miąższość pokryw rzadko przekracza 2 m. W dnach cieknie nieco wody. Cały obszar jest wylesiony; stoki uprawiane, zbocza stromsze okryte darnią.

### Formy holocenijskie

Formy dolinne i krawędzie są młodsze od zlodowacenia krakowskiego, w czasie którego dno doliny leżało w poziomie skalno-zwirowej terasy 40-metrowej [50]. Terasa o wysokości 6—7 m i boczne doliny wyścielone są pokrywami peryglacjalnymi wiązanyymi z ostatnim glacjałem.

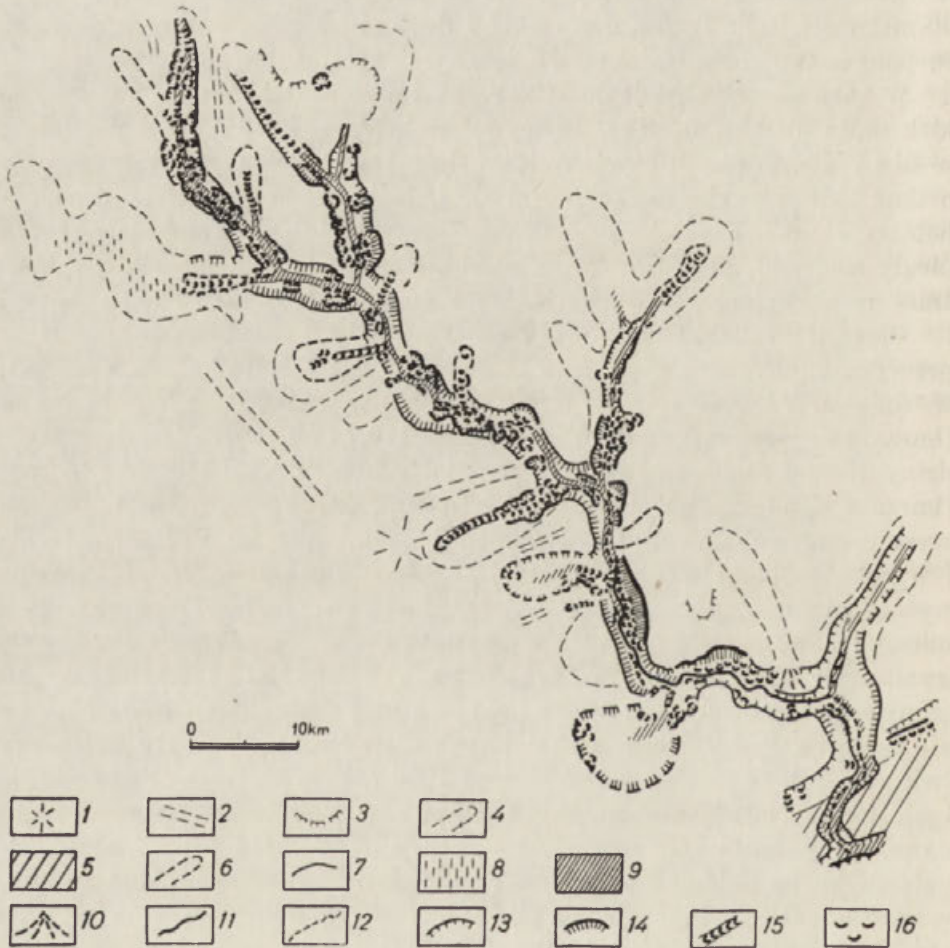
W holocenie, w okresie do 1953 r., nastąpiło pogłębienie niemal wszystkich dolin o około 6—8 m. Pokrywy zostały rozcięte, dolinki wcięły się w litą skałę. Z pierwotnych wcięć wskutek wylesienia powstały parowy o dnie akumulacyjnym. Zachował się jednak załom oddzielający zbocza holocenijskie o nachyleniu 20—30° od starszych stoków. Tam gdzie zbocza uległy zaoraniu, powstała forma niecki. Zaznacza się jednak wtedy kontrast w nachyleniu dolnych (5—8°) i górnych (10—30°) części zboczy.

Okres letni 1953 r. cechowały ulewne opady o charakterze burzowym przerywane okresami suszy. Stacja w odległym o 7 km Zagórze notowała: w dniu 1. VI. 1953 r. — 47,5 mm opadu, w dniu 12. VI. — 70,5 mm (burza dwugodzinna), w dniu 20. VII. — 110,7 mm (burza trwająca 3 godziny 15 min oraz opad nocny), w dniach 22—23. VIII łącznie 74,7 mm (burza i opad ciągły). Opadem burzowym, który spowodował masowe wystąpienie zsuwów, był prawdopodobnie opad z 20 lipca. Natężenie i wysokość opadu w pasie Postołów — Łukawica musiały być zapewne wyższe niż w Zagórze, gdzie świeże zsuwy są rzadkie. Według relacji mieszkańców, przy końcu ulewy przesiąknięte wodą pokrywy zaczęły się gwałtownie zsuwać, dosłownie na oczach ludzi. Ruch został przyspieszony sływem wody na granicy pokryw i litej skały. Raz powstałe formy nie zamarły, tylko w czasie następnych ulew i roztopów były wolno odświeżane, tak że jeszcze w końcu lipca 1956 r. było możliwe obserwowanie tych form. Największe zmiany nastąpiły w dolinie na lewym brzegu Sanu, na południe od szosy. Aby uchwycić wielkość przemian, wykonałem szkic morfologiczny systemu dolinnego o powierzchni około 0,5 km<sup>2</sup>, w skali 1 : 5000, zaznaczając na szkicu terenowym o ile możliwości wszystkie świeże formy powstałe od 1953 r. (ryc. 11).

Zsuwy powstały wyłącznie na powierzchniach zadarnionych o nachyleniu ponad 25°. Ze względu na kształt można wyróżnić: zsuwy rynnowe pojedyncze lub połączone i zsuwy zboczowe frontalne.

Zsuwy rynnowe utworzyły się zwykle tylko w warstwie glebowej o miąższości 0,2—0,5 m, leżącej na słabiej przepuszczalnej glinie lub na piaskowcowym podłożu. Osiągają one długość 10—25 m, zależnie od

długości zbocza (fot. 6). Zsunięciu uległa pokrywa zalegająca górną część zbocza, gdyż widocznie w tej części było większe przepojenie wodą spływającą ku dolinie po stokach. Wielkość przesunięcia była różna, od kilku decymetrów do około 10 m. Materiał został osadzony w dolnej części zbocza lub w dnie w postaci nakładających się wałów lub płatów darni. Zsuwy rynnowe obejmujące tylko dolną część zboczy należały do rzadkości. Głębsze zsuwy rynnowe objęły warstwę do 2 m miąższości. Liczne

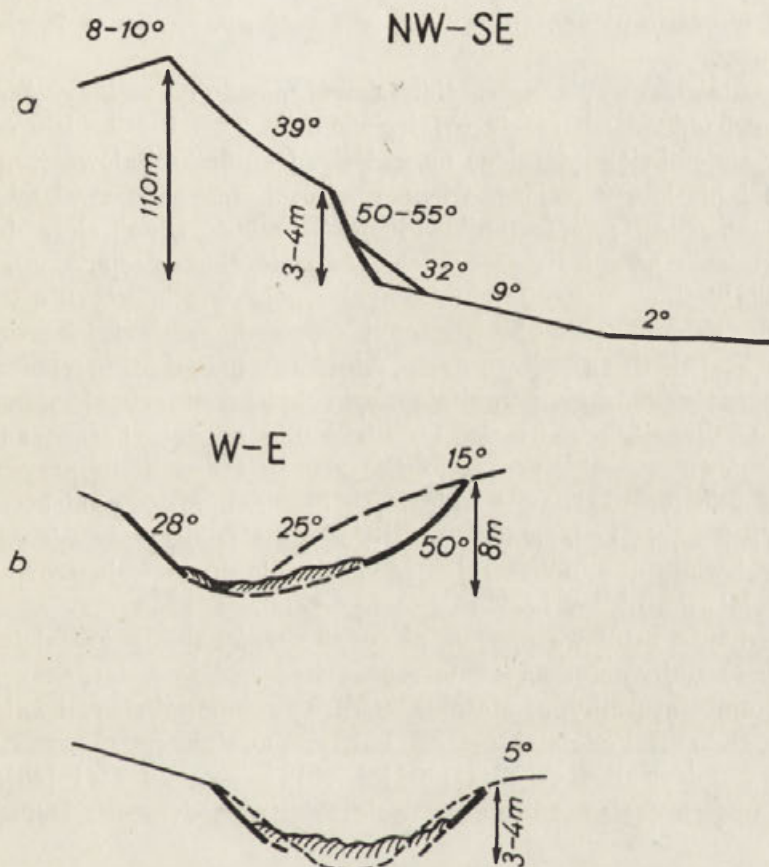


Ryc. 11. Obszar V. Plan doliny objętej zsuwami w 1953 roku w Postolowie

Formy przedholoceny: 1 — wierzchołki kopulaste; 2 — szerokie garby; 3 — załomy denudacyjne; 4 — stare dolinki nieckowate; 5 — równina terasy skalno-akumulacyjnej z ostatniego glaciału; Formy holoceny: 6 — dolinki nieckowate; 7 — krawędzie denudacyjne; 8 — równiny akumulacji deluwialnej; 9 — równiny akumulacji rzecznej; 10 — stożki napływowe; 11 — koryto wycięte w skale i w pokrywach zboczowych; 12 — koryto wycięte w aluwjach; 13 — holoceny krawędzie dolinne (linią przerywaną krawędzie załagodzone); 14 — nisze świeżych zsuwów zboczowych; 15 — wądoły i rynny zsuwowe; 16 — wały i języki zsuwów zboczowych

pęknięcia na zboczach nie objętych zsuwami wskazują, że gdyby ulewa trwała dalej, nowe części zboczy zaczęłyby się zsuwać.

Zsuwy frontalne o prostolinijnych niszach występują w dolinie głównej na kilku odcinkach o długości 30—80 m każdy, na zboczach nachylnych powyżej 30°. Ruch objął tu całe zbocze, które zostało w ten sposób



Ryc. 12. Profile poprzeczne dolinek w Postołowie

a) profil starego podcięcia przeobrażonego przez zsuwy w 1953 r., b) profile małych dolin przekształconych przez zsuwy. Grubą linią znaczone powierzchnie poślizgu, przerywaną — stara forma

znacznie cofnięte, i powtarzał się prawdopodobnie w czasie następnych ulew. Na to wskazują zupełnie świeże odkłucia obok starych. W niszach zsuwów odsoniła się lita skała. U stóp nisz o nachyleniu 40—55° zgromadził się materiał w postaci wałów o niewyrównanej powierzchni i nachyleniu do 25°. Odległość przemieszczania sięga tu 15 m (fot. 7). Również na stromym podcięciu zboczowym w dolinie Sanu, w strefie o nachyleniu 50°, na około 50-metrowym odcinku nastąpiło zsuniecie 25-centymetrowej

warstwy zwietrzelinowej. Odsoniła się lita skała. Materiał zsunięty gromadził się u stóp tworząc spiętrzone skiby o nachyleniu 32°. W sumie zsuwy objęły około 38% zboczy dolin (łączna długość zboczy osuwiskowych 1,7 km). Zsuwy zgrupowane są raczej w zwężeniach dolin, gdzie zbocza są stromsze. Najgłębsze zsuwy występują przeważnie na zboczach o wystawie zachodniej i południowej. Być może, wiąże się to z kierunkiem wiatru w czasie ulewy. Otrzymałszy więcej wody, zbocza te głębiej nią przesiąkły.

Wskutek zsuwania w rzeźbie zlewni nastąpiły zmiany. Zbocza na znacznych odcinkach uległy cofnięciu o 0,5—2 m. Profil wielu odcinków zboczy zmienił się z płaskiego na wklęsły. Dno dolinki głównej, uprzednio wąskie i płaskie, zostało w wielu miejscach zasypane zwałami zsuwów tak że obecnie struga przepiłowuje je (szerokość „dna“ sięga do 10 m). W odcinkach powyżej zsuwów trwa na dnie akumulacja.

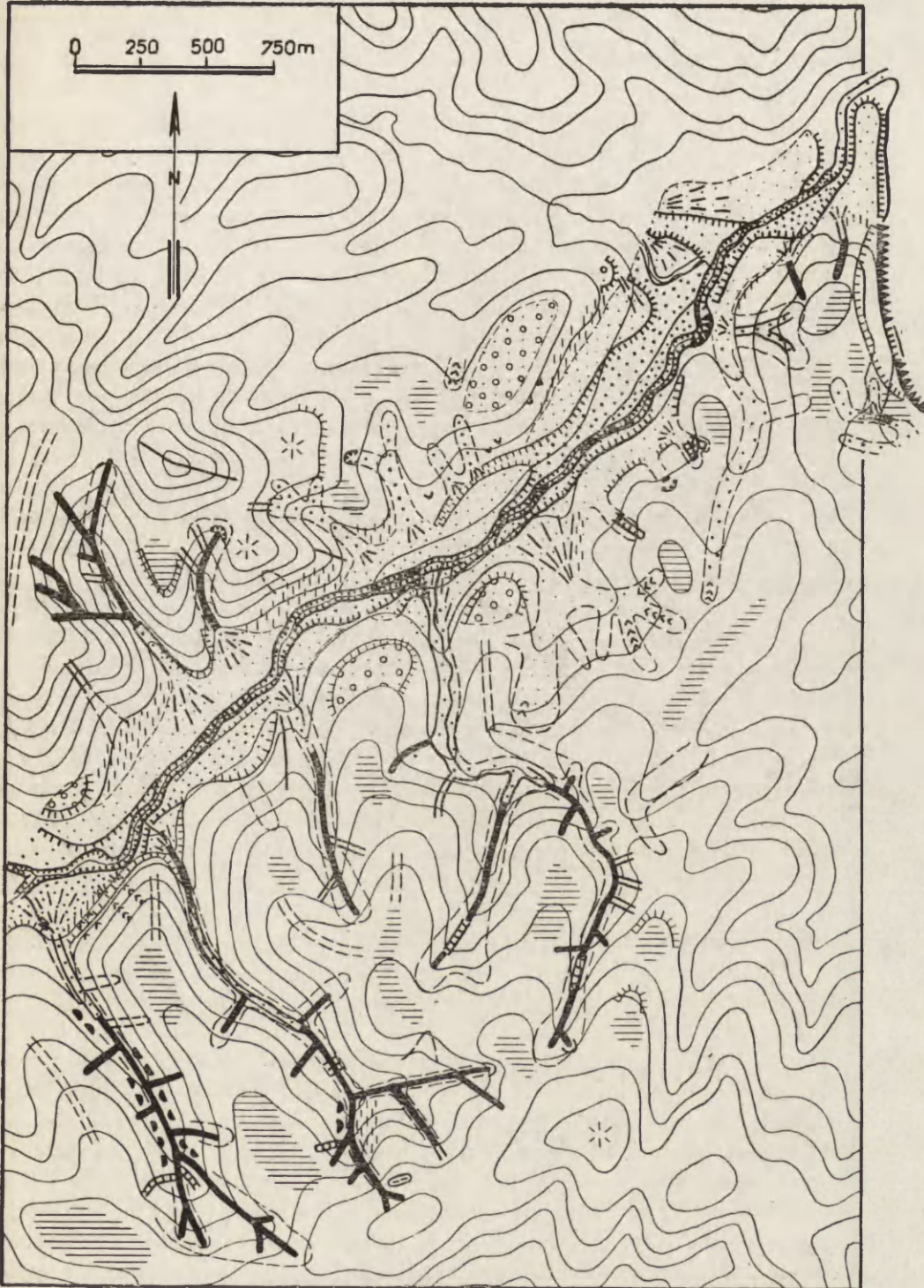
Kilka dolinek w strefie zbudowanej z pokryw gliniastych o większym spadku dna, objętych obustronnymi zsuwami, przekształciło się w wądoły (ryc. 12). Gлина pyłowo-ilasta, która zasypała dno, przepojona wodą pełnie pasem 3—8 m szerokim przy nachyleniu dna 5—10°. Formy raz powstałe ulegają odnawianiu i dlatego nie są dotychczas zadarnione. Jedna ulewa zmieniła przeto rzeźbę zboczy i den dolin przyspieszając dojrzewanie form, a nawet zmieniając kierunek rozwoju niektórych dolinek. Tak nagła zmiana była możliwa w materiale piaszczystym, który wchłonął wodę nie dopuszczając równocześnie do rozwoju erozji liniowej. Ruch ułatwił również brak zalesienia terenu.

Przykład Postołowa poucza, że różnice regionalne w kształcie czy też w stopniu dojrzałości form nie muszą być zawsze związane z różnymi warunkami naturalnymi, ale mogą być wywołane lokalnymi katastrofalnymi opadami. Podobnej genezy zsuwy, powstałe po ulewach w lipcu 1934 r., opisywali *Stęcki* [131] i *Klimaszewski* [48]; świeżo zsuwy obserwowałem również w lecie 1958 r. w dorzeczu Dunajca.

## OBSZAR VI: HOCZEW

### Charakterystyka ogólna

Część północna obszaru leżącego w dorzeczu Hoczewki składa się ze spłaszczonych garbów wysokości 40—60 m nad dnami dolin. Kruche łupki i piaskowce okryte są gliniastymi pokrywami o miąższości niekiedy ponad 5 m. Wyższą o 100 m część południową stanowią szerokie lub wąskie garby pooddzielane wyciętymi w piaskowcach wciosowymi dolinami do 150 m głębokimi, które wyściełają pokrywy gliniasto-gruzowe. Zbiorniki wodne są niewielkie; przeważają cieki okresowe. Część południowa jest przeważnie zalesiona — północna wylesiona.



Ryc. 13. Obszar VI Hoczew — morfologia  
 Objaśnienia znaków patrz ryc. 6

## F o r m y h o l o c e ń s k i e

Rzeźba nosi wyraźnie cechy odmładzania w plejstocenie. Z ostatnim glaciałem (bałtyckim) wiąże równinę terasy 6—9 m przechodzącą w podstokowe spłaszczenia soliflukcyjne (ryc. 13). Terasa ma zawsze 3—5-metrowy cokół skalny. W niej została wycięta niższa powierzchnia erozyjna (wysokość 1 m), nadsypana żwirami, piaskami i glinami. Z osadów tych zbudowana jest jedna lub dwie terasy: 1—2 m i około 4 m. Terasy te koło wylotów dolin bocznych osiągają szerokość 100—200 m. W innych miejscach natomiast w terasę bałtycką wcięte jest do 7 m tylko koryto Hoczewki o szerokości 20—40 m. Brak niższych teras spowodowany jest powolnym erodowaniem rzeki w litej skale. Niektóre boczne potoki nie docięły się do koryta Hoczewki i sypią swe stożki na powierzchnię terasy bałtyckiej. Gliniasty strop pokrywy i rynny starorzeczy na tej terasie również wiąże z późniejszymi wylewami. Terasom holocenijskim i korytu towarzyszą nieliczne świeże lub nieczynne podcięcia zboczy o wysokości do 20 m (nad Sanem do 30—50 m). U stóp starych podcięć ciągną się powierzchnie akumulacji deluwialnej o nachyleniu 5—10°.

Wśród dolin młodych, najliczniej w części południowej, występują wcioty. Niektóre z nich pogłębiają duże V-kształtne doliny o 4—10 m. Zaczynają się one płytkimi nacięciami na stokach nisz źródłowych, w dnach nisz wcięte są w grubych pokrywach peryglacialnych, a niżej wcinają się nawet do 5 m w litą skałę. W dolnym odcinku przeważa już akumulacja. Odcinki wciotów wcięte w piaskowcach gruboławicowych mają zbocza strome, dna szerokie o dużym, nierównym spadku i zawalone gruzem. Wcioty wcięte w iłóupkach również mają dno szerokości kilku metrów, ale o mniejszym spadku (z drobnymi szypotami), zbocza o zmiennym nachyleniu, często złaziskowe. Najśmielsze formy o dnie wąskim, z szypotami, o stromych, obrywających się zboczach stwierdziłem w obrębie mieszanych kompleksów — drobnoławicowych piaskowców przewarstwionych łupkami. Obok tych dużych wciotów są na ich zboczach liczne drobne nacięcia do głębokości 2—5 m, przeważnie suche.

Drugą grupą dolin są wądoły i niecki złaziskowe. Są to zwykle formy małe, położone na zboczach poniżej wycieków wody, czasem odcinki wciotów wyciętych w iłóupkach. W części północnej formy te odmładzają odcinki starych, podmokłych dolinek nieckowatych na prawym zboczu Hoczewki. Na lewym niezalesionym zboczu Hoczewki występują często suche niecki głębokie do 10 m. Dno ich prawie płaskie, szerokie do kilku metrów, wychodzi na powierzchnię terasy bałtyckiej. U wylotu niecek często można zauważyć nabrzmienie stożka. Zbocza osiągają nachylenie 20—40°. W formach tych, poza rzadko występującymi zsuwami i spełnieniem dna w odcinku „początkowym“, brak śladów świeżych proce-

sów. Są to prawdopodobnie formy plejstoceniowe, które z powodu braku wody i nieobniżania bazy erozyjnej nie zostały odmłodzone w holocenie. Ruchy masowe występują rzadko. Spłukiwanie osiągnęło w holocenie znaczne rozmiary na stokach. Dowodem tego jest pokrywa deluwiów o miąższości 3 m stwierdzona w Hoczwi w nieckowato-płaskodennej dolinie, wychodzącej na terasę bałtycką. Wkładki torfów w deluwiach zbadane przez K o p e r o w ą zawierają liczne pyłki buka i ślady roślin uprawnych. Pokrywy związane są zatem z okresem gospodarki człowieka. Stwierdzone w lesie kanały i ślepe dolinki sufozyjne 5 m długie wskazują na rozwijanie się form dolinnych na drodze sufozji, która powszechnie występuje w obniżeniu Dziurdziowa [58]. Do niego należy już północno-zachodnia część obszaru Hoczew.

### W n i o s k i

W okolicy Hoczwi przeważają dwa typy modelowania:

1. Zmywowo-sufozyjny w części niższej północnej.
2. Zmywowo-erozyjny w części wyższej, piaskowcowej.

W postglacjale nastąpiło rozcięcie i nieznaczne pogłębienie doliny głównej wskutek niedocięcia się Hoczewki w plejstocenie do poziomu koryta Sanu. Zachowana, przeważnie u stóp stoków i u wylotów bocznych dolin, skalna terasa bałtycka spowodowała, że tylko w części południowej nastąpiło odmłodzenie dolin o większym spadku dna. W części północnej natomiast po wylesieniu nastąpiło jedynie ożywienie powierzchni denudacji na stromszych powierzchniach oraz zapłygnięcie den dolinek i podnóży stoków deluwiami.

## OBSZAR VII: BERESKA

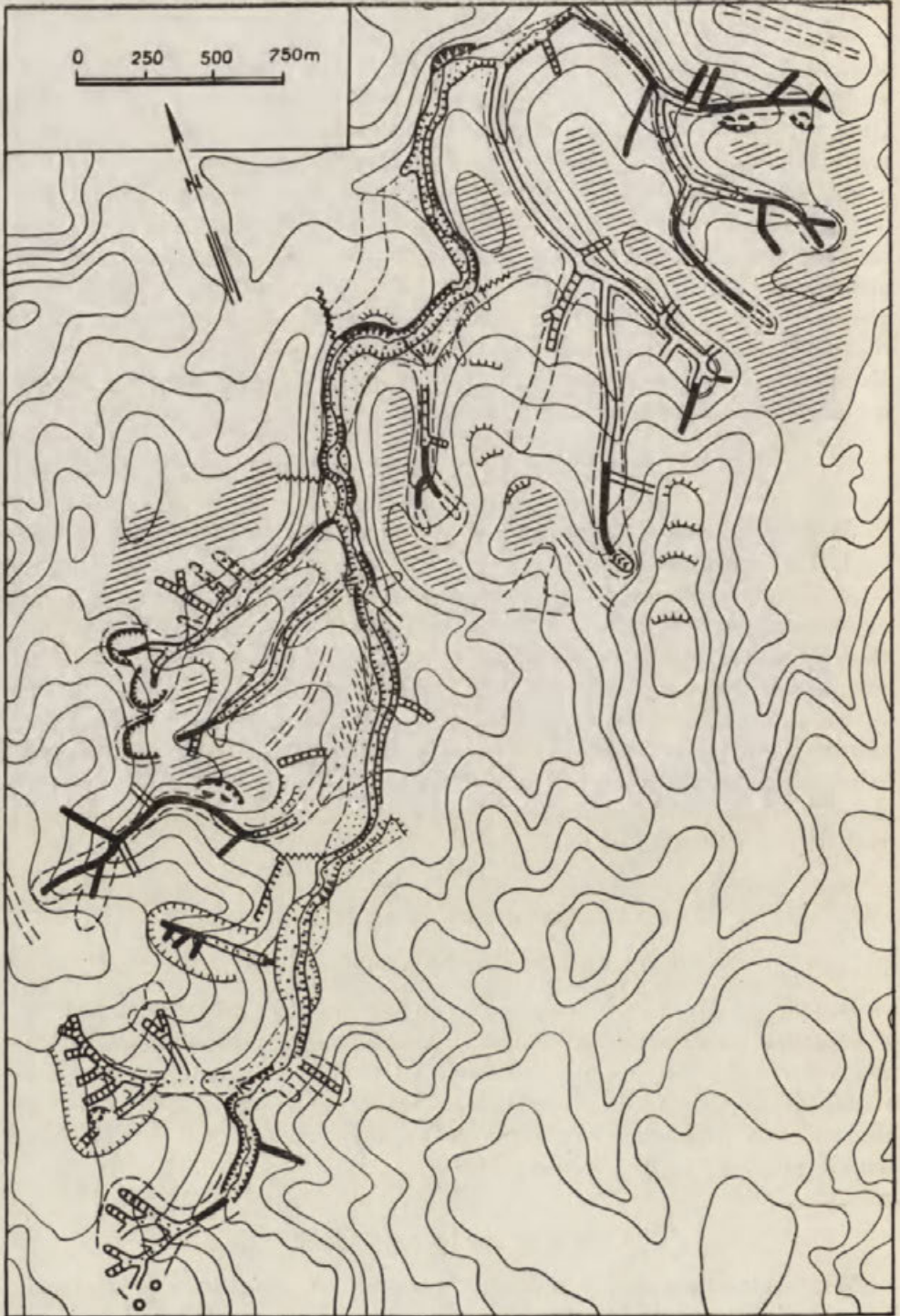
### Ch a r a k t e r y s t y k a o g ó l n a

Obszar pogórski również zbudowany z warstw krośnieńskich leży w dorzeczu Bereźnicy i potoku Myczkowskiego. Część południową stanowią garby pocięte dolinami głębokimi 100—150 m, opadające progiem o nachyleniu 15—20°, u stóp którego ciągnie się równoleżnikowe faliste obniżenie na łupkach. Na stromo ustawionych ławicach skalnych leżą cienkie pokrywy pylasto-piaszczyste.

### F o r m y h o l o c e Ń s k i e

Wszystkie stare doliny o kształcie niecek są wyścielone pokrywami i nawiązują w dolinie Bereźnicy do terasy skalno-akumulacyjnej 5—7 m wysokiej, którą wiąże z ostatnim glaciałem (ryc. 14). W wyciętą w post-





Ryc. 14. Obszar VII Bereska — morfologia  
Objaśnienia znaków patrz ryc. 6

glacjale rynną 10—20 m szerokości została włożona pokrywa terasowa zbudowana z 0,5-metrowej warstwy żwirów z nadkładem glin (do 2 m). Dolina ma przebieg kręty; na zakrętach występują ściany skalne 14—40 m wysokie, pionowe i podcinane. Występowanie terasy bałtyckiej tylko naprzeciw podcięć wskazuje, że podcięcia te powstały i były modelowane już w plejstocenie.

Wśród dolin holocenijskich najliczniejsze są wciosa, parowy i wądoły. Wciosa odmładzające stare doliny osiągają głębokość 2—10 m. Przeważnie stanowią one górne odcinki dolin, u wylotów mają dna akumulacyjne. Drobne wciosa stwierdziłem też na zboczach większych dolin. Jeden z wciósów jest wylesiony. Lita skała, w której jest wycięty, i obfite źródła w dniu uniemożliwiają jego szybkie przeobrażenie denudacyjne.

Parowy występują w obniżeniu poprzecznym do biegu dolin ciągnącym się u stóp progu. Mają głębokość 2—5 m, dno szerokie do 10 m, podmokłe, współcześnie zasypywane.

Częstsze, zarówno na obszarze północnym jak południowym, są płytkie (do 2 m) wądoły o nachyleniu dna około  $10^\circ$  i inicjalne niecki żłaziskowe. Osuwiska na zboczach są rzadkie. Liczne są za to kotły sufozyjne w lejach źródłowych dolin i na stokach, wskazujące na podziemne wymywanie glin zwietrzelinowych.

### W n i o s k i

Na obszarze Bereski przeważa typ modelowania:

1. Erozyjny.
2. Zmywowo-sufozyjny.

W postglacjale nastąpiło pogłębienie starych dolin na całej długości i powstanie nowych dolinek. Odmłodzenie dolin na całej długości wskazuje, że w dorzeczu Bereźnicy współcześnie zachodzi pogłębienie i dostosowywanie do podstawy erozyjnej koryta Sanu.

### OBSZAR VIII: RABKA — SKALISNE

#### Charakterystyka ogólna

Teren VIII obejmuje południkowo biegnące doliny potoków Kamionki i Skaliśniaka uchodzących do Raby. Oddzielają one zaokrąglone garby, o wysokości względnej 100—150 m. W części południowo-zachodniej występują utwory serii podmagurskiej, na wschodzie warstwy inoceramowe i krośnieńskie ([150] — ryc. 15) o biegu NW—SE i upadzie  $20\text{—}40^\circ$  na S lub SW. Dolina Kamionki zaczyna się płaską niszą źródłową nachyloną  $6\text{—}10^\circ$ , o powierzchni ścinającej ławice piaskowców i łupków. Niżej zbo-

cza są asymetryczne. Prawe, lekko wypukłe lub wypukło-wklęsłe nachylenie 6—20°, urozmaicone jest odmłodzonymi nieckowatymi dolinkami (ryc. 16). Zbocze lewe o nachyleniu w części górnej 20—30°, w dolnej 3—11°, ma charakter progu denudacyjnego podkreślonego szeregiem starych nisz osuwiskowych. Próg ten rozcina wąska i głęboka dolina Skaliśniaka o zboczach wypukłych, nachylonych często ponad 30°. Tnie ona w poprzek serie skalne o różnej odporności. Prawe zbocze doliny jest stromsze i nierozczłonkowane, lewe zaś w górnym odcinku rozcięte rozwartymi wciosami o głębokości 30—40 m.

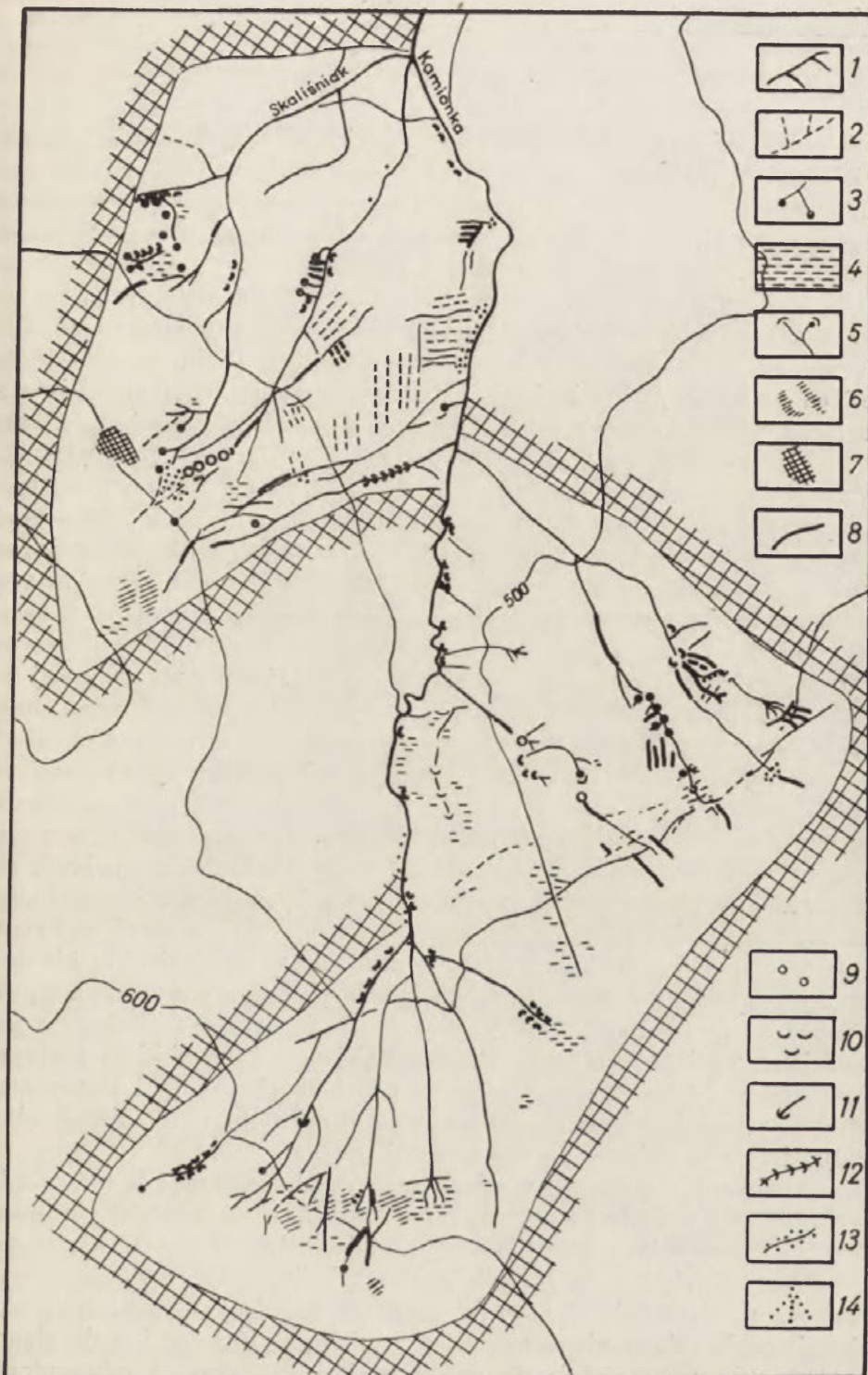
Stoki i dna dolin okryte są pokrywami, które na podstawie włożonych w nie osadów holocenijskich wiążę z ostatnim glaciałem. Szkieletowe gliny zwietrzelinowe okrywają wszystkie wzniesienia. Górne odcinki stromych zboczy utworzone są z gruzowych pokryw residualnych, które przechodzą niżej w gruzowo-piaszczyste pokrywy grawitacyjne, otulające też zbocza doliny Skaliśniaka. Podnóża stoku progu denudacyjnego, nisze źródłowe i łagodny prawy stok doliny Kamionki otulają pokrywy gliniasto-piaszczyste, złożone niekiedy z kilku leżących na przemian poziomów gliniastych i gruzowych o łącznej miąższości 2—4 m. W widłach obu dolin pokrywy te przechodzą w pokrywę akumulacji rzecznej z ostatniego glaciału. O większych zbiornikach wodnych w poziomach piaskowcowych świadczą źródła typu przelewowego i tereny podmokłe w strefie kontaktu z iłupkami (ryc. 15). Największym przestrzennie, ale mało zasobnym zbiornikiem są utwory pokrywowe, leżące przeważnie na podłożu łupkowym w dolnych częściach stoków. Woda spływa w pokrywach stokowych podziemnie. Liczne koryta prowadzą wodę przez cały rok (w lasach, w dolinkach zasilanych przez źródła) albo epizodycznie. Na stokach trwa spływ liniowy (pola orne) lub powierzchniowy (łąki) niezorganizowany (obserwowany w marcu 1957 r.; ryc. 17). W lasach w okresie badań nie obserwowałem spływu powierzchniowego.

Obserwacje z marca 1957 r. wskazują na duże zróżnicowanie klimatu lokalnego oraz czasu trwania i natężenia procesów (rola ekspozycji — ryc. 17).

Około 50% zlewni jest zalesione (fot. 8). Przeważają mieszane lasy bukowo-jodłowo-świerkowe z gęstym podsyciem i bogatym runem leśnym. Łąki i pastwiska zajmują niewielkie płyty na stokach podmokłych. Łagodne stoki obejmują grunty orne o układzie równoległym do poziomicy.

Ryc. 17. Obszar VIII. Fragment zdjęcia procesów w okresie roztopów w 1957 roku (20—21. III. 1957)

1 — ciekli płynące w dniu obserwacji; 2 — bruzdy wypełnione wodą lub ślady płynięcia wody; 3 — wypływy wody; 4 — tereny podmokłe; 5 — wypływy wody z kanałów sufozcyjnych; 6 — płyty śniegu; 7 — grunt zamrażnięty; 8 — żłobiny erozyjne; 9 — zapadliska sufozcyjne; 10 — świeże zsuwy; 11 — erozja wsteczna w korycie; 12 — pełznące dno; 13 — pokrywy deluwii; 14 — stożki napływowe



## F o r m y h o l o c e ń s k i e

Wszystkie omawiane formy stare wyścielone są pokrywami peryglacialnymi. W holocenie w pokrywach tych zostały wycięte płaskodenne dolinki Kamionki i Skaliśniaka, dolinki erozyjno-denudacyjne na stokach i w starych nieckach; powstały też różne typy osuwisk oraz formy związane ze wpływem powierzchniowym i podziemnym.

F o r m y d o l i n n e. Szerokie dno doliny Kamionki wypełnione pokrywami pogłębione jest płaskodenną rynną wciętą miejscami do 2 m w litą skałę. W piaskowcach dno jest wąskie, 5—10 m, spadek często osiąga 100—150‰, w łupkach natomiast szerokie do 30 m, akumulacyjne. Od zbiegu dolinek w leju źródłowym początkowo dno jest do 20 m szerokie zawalone rumowiskiem skalnym, zbocza asymetryczne (fot. 9). W odcinku drugim o przebiegu meandrowym korytu wciętemu w skałe towarzyszą listwy teras skalno-osadowych (do 1 m, 1,5—2 m i 2,5—3 m). Gruby, słabo obtoczony materiał na cokołach skalnych wskazuje na krótki transport. Na zalesionych zboczach osuwiskowych do 10 m wysokich zachowały się na wysokości 3,5—4 m fragmenty równiny akumulacyjnej. Równina ta jest płaska i odcięta dość wyraźną krawędzią od zboczy wyścielonych pokrywami. Mała miąższość pokrywy zwirowej na terasie, a równocześnie cokół skalny w tej samej wysokości co na przeciwnym stoku okrytym soliflukcją, wskazują, że terasa została obniżona erozyjnie, prawdopodobnie w fazie erozji późnoglacialnej. Odcinek trzeci składa się z szeregu zwężeń i rozszerzeń. Dalej dolina skręca, w związku z osuwiskiem na prawym stoku. Zbocza nadal są strome, koryto wycięte w skałe. Dopiero od zbiegu ze Skaliśniakiem pojawia się szerokie dno akumulacyjne, wychodzące na terasę — kamieniec Raby. Terasa peryglacialna 5-metrowa, zbudowana całkowicie z aluwii, świadczy, że dolny bieg doliny nie ulega pogłębieniu w holocenie. Wąskie dno doliny Skaliśniaka zostało w postglacjale rozcięte do 2—4 m, a następnie poszerzone do 5—15 m. Dno rynny zajmuje wcięte w skałe koryto powodziowe wysłane grubszym albo drobniejszym rumowiskiem skalnym (o średnicy do 2 m), sypiącym się z podcinanych zboczy i transportowanym w czasie wysokich stanów wód. Koryto to o średnim spadku 70‰ jest urozmaicone piaskowcowymi progami.

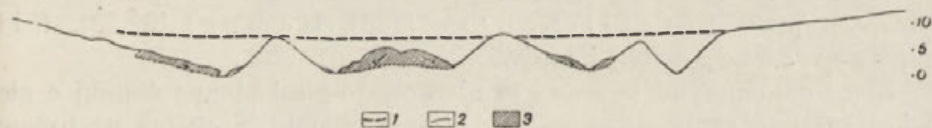
Na stokach obu dolin i w lejach źródłowych występują liczne dolinki o charakterze wciósów, wadołów, niecek złaziskowych, rzadziej parowów. Na stokach wylesionych są to formy płytkie, w lasach głębsze i śmielsze.

Wciósy wycięte są w starych wciósach i nieckach lub wcięte w wyrównane powierzchnie stoków. W dorzeczu Kamionki—Skaliśniaka występują wyłącznie w obszarach zalesionych (ryc. 15 i 16) i mają głębokość 1—15 m; przeciętnie 6—10 m. Docięcie do skały i odwadnianie

zwykle gwarantuje ich dalszy rozwój. Najgłębsze z nich pogłębiają stare formy dolinne (duża zlewnia i masa wody). Zaczynają się zazwyczaj wądołami, nieckami lub powierzchniami złaziskowymi. Inne zaczynają się stromym, cofającym się erozyjnie zamknięciem źródłowym (o wysokości do 6 m). Do takich należą niektóre dolinki w źródłowym leju Skaliśniaka. Ze względu na typ i natężenie współczesnych procesów wśród wciosów omawianego obszaru wydzielam kilka grup.

Pierwszą grupę stanowią wciosy o dnie wąskim, erozyjnym, niewyównanym dużym spadku (rzędu 5—15°), zboczach stromych z reguły jednostajnie nachylonych pod kątem 30—50°, rzadko objętych zsuwami lub zerwami. Tu należą odcinki początkowe wciosów dorzecza Skaliśniaka, wciosy nacinające zamknięcie doliny Kamionki (fot. 8) oraz nacięcia na stromych zboczach.

Druga grupa to wciosy głębsze o zboczach z reguły wklęsłych, osuwiskowych. Osuwiska w dorzeczu górnego Skaliśniaka powodują odmłodzenie starych zboczy (wciosów) przez obnażanie ich z pokryw. W lejach Kamionki i Skaliśniaka wciosy zbiegają się koncentrycznie. Powierzchnie starych stoków są szybko niszczone przez osuwanie zboczy wciosów, dociętych do litej skały. Odmładza się cały lej źródłowy (ryc. 18).



Ryc. 18. Profil poprzeczny górnego biegu doliny Kamionki. Szerokie zamknięcie źródłowe pocięte kilkoma wciosami holocenijskimi

1 — profil peryglacialnego dna doliny; 2 — dzisiejszy profil przez dolinki holocenijskie; 3 — masy ziemne zsuwające się ze zboczy

Trzecią grupę tworzą wciosy o dnie erozyjnym, płaskim. Wciosy te są formami dojrzałymi, wyciętymi w skałę, w ich dnie odbywa się okresowy transport rumowiska. Przyczyną tego jest docięcie się do twardszej skały, powodujące wzmożoną erozję boczną. Taki charakter ma dolina Skaliśniaka i doliny jego dopływów. Materiał szybciej unoszony jest na progach o większym spadku (gdzie pozostają głazy), osadzany zaś między progami na odcinkach wyciętych w łupkach. W jednej z dolin mała struga nie potrafiła głębiej rozciąć ławic piaskowcowych — w rezultacie powstała dolina dwustopniowa złożona z dwóch odcinków wciosowych oddzielonych płytką V-kształtną formą, w której trwa akumulacja.

Doliny o charakterze parowów są nieliczne. Na łagodnych, wylesionych stokach pokrytych pokrywami soliflukcyjnymi 5 dolinek ma w odcinku środkowym, okresowo odwadnianym, dna wysłane gliną deluwialną.

Zbocza do 3 m, wysokie, zadarnione, mają nachylenie 10—30°. Okres ich formowania wiąże z okresem gospodarki człowieka [58, 32, 128].

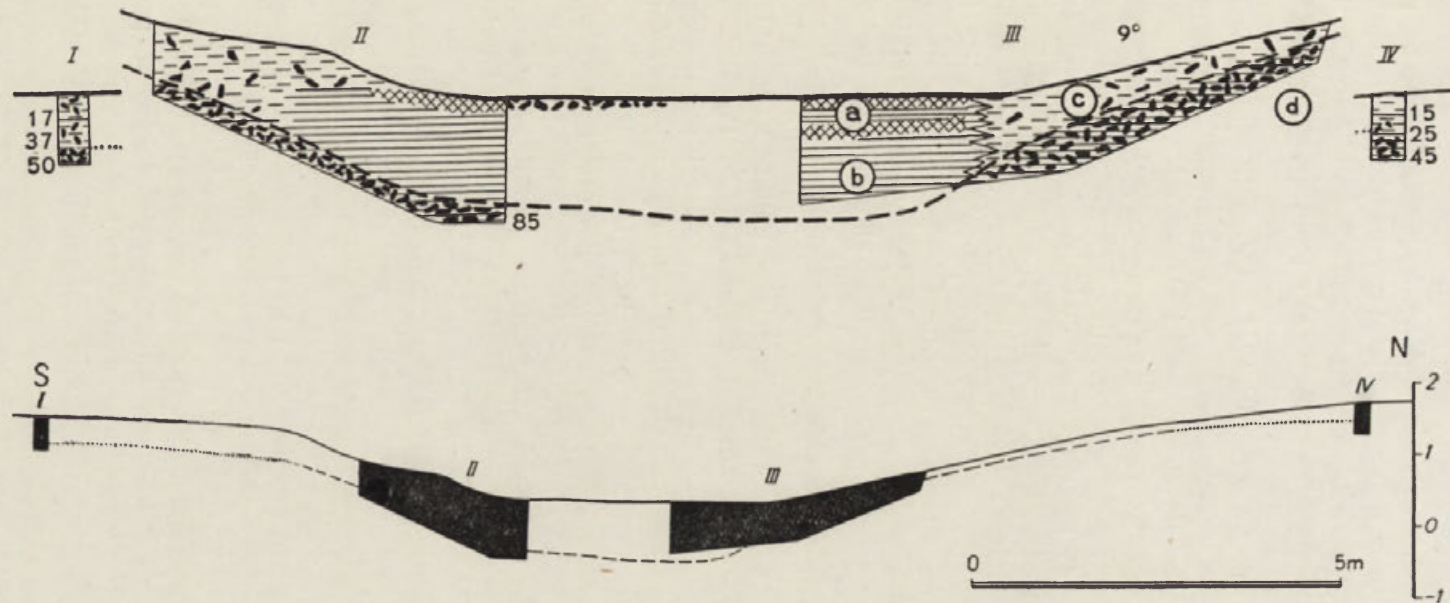
Wądoły o dnie złaziskowym występują w obszarach leśnych i bezleśnych. Dno mają zawsze zadarnione, faliste i podmokłe; nachylenie 8—15°. Nad dnem o szerokości 2—6 m wznoszą się zbocza zazwyczaj złaziskowe nachylone 10—25° i wysokie 0,5—5 m. Są one albo „samodzielnymi“ dolinkami na łagodnych stokach lub osuwiskach, albo stanowią odcinki wciosów i innych dolin. Przeprowadzone badania pozwalają na wyróżnienie 2 typów wadołów.

Pierwszy wiąże się z obszarami zbudowanymi z iłolupków, po których spływa woda ze źródeł. Namoknięta gleba pełznąca żłobi, a potem pogłębia płytką (0,5 m) formę nieckowatą lub płaskodenną. Takie wadoły występują w lesie na lewym, wypukło-wklęsłym zboczach doliny Kamionki.

Drugi typ stanowią wadoły 3—5 m głębokie, zasilane przez wodę gruntową. Były to prawdopodobnie wciosy docięte do zbiornika wodnego, których dno wskutek wylesienia zostało zapłynięte materiałem zboczowym. Wskazują na to dwie dolinki źródłowe z dorzecza Skaliśniaka. Jedna z nich zalesiona, stale odwadniana jest wciosem, druga zaś przed niewielu laty wylesiona (na zboczach spróchniałe pniaki) ma już wąskie, ale płaskie i złażące dno. Drugi typ wadołu odpowiada w pełni formom badanym przez Stratil-Sauera [133], Hempel [32,33], Klimaszewskiego [58] i innych.

Nieco odmiennymi formami są nieckowato-płaskodenne dolinki o głębokości 0,5 m, na prawym stoku doliny Kamionki. Stok ten nachylony około 12° jest zbudowany z pokryw gruzowo-gliniastych o miąższości ponad 2,5 m (ryc. 19). Pokrywy te rozcina do głębokości około 2 m rynna dolinna, której kopalne dziś zbocza są nachylone do 30°. Dno tej rynny wyściela warstwa około 75 cm ilastych deluwiów. Na nich w strefie przyzboczowej leży żółta gleba gliniasto-kamienista. Dziś dolinka ma dno płaskie 4 m szerokie, złaziskowe, porośnięte kwaśnymi trawami i mchami; zbocza o nachyleniu 9—15° również pełzną odcinkami. W czasie wykonywania wkopów (IX. 1957) woda płynęła po dnie dolinki i przepajała wierzchnią część deluwiów. W glinie z rumszem podścielającej jej brak było natomiast wody. Dolinka przeszła następujące fazy rozwoju. Na stoku została wycięta dolinka erozyjna (wąwóz, wcięcie drogowe?), która następnie wskutek wylesienia została przeobrażona w parów. Deluwia utworzyły warstwę nieprzepuszczalną, umożliwiającą pełznięcie dna przy nachyleniu około 10°.

Wśród dolinek nieckowatych najczęstsze są niecki typu dellen [122] modelowane przez splukiwanie i splezywanie, o nachyleniu zboczy do 10°. Nie mają one wyraźnego załomu oddzielającego zbocza od stoku, na którym powstały. Przeciętnie o szerokości 5—10 m, stanowią zwykle po-



Ryc. 19. Profil wądołu na prawym zboczu doliny Kamionki  
 Forma wycięta w pokrywach perylacjalnych (d), następnie wypełniona mułkami (b) i glinami z gruzem (c).  
 Warstwa powierzchniowa dna zbudowana z glin torfiastych, które nasiąknięte wodą pełzną (a)



czątki dolin (wciosów lub wądołów). Najliczniejsze są na prawym stoku Kamionki, między innymi na języku osuwiska, gdzie spełniają rolę rynien drenujących. Zajęte przeważnie przez grunty orne są liniami ścieku wód, które unoszą drobny materiał, pogłębiając w ten sposób nieckę (ryc. 17).

**R u c h y m a s o w e.** Wśród form denudacyjnych na pierwszy plan wysuwają się różnorodne formy osuwiskowe. Obejmują one nie tylko znaczne powierzchnie stoków, ale i zbocza młodych dolin.

Osuwiska stokowe występują przede wszystkim na czołach ławic piaskowcowych serii podmagurskiej (lewe zbocze doliny Kamionki). U stóp stromych ( $30\text{--}40^\circ$ ) okrytych rumowiskiem i zalesionych ścian nisz  $10\text{--}20$  m wysokich ciągną się tu wały lub schody półkolisto wygięte, o wysokości kilku metrów. Dobre zachowanie tych form i słabe ponacinięcie dolinkami mogłoby wskazywać na postglacjalny wiek tych osuwisk. Z drugiej jednak strony wyrównane ściany nisz i łagodne przejście języków w podnóża stoków, wyrównane jakby soliflukcyjnie, przemawiają za utworzeniem ich nie później niż u schyłku glacjału, być może na progu Allerödu\*. W innych wypadkach języki tych osuwisk  $200\text{--}300$  m długie schodzą do dolin i modelowane są przez złaziska i płytkie zsuwy. Na przeciwnym stoku w dolnym odcinku doliny Kamionki rozwinęło się osuwisko  $350\text{--}600$  m długie i  $400$  m szerokie. Powstało ono na stoku nachylonym  $8\text{--}12^\circ$ , zbudowanym z warstw inoceramowych, okrytych utworami pokrywowymi. Osuwisko było wyraźnie dwuetapowe. Główna nisz, dziś zalesiona, o wysokości  $10$  m i nachyleniu  $30^\circ$  związana jest ze starszym i głębszym zsuwem. Później w części centralnej niszy nastąpiło płytkie obsunięcie, którego śladem jest podchodząca pod sam grzbiet nisza o wysokości do  $6$  m i nachyleniu do  $30^\circ$ , okryta rumowiskiem ze śladami świeżych zsuwów (niezalesiona). W części czołowej, która dotarła do rzeki, nastąpiły wtórne zsuwy, trwające lokalnie do dziś. Na wiek osuwiska wskazuje również świeżość pooddzielanych bezodpływowymi zagłębieniami wałów osuwiskowych o nachyleniu stoków  $15\text{--}20^\circ$  i wysokości  $5\text{--}8$  m. Na powierzchni języka zaczyna się organizować sieć dolinna. Powstały dwie większe doliny nieckowate, przechodzące w dolnym odcinku we wciosy. Świeżość form i brak zalesienia przemawiają za tym, że osuwisko to powstało prawdopodobnie w okresie wylesienia obszaru. Osuwiska w lejach źródłowych występują na większą skalę w leju Skałiśniaka i są związane z zachowaniem równowagi stoków podciętych przy połączeniu się dolinek. Osuwiska te, długości do  $150$  m, przyczyniają się do zupełnego przeobrażenia starych zamknięć dolinnych.

Na zboczach młodych dolin, a także na podcięciach stoków i języków

\* Na stoku tym obok omawianych są ślady starszych nisz i wałów.

osuwiskowych powstają na obszarze zalesionym liczne zsuwy i zerwy ziemne oraz zerwy skalne i obrywy. Przemieszczane w ten sposób masy objętości rzędu kilku lub kilkudziesięciu m<sup>3</sup> powodują w efekcie cofanie się podcięć erozyjnych. Zbocza osuwające się porośnięte olszą szarą wykazują trwanie ruchu, ponieważ korzenie olszy, choć dobrze rozwijające się i regenerujące, ulegają łatwo rozrywaniu [110].

Równocześnie z formami większymi powstają na zboczach dolin holoceńskich liczne drobne formy, a mianowicie zsuwy darniowe i zwały usypiskowe. Zsuwy darniowe obserwowałem również w lasach na zboczach słabo utrwalonych przez mchy i roślinność zielną (III. 1957). W marcu 1957 r. obserwowałem również u stóp podcięć skalistych ścian świeże zwały usypiskowe o miąższości ponad 10 cm. Szczególnie łupki i cienkolawicowe piaskowce były w ścianie silnie pękane i kruszyły się. Przyczyną wietrzenia było częste zamarzanie i odmarzanie gruntu w czasie zimy 1956/1957 r. (tab. 3). Spelżywanie ilastej zwietrzeliiny zadarnionej nasiąkniętej wodą obejmuje obszary o nachyleniu 7—15°. Mają one niespokojną, falistą powierzchnię o deniwelacjach do 0,5—1 m. Najwięcej płatów złaziskowych o powierzchni kilku hektarów występuje na łupkach podścielających piaskowce warstw podmagurskich i inoceramowych w strefie stoku krawędziowego. Niektóre ze złazisk związane są z wodą wypływającą powyżej (ryc. 15) i powodują pełnienie wąskich pasów gruntu. Z czasem smugi te dają początek formom dolinnym. W innych wypadkach woda przelewająca się ze zbiorników w piaskowcach płynie podziemnie w pokrywie i przedostaje się na zewnątrz „całą powierzchnią“ powodując trwałą podmokłość i spelżywanie pokrywy na stoku, nawet w obrębie gruntów ornych. Na lewym zboczu doliny Kamionki o nachyleniu 10—20° na odcinku około 300 m długości występują złaziska poddarniowe, rozwijające się w obrębie pokryw ilasto-gruzowych przepojonych wodą. Rosnące na stoku świerki i olsze są wolno przesuwane w dół, tak że powoli przechylają się i ulegają skrzywieniu (fot. 10). Niektóre drzewa o średnicy do 50 cm jakby „wyrastają“ spod pokrywy wyścielającej stok, nasuniętej na koryto potoczka i wspierają się o zbocze przeciwne (ryc. 18). Pokrywa mchów i ściółki nie ulega natomiast wyraźniejszemu rozrywaniu. Spelżywanie zatem, podobnie jak w klimacie gorącym [58], przebiega w „ciekłej“ masie poddarniowej, dla której ruchu płytko korzeniące się drzewa nie stanowią poważniejszej przeszkody.

Ze s p ł u k i w a n i e m, poza nieckami z rozmycia nie są związane żadne wyraźniejsze nowe formy. Największe rozmiary przybiera spłukiwanie na długich wylesionych stokach — w ich odcinkach wypukłych. 21 marca 1957 r., mimo ogólnie niewielkiego natężenia procesów, obserwowałem w górnym odcinku wylesionego prawego zbocza Kamionki przy nachyleniu 8—12° — liczne żłobiny erozyjne o głębokości 10—20 cm

(ryc. 17, fot. 11). Cięły one w poprzek zagony, oddzielone od siebie krawędziami śródpolnymi. Najwięcej żłobin było na polach pokrytych ozi-miną i na zeszlorocznych ścierniskach. Większość żłobin miała przebieg nieregularny i przerywana była mostami ziemnymi świadczącymi o wykorzystywaniu nor krecich. Poniżej na tym samym stoku nie obserwo-wałem żłobin — woda odpływała albo dolinkami albo podziemnie. Na przeciwnym stoku, w dolnym odcinku, woda gromadziła się w bruzdach polnych (materiał słabo przepuszczalny) i spływała drogami (żłobiny do 30 cm). Wykonane tu wkopy i wiercenia wykazały, że peryglacialne spłaszczenie akumulacji rzeczno-soliflukcyjnej pokryte jest warstwą de-luwiów gliniastych o miąższości 30—55 cm.

**S u f o z j a.** W górnej części prawego stoku doliny Kamionki o na-chyleniu 10°, w odległości około 250 m od działu wód znalazłem wiosną 1957 r. kocioł sufozyjny 55 cm głęboki, w którego dnie płynęła woda, wypływająca niżej na powierzchnię. Występowanie do głębokości 1,4 m trzech wyraźnych poziomów gruzowych pooddzielanych warstwami ila-stymi pozwala przyjąć istnienie drenażu podziemnego w kilku poziomach. Najniższy poziom gruzowy na głębokości niżej 1 m, nawodniony między innymi w czasie wykonywania wierceń (IX. 1957), jest najprawdopodobniej stałym poziomem wymywania podziemnego na tym odcinku stoku. Najpłytszy poziom spływu podziemnego stwierdziłem w spągowej części warstwy ornej (fot. 11). Na stoku przeciwległym woda z młaki, płynąca niżej w lesie podziemnie pod ściółką, wymywa na głębokości do 50 cm kanał, którego strop na kilkumetrowych odcinkach ulega zapadaniu (fot. 12). Na przeszkodzie w dalszym rozwoju młodego wcięcia stoją drzewa, które utrzymują między korzeniami pokrywę gleby i ściółki, albo w wypadku zupełnego podmycia osiadają powoli i zatykają całą wyciętą rynnę.

### W n i o s k i

Na obszarze Rabka—Skalisne wyróżniam cztery podstawowe typy modelowania i niszczenia form starszych w holocenie:

1. Erozyjno-osuwiskowy, obejmujący strefę denną większych dolin oraz stare leje źródłowe.

2. Osuwiskowy — na stromych stokach krawędziowych lub podci-nanych.

3. Zmywowo-sufozyjny — zajmujący największe powierzchnie stoków; w obszarach leśnych przeważa wymywanie podziemne, w wylesionych często powierzchniowe.

4. Złaziskowy — na niewielkich powierzchniach dobrze nawodnionych, zbudowanych z utworów ilastych.

Takie zróżnicowanie typów modelowania na niewielkim obszarze jest

typowe dla Pogórzy zbudowanych z warstw podmagurskich czy inoceramowych, bardzo zmiennych litologicznie, a nie okrytych grubszymi pokrywami peryglacjalnymi (jak obszary I—III).

Niszczenie typu holocenijskiego związane z klimatem leśnym trwa zapewne w niższych partiach stoków od Allerödu [128]. Z okresem późnego glacjału, w którym tworzyły się zbiorniki wód gruntowych, wiąże większość martwych dziś osuwisk stokowych oraz erozyjne wycięcie w pokrywie terasy bałtyckiej 2—4 m [por. 130]. Formy erozyjne powstałe w późnym glaciacie zostały pogłębione w holocenie. Na zmienne natężenie procesów w samym holocenie wskazują niskie terasy erozyjno-osadowe związane z etapowym wcinaniem dolin. Stwierdzenie spływu podziemnego w lesie pozwala przyjąć, że w zakładaniu nacięć stokowych bierze udział sufozja. Na duże natężenie procesów w obszarach wylesionych wskazują obserwacje procesów z marca 1957 r. oraz duże osuwiska i wcięcia drogowe o głębokości do 2 m. We wciosach również zaznaczył się wzrost erozji. Mówią o tym nieregularne zwały głazów i kamieni transportowane w czasie ulew letnich dnami tych wciosów, których odcinki źródłowe są wylesione.

Stopień przeobrażenia form starych w postglaciacie jest znaczny. Procesy holocenijskie nie ograniczyły się tylko do wyprzątania plejstocenijskich utworów pokrywowych. Potoki główne wcięły się też w litą skałę, podcięły zbocza, które są cofane przez ruchy grawitacyjne i rozczłonkowane dolinkami. Największe przeobrażenia stwierdziłem w lejach źródłowych. Na przykład w leju Kamionki pięć zbiegających się koncentrycznie wciosów spowodowało zniszczenie stoku peryglacjalnego (ryc. 18). Stoki stare zostały albo zupełnie zniszczone przez osuwiska, zajmujące około 1/6 powierzchni, albo ponacinane nowymi młodymi dolinkami. Wskutek powstania form nowych i przedłużenia przez erozję wsteczną starych, długość wszystkich dolinek erozyjnych i denudacyjnych wzrosła w dorzeczu Kamionki z 5,1 do 12,6 km, a w zalesionym dorzeczu Skaliśniaka z 4,3 do 7,2 km. Formy te są nadal pogłębiane. Tylko w dolinach wylesionych, wciętych w pokrywach stokowych, procesy trwające dziś prowadzą do zamierania form. Materiał transportowany w dnach dolin i po stokach jest niemal w całości wynoszony z obszaru dorzecza. Akumulacja w dnach dolin nie przekracza z reguły 1 m — jest to materiał wynoszony etapami w czasie wysokich stanów wody. Objętość mas złożonych w rynach w obrębie zlewni nie przekracza 50 000 m<sup>3</sup>. Spróbowałem obliczyć objętość mas wyprzątniętych z dolin w holocenie. Przyjmując, że głębokość większych dolinek holocenijskich (o założeniach starszych) wynosi średnio 10 m, a odległość górnych załomów na zboczach 30 m, średnia głębokość zaś małych dolinek stokowych 2 m (przy odległości górnych załomów 10 m), obliczyłem powierzchnię średnich przekrojów dwóch

klas wielkości dolin. Powierzchnie te pomnożyłem następnie przez długości dolin obu klas. Objętość mas ziemnych i skalnych wyprzątniętych z dolin dorzecza Kamionki i Skaliśniaka wynosi około 985 000 m<sup>3</sup> (280 000 m<sup>3</sup> z 1 km<sup>2</sup>). Pominąłem tu duże masy osuwisk stokowych, w przeważnej części zachowane na stokach, które zmieniły tylko swój kształt. Łącznie ze spłukiwaniem i dostawą mas przez niektóre osuwiska do potoków, wielkość wyprzątnięcia może być o około 50% wyższa. Tak duże rozmiary wyprzątniania w okresie postglacjalnym spowodowane są małą odpornością oraz dużym spadkiem dolin i udziałem erozji liniowej w modelowaniu. Obserwując grube pokrywy peryglacjalne na stokach należy wątpić, czy tak duże wyprzątnięcie materiału poza obręb zlewni mogłoby nastąpić w klimacie peryglacjalnym.

## OBSZAR IX: RZYKI — LESKOWIEC

### Charakterystyka ogólna

Obszar Rzyki — Leskowiec obejmuje część wschodnią kotła źródłowego Rzyczanki ograniczoną od południa i od wschodu głównym pasmem Beskidu Małego o wysokości 805—922 m, a od północy grzbieciem Gancarza. Strome stoki (15—25°) rozczłonkowane są płaskimi nieckami lub głębokimi niszami zamkniętymi dolinnych. Niżej głębokość dolin wciosowych osiąga 100—150 m. Stromość zboczy wynosi przeciętnie 25—30°. Na stokach Gancarza między dolinami głębokości do 50 m zachowały się odcinki stoku urozmaicone jedynie formami denudacyjnymi, także stok zachodniego grzbietu Klimaski jest nierozczłonkowany. Koło połączenia zbiegających się koncentrycznie wciosów dolina zaczyna być płaskodenna, a niżej dno rozszerza się do 200 m.

Kocioł źródłowy Rzyczanki zbudowany jest niemal wyłącznie z warstw gódluskich środkowych (ryc. 20). Są to piaskowce glaukonitowe, mikowe lub wapniste, drobnoziarniste, zbite, o ławicach 0,1—1,0 m z drobnymi wkładkami zielonych łupków ilastych o miąższości do kilkudziesięciu centymetrów [69]. Skały te nachylone są pod kątem 5—20° ku SSE. W rezultacie na stoku północnym głównego grzbietu znajdują się wychodnie ławic skalnych, powierzchnia południowego stoku Gancarza zaś jest zgodna z powierzchniami ławic. Na litej skale leżą pokrywy o dość jednolitym charakterze gruzowo-gliniastym. Na wierzchowinach i łagodnych stokach są to cienkie pokrywy zwietrzelinowe, a na stromych stokach (o nachyleniu ponad 25—30°) rumowiska skalne utrwalone przez roślinność. Podnóża stoków i dna dolin, począwszy od nieckowatych zamknięć aż po dolinę główną, wyścielone są również gliniasto-gruzowymi, łatwo przepuszczającymi wodę pokrywami soliflukcyjnymi. Zbiorniki wody pod-

ziemnej występujące w skałach litych są niewielkie, ale liczne w związku z występowaniem poziomów łupkowych. Dlatego jest wiele wypływów punktowych i młak. Drugi zbiornik okresowy w przepuszczalnych pokrywach zatrzymuje znaczną część wody, która nie może tak szybko pomieścić się w skale dość słabo przepuszczalnej. Równocześnie przez te pokrywy przepływa woda wypływająca podziemnymi „źródłami“ z litej skały. Dlatego ciekły zgrupowane we wciosach wyciętych w pokrywach zaopatrywane są przez liczne wycieki. W czasie ulew szybko wzrasta przepływ, dolinami transportowane jest rumowisko, co wskazuje na szybki spływ.

Lasy liściaste (bukowe) zajmują około 2/3 powierzchni. Na wyrębach rozwija się bujnie podszycie. Łąki i pastwiska zajmują obszary wierzchowinowe. Poniżej 600 m n. p. m. stoki zajmują pola orne poddzielane terasami śródpolnymi.

### Formy holocenijskie

Stosunek do form peryglacialnych. Duże stare doliny są śmiało i pogłębiane erozyjnie. Z pokryw peryglacialnych zbudowane są podstokowe spłaszczenia o nachyleniu przeciętnie 6—16° i szerokości do 100 m, wzniesione 4—7 m nad poziom potoków. Na pełnięcie po stokach wskazuje fluidalne ułożenie materiału gruzowego. W wyższych partiach stoków o nachyleniu 20—35° obserwowałem nieczynne formy pasów kamienistych. W górnych odcinkach dolin wciosowych pokrywy soliflukcyjne wyścielają dna o spadku 8—12° nadając im profil wklęsły. Ponieważ nie stwierdziłem pokryw różnowiekowych, a spłaszczenia rozcięte są wciosami holocenijskimi, spłaszczenia te wiążę z ostatnim glaciałem. Występowanie w odsłonięciach materiału bardzo różnie obtoczonego mówi o równoczesności transportu rzeczno i soliflukcyjnego, a wyścielenie pokrywami aż do źródeł wskazuje, że transport zboczowy przeważał w osi doliny nad podłużnym. Materiał wynoszony z wciosów gromadził się u ich wylotów w postaci stożków o nachyleniu 6—11°. W jednym ze stożków u wylotu doliny biegnącej spod Gancarza stwierdziłem w warstwie stropowej, o miąższości 1,5 m, wyraźne osady akumulacji wodnej w postaci warstwy otoczków o średnicy do 0,5 m, podścielonych warstwowanymi glinami napływowymi. Te osady wód płynących zazębiają się, jak też są podścielone i przykryte utworami zboczowymi. Osady rzeczne w stropie stożka można by wiązać (por. obszar XI) ze zmianami klimatycznymi na początku późnego glaciału. W kilku wypadkach stwierdziłem jednak, że spłaszczenia akumulacji soliflukcyjnej odcinają się krawędzią (około 3 m) od terasy zbudowanej z pokrywy z okresu glacialnego. Przypuszczam, że w pierwszej fazie erozji późnoglacialnej

lub też w młodszym dryasie została wycięta w pokrywie bałtyckiej równina erozyjna [130].

Pokrywy peryglacjalne w dolinie głównej zostały w holocenie rozcięte szeroką płaskodenną rynną. W dolinach bocznych stwierdzam różny stopień odpreparowania, a często i pogłębienia starych form dolinnych (tab. 4).

**F o r m y d o l i n n e.** Holocenijskie dno w dolinie głównej, poniżej połączenia dolin źródłowych, ma 50—100 m szerokości. Ograniczone jest ono krawędziami teras lub podcięciami stokowymi o wysokości 10—20 m. Zachowane fragmenty pokrywy peryglacjalnej, „przylepione“ do zboczy skalnych na wysokości 3—8 m, pozwalają stwierdzić, że w holocenie nastąpiło poszerzenie doliny przez podcięcie łagodniejszych skalnych zboczy interglacjalnych. W dnie występuje koryto o szerokości 2—5 m z towarzyszącymi mu wąskimi płytami kamieńca. Nad korytem normalnym ciągnie się koryto powodziowe. Jest nim terasa 0,5—1,5 m, zajmująca miejscami całą szerokość postglacjalnego dna, zbudowana ze żwirów i nadsypywana glinami piaszczystymi. Miejscami występują płyty 1,5—2,5-metrowej terasy również żwirowej, będącej pozostałością po bliżej nie określonym okresie akumulacji. Poszerzenie holocenijskiego dna postępuje również w dolnych odcinkach dolin bocznych. Dna mają tu szerokość 10—20 m i poszerzane są przez potoki błędzące w niesionym materiale. Fragmenty teras związane są z ześlizgiwaniem się meandrów.

Wciosy są najpospolitszymi formami dolinnymi. Przeważają formy odmładzające starsze doliny wyścielone pokrywami. Granicę odmłodzenia, a ściślej cofnięcia się zbocza, znaczy załom zboczowy leżący na wysokości od 5 do 20 m. Dnami o schodowym spadku transportowane są ławice rumowiska. Płytkie wciosy w zamknięciach dolin, wycięte w pokrywach i odwadniane okresowo, mają dno wąskie, zbocza zsuwające się. Są to właściwie debrze, pogłębiane w czasie ulew i roztopów. Większe wciosy docięte do litej skały, powszechne są w górnych odcinkach dolin. Spadek dna waha się od kilku do trzydziestu stopni, zależnie od odporności skał. Szerokość dna wynosi 2—5 m, zbocza są strome 40—50°, ponieważ woda płynąca nawet przy dużym spadku podcina raczej zbocza zbudowane z pokryw, niż wcina się w litą skałę. W kilku wciosach nastąpiło już w litej skale pogłębienie od 2 do 5 m. Szczególnie wyraźnie widać odporność skały na północnym stoku głównego grzbietu. Odcinki wycięte w odporniejszych piaskowcach są płytsze, mają spadek wąskiego dna 15—20° i łagodniejsze zbocza. W łupkach natomiast dno o maksymalnym nachyleniu 8—10° jest szersze, zasypane rumowiskiem transportowanym w czasie ulew. Zbocza są strome i zsuwające się, forma ma profil skrzynekowy.

Obok wciosów odciętych wyraźnym załomem od form starszych, występują w Beskidzie Małym doliny V-kształtne pozbawione załomów,

o zboczach przechodzących w stoki grzbietów. Wśród form tych wydzieliłem dwa typy.

Pierwszy ma zbocza lekko wklęsłe o nachyleniu 15—30°, dno o szerokości kilku metrów, łagodnie przechodzące w zbocza. Dnem, odwadnianym epizodycznie, transportowany jest rumosz nawet o średnicy 30—70 cm. U wylotu dna przechodzą w duże stożki, zawieszane na wysokości terasy ostatniego zlodowacenia. W podcięciu jednego ze stożków koło przysiółka Mydlarze widać, że zbudowany jest on (7 m) z pokryw gruzowych (fot. 13). Doliny te uważam za formy stare, wysłane pokrywami peryglacjalnymi, nie odmłodzone z powodu braku odwodnienia.

Inny typ tworzą wcioty z wąskim, erozyjnym dnem o znacznym spadku (rzędu 20°) i zboczami wypukłymi o nachyleniu 30—35°. U zbiegu z innymi wciotami nawiązują do wspólnej holocenijskiej podstawy erozyjnej. Spadek dna i głębokość są podobne jak w sąsiednich wciotach z załomami. Formy te zostały ostatnio przeważnie wylesione, co umożliwiło zniszczenie załomów. Prawdopodobnie są to formy starych wciotów (interglacjalnych), odpreparowane z wyścielających je pokryw. Wymagają jeszcze szczegółowego zbadania.

Z wciotami wiąże się grupa form dolinnych złaziskowo-korazyjnych, powszechnych w zamknięciach źródłowych na północnym stoku głównego grzbietu. W małych dolinkach na stokach i w płytkich rynnach, które nacinają stare leje źródłowe, obserwuje się (wskutek dużego spadku dna) transport różnego typu zależnie od materiału i ilości wody płynącej. Na poszczególnych odcinkach, a czasem na tym samym, tylko w różnym czasie, przeważa złożenie materiału nasiąkniętego wodą, osuwanie i osypywanie się lub też transportowanie przez wodę płynącą. Formą wyjściową są przeważnie smugi złaziskowe, niecki złaziskowe i wądoły o głębokości do 1 m zgrupowane na stokach głównego grzbietu. W tych strefach podgrzbietowych o nachyleniu 18—25° woda wyciekająca na stoku powoduje namakanie pokryw. Poniżej formy te stają się głębsze (do 2—4 m), a w ich dnie (do 4 m szerokości i o nachyleniu 20—32°) wyciętym często w skale, materiał jest transportowany tylko częściowo przez ruchy grawitacyjne. Widać tu już wyraźne ślady wody płynącej. Rynny przechodzą we wcioty albo niepostrzeżenie albo wyraźnym progiem erozji wstecznej. Przez analogię z innymi obszarami w Karpatach (XI, XV) uważam, że rynny te wyścielone rumowiskiem mają częściowo założenia peryglacjalne. Stare korazyjne rynny dzięki obecności wody zostały pogłębione w holocenie.

**Ruchy masowe.** Osuwiska na tym terenie występują rzadko. Jedyny większy obszar osuwiskowy znajduje się na południowym zaleśnionym stoku Gancarza o przeciętnym nachyleniu 15—20°. Są to skiby skalne o wysokości 10—30 m powstałe przez ześlizgnięcie mas skalnych po powierzchni uławicenia wskutek podcięcia przez leje źródłowe. Mają



one formy raczej zaokrąglone, tylko we wschodniej części jedna z nisz ma nachylenie  $44^\circ$ . Niżej, oddzielony rowem, ciągnie się wał skalny o wysokości 6 m. Biorąc pod uwagę stan zachowania form zaznaczyłem jako postglacjalne tylko wyrazistsze człony osuwiska. Poszczelinienie mas skalnych i drenaż podziemny uniemożliwiły silniejsze rozczłonkowanie tych osuwisk.

Mniejsze osuwiska stokowe występują na obu zboczach głównej doliny oraz na prawym zboczu doliny na wschód od Klimaski. Są to zwykle osuwiska rynnowe, utrwalone (las) i bezwodne, o niewyraźnych wałach i kilkumetrowych niszach. Jedno z nich, wylesione, ma język współcześnie osiadający wskutek nasiąknięcia glin wodą ze źródła.

Złaziska zajmują na stokach o nachyleniu  $14\text{--}30^\circ$  obszar o łącznej powierzchni kilku hektarów. Na wylesionych w strefie podgrzbietowej stokach głównego pasma o nachyleniu  $16\text{--}23^\circ$  stwierdziłem występowanie szeregu nabrzmięń o kształcie wałów lub pagórków, długości  $1\text{--}5$  m i wysokości do 1 m (fot. 14). Powyżej występują przeważnie zagłębienia zamknięte niszami o nachyleniu do  $30^\circ$ . Warstwa glebowa jest tu cienka, już na 15 cm głębokości pojawia się drobny gruz piaskowcowy. Większość tych zagłębień jest uformowana przez zsuwy zwietrzliny z okresu np. deszczów nawalnych, mniejsze nieregularne wiążą się prawdopodobnie z wykrotami drzew. Ruchy te odbywają się bezpośrednio po wylesieniu. Wskazują na to obserwacje z sąsiednich części stoków niedawno wylesionych lub silnie przerzedzonych. Stwierdziłem tam świeże przesunięcia pokrywy zwietrzelinowej i wyraźne pęknięcia (szczeliny o głębokości do 0,5 m). Wylesienie powoduje zatem ożywienie ruchów, które zachodzą w okresach przepojenia wodą pokrywy zwietrzelinowej. Przemarznienie podłoża, jakie przyjmuje w Gorcach Dylikowa [17], nie jest konieczne.

Większych form związanych ze splukiwaniem powierzchniowym lub podziemnym nie stwierdziłem, ponieważ tempo procesów w lesie i w obrębie przepuszczalnych gleb jest wolniejsze. O trwaniu tych procesów świadczą wymycia gleby pod ściółką oraz obnażone korzenie drzew na zboczach o nachyleniu około  $30^\circ$  (fot. 20). Brak też większych obszarów akumulacji deluwii, które są wynoszone poza obszar kartowany.

### Wnio ski

W Beskidzie Małym podstawowymi i niemal wyłącznymi typami modelowania są erozja i wolno przebiegające w lasach zmywanie. Wiążą się one z piaskowcowym podłożem, dużymi spadkami i znacznym zalesieniem. Na niewielkich powierzchniach występuje modelowanie przez ruchy masowe.

Opanowywanie stoków przez las w Allerödzie i prawdopodobnie po raz wtóry na progu holocenu [143, 146] powodowało zamieranie transportu grawitacyjnego. Rozcinanie rozpoczęło się wprawdzie w dolinie głównej, ku której następował koncentryczny spływ wody z całego kotła źródłowego, a następnie wstecznie posuwało się w górę dolin. Wskazuje na to fakt, że najwyższe odcinki wielu dolin nie zostały do dziś odmłodzone, a poniżej w holocenijskich wciosach dociętych do skały trwa nadal intensywne erozja. Dwie niskie terasy wiążą się prawdopodobnie z fazami wzmożonego natężenia procesów niszczących.

Okres gospodarki człowieka zaznaczył się ożywieniem ruchów masowych na wylesionych terenach oraz transportem rumowiska w dolinach leśnych i na drogach leśnych (zniszczenie podsycia i runa w dnach dolin). Odmłodzenie nie objęło często najwyższych odcinków i wszystkich starych wciosów i niecek. Nowo założone dolinki erozyjne obserwowałem jedynie w lejach źródłowych, gdzie występują wkładki łupków tworzące poziomy wodoszczelne. Długość dolin na całym obszarze wzrosła z 18,2 do 23,2 km (w tym tylko 19,5 km czynnych). Duże powierzchnie stoków pozostały nie przekształcone od okresu peryglacialnego. Przyczyną tego jest bujna roślinność leśna, przepuszczalne pokrywy i odporne piaskowce występujące w podłożu. Objętość materiału wyniesionego ze wszystkich dolin bocznych sięga 540 000 m<sup>3</sup>, a łącznie z odcinkiem doliny głównej liczoną od połączenia z bocznymi — 840 000 m<sup>3</sup>. Na 1 km<sup>2</sup> przypada zatem 130 000 m<sup>3</sup>. Pomimo że nie uwzględniam tu nieznacznego spłukiwania, jest to jak na obszar górski liczba bardzo niska. Sama praca erozyjna potoków bez znaczniejszego udziału ruchów masowych i spłukiwania jest mało efektywna.

Obszar IX uważam za teren reprezentacyjny dla Beskidu Małego oraz części Beskidu Śląskiego i Wysokiego, zbudowanych z serii piaskowcowych i pociętych głębokimi dolinami.

## OBSZAR X: LUBOŃ WIELKI

### Charakterystyka ogólna

Obszar X obejmuje dorzecze potoku Miedzianego (i części potoku Biernatów), rozcinającego południowy schodkowy stok Lubonia Wielkiego o długości 3 km. Zbudowany jest z warstw o różnej odporności nachylnych ku północy (ryc. 15; [150]). W górnej części gdzie występują piaskowce magurskie, znajduje się lej źródłowy Miedzianego do 100 m głęboki, a w nim duża zerwa — osuwisko. Niżej w obrębie stoku o nachyleniu 6—12°, zbudowanego z łupków i piaskowców podmagurskich, dolina ma tylko kilka metrów głębokości. Tu, w pstrych łupkach poza osią dzi-

siejszej doliny, zaznacza się niszowate zamknięcie źródłowe o nachyleniu stoków 4—8°. Na wysokości 520—550 m ciągnie się strefa spłaszczonych garbów, utworzona z odpornych piaskowców inoceramowych. Na tym odcinku zaczyna się potok Biernatów, a dolina Miedzianego zwęża się i osiąga głębokość 50 m. W najniższym odcinku, gdzie znajdują się mniej odporne łupki i piaskowce, stoki o nachyleniu 6—20° przechodzą w podcięcia zboczowe Raby. Na stromych stokach górnego odcinka leżą pokrywy gruzowe (blokowe) lub też gruzowo-piaszczyste bardzo przepuszczalne. W środkowej i dolnej części zlewni przeważają zwietrzelinowe i soliflukcyjne pokrywy ilaste i gliniaste z domieszką części szkieletowych, osiągające miąższość rzędu 4—5 m. W osi doliny potoku Miedzianego ciągną się pokrywy akumulacji rzecznej zbudowane z otoczków.

Większy zbiornik wodny, występujący w silnie poszczelinionych piaskowcach magurskich, zasila kilka źródeł oraz liczne młaki w strefie kontaktu warstw magurskich z podmagurskimi. Brak większych wypływów z pokryw pozwala przyjąć, że woda szybko spływa powierzchniowo albo podziemnie. Liczne ciekły epizodyczne występują zarówno w obrębie łożysk jak i piaskowców magurskich.

Stromy stok Lubonia jako południowy jest szybko wysuszany (II. 1957) i ma duże wahania temperatury. Obok tego zaznacza się wyraźnie różnicowanie klimatu lokalnego związane z dużą rozpiętością wysokości (585 m — por. tab. 3).

Górny odcinek stoku Lubonia (powyżej 650 m) porastają zwarte lasy bukowe z domieszką jodły i świerka, o dość ubogim podszyciu. Las ustępuje niżej miejsca gruntem ornym i podmokłym łąkom.

Odróżnienie form holocenijskich od peryglacialnych jest na stoku Lubonia możliwe dzięki występującym w dolinie formom akumulacji peryglacialnej i wiążącemu się z nimi dużemu skalnemu osuwisku.

Formy peryglacialne i osuwiska w dolinie głównej. Niemal od źródeł Miedzianego wcięciu holocenijskiemu towarzyszy równina o wysokości od 2 m w górnym do 10—13 m w dolnym biegu (ryc. 16). Zbudowana jest ona w odcinku górnym, gdzie potok nie dociął się do litej skały, w całości ze słabo obtoczonych głazów piaskowcowych o średnicy nawet ponad 0,5 m, ułożonych przeważnie dachówkowato. W odcinku zbudowanym z warstw podmagurskich równina ta leży często na jednym poziomie ze stokiem Lubonia i ma przy szerokości 100—140 m podobne nachylenie, 8—10°. Tylko materiał różny od ilastych pokryw soliflukcyjnych mówi o innej genezie. Niżej zachowane są fragmenty równiny akumulacyjnej (do 50 m) utworzone z pokryw o zmiennej miąższości 2—7 m. Wyścielają one wąską i o nierównym spadku formę erozyjną. Osie głazów nachylone są ku północy 10—30°, co wskazuje na transport przez wodę płynącą. Wśród głazów najlepiej obtoczone są pia-

skowce magurskie, słabo lub zupełnie nieobtoczone są natomiast łupki i piaskowce, przyniesione z niewielkiej odległości. W jednej z odkrywek stwierdziłem naprzemianległe poziomy żwirów o różnej średnicy. W dolnym odcinku powierzchnia stożka o szerokości do 400 m opada krawędzią 6—10 m ku dzisiejszej dolinie Raby. Stożek rozcięty marginalnie ma nachylenie 4—5° i wznosi się 10—13 m nad poziom dzisiejszego koryta Raby. Rابية towarzyszą tu niskie tarasy holocenijskie. Klimaszewski [54] na podstawie wysokości stożka wiązał jego części z okresami starszych zlodowaceń. Tymczasem pokrywa rozcięta tylko młodymi nacięciami, wyścielająca starsze formy dolinne i przechodząca w utwory soliflukcyjne, nie może być starsza od zlodowacenia ostatniego. Tak duża wysokość względna wynika z podcięcia stożka (por. obszar VIII).

Na wysokości około 750—800 m n.p.m. dochodzimy do stromych (30—35°) stoków ponacinanych kilkoma suchymi żlebami. Woda gdzieś wyciekająca ginie wśród głazów. Wielkie osuwisko — zerwa skalna (fot. 15 i 16) składa się co najmniej z 6 wyraźnych stref stopni osuwiskowych. Najwyższa nisza zaczyna się w wysokości 1010 m n.p.m. (ryc. 16), powierzchnia najniższego schodu leży na wysokości 730 m. Na obszarze o długości do 900 m i szerokości maksymalnej 400—500 m występuje łącznie 19 schodowych spłaszczeń lub grzęd osuwiskowych. Niemal wszystkie ściany są strome (40—80°), skaliste lub okryte zalesionym gołoborzem. Wysokość schodów waha się od 10 do 50 m. U stóp ścian znajdują się płaskie powierzchnie o nachyleniu nawet do 11°, nadłożone zwałami usypiskowymi i obcięte niżej wyraźnymi krawędziami. Równinki te lub wąskie rowy wysłane luźnymi blokami są często oddzielone od następnego progu wąskimi skalistymi grzędami (fot. 16). Grzędy te mają 4—20 m wysokości i nachylenie ku równinie 20—40°. Zasypanie obniżen blokami i znajdujące się na nich drzewa wskazują, że zerwa nie jest młoda. Jednak w jednym wypadku zarówno ściana stopnia wyższego jak i potężny rów o głębokości 20 m, oddzielający ją od grzędy są bardzo świeże (fot. 16). W obrębie grzbietu — grzędy skalnej nachylenie ławic jest przeciwnie, około 30° na południe. Grzbiecik opada na zewnątrz pod kątem 30°, a w kierunku rowu — szczeliny ścianą 60—90°, przechodzącą w zwały usypisk. Sama szczelina, choć rosną w niej pojedyncze drzewa, jest zasypana nierównomiernie. Deniwelacje w jej osi dochodzą do 4—5 m, a poszczególne głazy o długości do 2 m są luźno ułożone. O świeżości świadczą również nagie i nadal przesuwane gołoborza na ścianie zewnętrznej tej i wyższej skiby o nachyleniu 40—60°. Za nielicznymi drzewami gromadzą się tu zwały kamieni (fot. 15). Ruch rumowiska trwa w dzisiejszym klimacie dzięki dużemu nachyleniu stoku i wolnemu wietrzeniu piaskowców. Opisywana szczelina i grzęda powstały przez pęknięcie jednego z dużych stopni osuwiskowych. Całość osuwiska mimo dużych na-

chyleń jest od dawna martwa. Nad dnem doliny stwierdziłem lokalne świeże zsuwy.

Przyczyną powstania zespołu asekwentnych zerw skalnych było rozcięcie wciosem kompleksu piaskowców magurskich. Bezpośrednim impulsem mogły być wstrząsy skorupy ziemskiej [27], lub wyciskanie łupków podścielających te piaskowce [92]. Zerwy, poza jednym świeżym pęknięciem, powstały przed holocenem, a nawet chyba i przed optimum klimatycznym Allerödu. Odpadanie i przesuwanie bloków powinno bowiem zaznaczyć się w akumulacji holocenińskiej poniżej — a tego nie widzimy. Wyrzistość starych form i brak rozczłonkowania dolinkami holocenijskimi wiąże z dużą odpornością materiału, przepuszczalnością i głębokim drenażem podziemnym. Występowanie już od odcinków źródłowych zwałów gruzowych, przechodzących w pokrywę terasy bałtyckiej, złożoną z wyjątkowo gruboziarnistego materiału, pozwala przyjąć istnienie przyczynowego związku między charakterem pokrywy terasowej a zerwami. Zerwy skalne wtedy już istniały, a zatem powstać mogły albo w jednym z interstadiałów zlodowacenia bałtyckiego (oryniacki?) albo już u schyłku interglacjału.

### F o r m y h o l o c e ń s k i e

W obrębie wyżej omówionych form plejstocenijskich powstały i rozwijają się w postglacjale: młoda dolina erozyjna potoku Miedzianego, małe dolinki na zboczach, zboczowe zsuwy, zerwy, obrywy i złaziska oraz drobne formy świadczące o splukiwaniu powierzchniowym i sufozji.

**F o r m y e r o z y j n e.** Postglacjalna dolina potoku Miedzianego wcięta jest w terasę peryglacjalną — od 2—5 m w górnym jego odcinku aż do 10—14 m w dolnym. Niżej docina się do litej skały. Rozwinęła się ona na powierzchni terasy bałtyckiej, gdy potok miał przebieg kręty. Dlatego potok podcina obecnie zbocza i wcina się w litą skalę do 6—8 m pozostawiając z boku nie odpreparowane interglacjalne dno, które miało niewyrównany spadek. Dno dzisiejsze na niektórych odcinkach leży na podobnej wysokości, a na innych do 4 m niżej od dna starszej kopalnej formy erozyjnej. Dolina holocenijska ma również zmienną szerokość (od 30 do 80 m) i zmienny kształt zboczy, zależnie od skał, które rozcina. W zwężeniach zbudowanych z piaskowców zbocza są strome (do 90°) i wypukłe, koryto skaliste o szerokości 2—5 m i spadku do 10° z progami. W rozszerzeniach zbudowanych z łupków lub też z kompleksów piaskowcowo-łupkowych, z pokrywami żwirowymi w stropie, zbocza są wklęsłe, osuwiskowe, dno o spadku 2—4°. Występujące niekiedy nad korytem listwy niskich teras erozyjnych i akumulacyjnych o wysokości do 3 m wskazują na etapowe pogłębianie koryta. U wylotu potoku Miedzianego

zbudowana została przed wojną zapora szutrowa o wysokości około 4,5 m, powyżej której trwa dziś intensywna akumulacja.

W dorzeczu potoku Miedzianego wciosami są właściwie tylko dolne zalesione odcinki dwóch dolin w środkowej części dorzecza. Wciosy mają głębokość 5—10 m i docięte są do litej skały. Dno miejscami już zasypywane świadczy o dojrzałości wcięć w łupkach.

Górne odcinki wciosów mają zwykle charakter debrzy o niewyrównanym spadku dna, zboczach stromych i zalesionych. Po docięciu się debrzy do mało zasobnego zbiornika wody gruntowej, woda płynąca stale w niewielkiej ilości po dnie wciosów nie wywiera większego wpływu na charakter doliny. Suche debrze i rynny zbliżone do żlebów występują na piaskowcach magurskich osiągając 5 m głębokości. Ponieważ wysłane są rumowiskiem i wychodzą na powierzchnię akumulacji gruzowej o nachyleniu do 12°, nadal lokalnie nasypywaną, uważam je za formy przedholoceńskich dolinek korazyjnych i żlebów obecnie odmładzanych.

Charakter parowu ma jedna dolinka o głębokości do 1,5 m i nachyleniu zboczy 10—15°. Przyczyną akumulacji jest zahamowanie erozji wskutek nieprzepiłowania progów.

Wądoły o głębokości 1—2 m i nachyleniu 7—15° oraz złaziskowe niecki występują tylko w strefach łupkowych i związane są z wyciekami wody powyżej. Poza tym w dorzeczu Miedzianego i potoku Biernatów jest kilka starych wcięć drogowych o głębokości 2—4 m, które zostały przeobrażone we wciosy lub parowy.

**R u c h y m a s o w e.** Wśród holoceńskich form osuwiskowych, poza pęknięciem starego stopnia zerwy, pospolite są tylko drobne formy osuwiskowe na zboczach dużych dolin. Na skalistych podcięciach obrywają się bloki skalne o objętości kilku m<sup>3</sup>, albo powstają schodowe zerwy ze ścinania, niezależnie od ułożenia warstw. Dlatego na zboczach potoku Miedzianego spotyka się listwy przypominające terasy o długości 18—30 m i szerokości kilku metrów, odcięte od starszych stoków stromymi niszami. W dolnym odcinku doliny Miedzianego powszechne są, na wylesionych zboczach, zsuwy ziemne rynnowe i frontalne o miąższości rzędu 1 m. W kwietniu 1956 r. zbadałem kilka świeżych zsuwów.

W cofaniu zboczy współdziałają także złaziska i zsuwy darniowe występujące w okresach roztopów i ulew letnich w obrębie pokryw ilasto-gruzowych. Przewaga zsuwania i spelzywania w górnej części zboczy o nachyleniu 30—35°, a erozji bocznej i obrywów w dolnej, prowadzi do powstania charakterystycznego wklęsło-wypukłego profilu zbocza w obrębie warstw o mniejszej odporności.

Sfalowane powierzchnie złaziskowe występują w postaci niewielkich płatów na warstwach podmagurskich poniżej wycieków wody na zadarnionych stokach o nachyleniu 10—15° (fot. 17).

**S p ł u k i w a n i e.** Skutki spłukiwania w postaci żłobin stwierdziłem tylko na stokach uprawianych. W kwietniu 1956 r. w jednej z niecek zboczowych (o nachyleniu dna  $13^\circ$ ) w odległości 120—150 m od działu wód obserwowałem na ozimie sieć żłobin głębokości 5—15 cm, przebiegających w odległości około 1 m jedna od drugiej. Rozmiary i zbieg koncentryczny żłobin wskazują, że spłukiwanie modeluje i rozczłonkuje stoki wyścielone pokrywami. Równocześnie na stokach, gdzie występują skały nieprzepuszczalne, trwa w pokrywach wymywanie podziemne, prowadzące do powstawania zapadlisk. W dolnym odcinku wyżej opisywanej niecki znalazłem świeży kocioł sufozyjny o głębokości 80 cm, poniżej którego na zboczu wypływała woda niosąca dużo zawiesiny. Spływ podziemny i przenoszenie drobnych cząstek w głąb następuje również w obrębie osuwiska skalnego, gdzie przestrzenie między głazami są puste.

### W n i o s k i

Na południowym stoku Lubonia Wielkiego stwierdzam następujące typy przeobrażenia rzeźby starszej w holocenie:

1. Erozyjny — w obrębie dolin głównych i nieckowatego obniżenia na łupkach. Pogłębianie i poszerzanie dolin przy współdziałaniu ruchów masowych na zboczach.

2. Denudacyjny — na powierzchniach stoków w obrębie środkowej i dolnej części doliny. Spłukiwaniu towarzyszy sufozja i lokalnie spełzanie.

3. Osuwiskowy — na postglacialnych zboczach w głównych dolinach. W lejach źródłowych powstają osuwiska i zerwy skalne.

Nadto w obrębie osuwisk skalnych na piaszczowcach występuje typ sufozyjno-usypiskowy. Formy stare są tu konserwowane, wolne ich niszczenie postępuje tylko w wyniku słabych ruchów grawitacyjnych w obrębie pokryw gruzowych i wietrzenia mechanicznego.

Te zasadnicze trzy typy modelowania stoków są typowe dla rozczłonkowanych dolinami długich stoków kop i grzbietów Beskidu Wyspowego, części Beskidu Wysokiego i Niskiego, gdzie górne części stoków, a zatem i górne partie dolin, zbudowane są z warstw bardziej odpornych niż dolne.

Holocenijski reżim morfogenetyczny rozpoczął się wcześniej w dolinie Raby niż na szczycie Lubonia. Opierając się na obserwacjach z Tatr i Babiej Góry można przyjąć, że na strome stoki Lubonia okryte rumowiskami las wkroczył dopiero na progu holocenu. Gdyby tak było, to pełnienie rumowisk skalnych na stromych stokach osuwiskowych, a może i powstawanie form osuwiska, mogło odbywać się w późnym glacie.

Równoległe z wecinaniem się Raby i podcinaniem przez nią zboczy rozpoczęło się odmładzanie doliny Miedzianego. Z pierwszą fazą rozcina-  
nia (w Allerödzie?) można by wiązać fragmenty terasy erozyjnej o wy-  
sokości 6 m w środkowym biegu Miedzianego. Podcinanie stożka przez  
Rabę spowodowało pogłębienie aż do 12—15 m. Erozja wgłębna trwa  
nadal w środkowym i dolnym biegu, napotykać opór twardych ławic  
skalnych i głazów piaskowcowych. Poza główną doliną, koncentryczną  
siecią dolinek zostało pocięte kotlinowate zamknięcie w obrębie łupków.  
Reszta stoków pozostała nie rozczłonkowana i minimalnie odkształcona  
przez procesy denudacyjne (por. obszar VIII). Krótkie stoki, małe spadki,  
zalesienie stromizn, a w partii podszczytowej przepuszczalne podłoże  
umożliwiły zachowanie rozległych powierzchni pokryw peryglacjalnych.

Z obliczenia objętości mas, które wypełniały wszystkie młode dolinki  
o łącznej długości 5,8 km w dorzeczu Miedzianego, wynika, że z obszaru  
o powierzchni 1,7 km<sup>2</sup> zostało wyprątnięte w holocenie około 645 000 m<sup>3</sup>  
materiału skalnego i pokrywowego. Z tego na dolny i środkowy odcinek  
holocenińskiej formy dolinnej potoku Miedzianego o długości 1,7 km przy-  
pada 545 000 m<sup>3</sup>. Erozja w wąskich zlewniach górskich jest więc wy-  
raźnie skoncentrowana w korytach potoków prowadzących dużo wody  
(por. obszar IX).

## OBSZAR XI: GRUSZOWIEC

### Charakterystyka ogólna

Obszar Gruszowiec obejmuje część obniżenia w dorzeczu Łososiny  
o wysokości 530—680 m n.p.m. ograniczonego od północy Śnieżnicą  
(1006 m), a od południa Ćwilinem (1060 m). Krótkie grzbiety Beskidu  
Wyspowego mają stoki asymetryczne, co wiąże się z nachyleniem skał  
na południe [29]. Południowy stok Śnieżnicy zbudowany jest z odpor-  
nych gruboławicowych piaskowców magurskich. Stok ten w miejscu naj-  
wyższym jest stromy (20—30°), słabo rozczłonkowany; poniżej wysokości  
około 800 m jego profil jest wypukły, opada stromo pod kątem 25° ku  
obniżeniu Gruszowca, rozcięty pięcioma wąskimi dolinami o głębokości  
100—150 m. Górne partie stoków Śnieżnicy i zboczy dolin pokryte są  
zalesionymi rumowiskami skalnymi, spod których ukazuje się lita skała.  
Niżej leżą rumowiska grawitacyjne lub pokrywy gruzowo-gliniaste. Pod-  
nóża stoków Śnieżnicy okrywają gruzowo-gliniaste pokrywy soliflukcyjno-  
deluwialne.

Północny stok Ćwilina ma charakter krawędzi denudacyjnej. Górny  
odcinek o nachyleniu 20—35° jest otulony rumowiskiem piaskowców.  
W części zachodniej stoku zaczynają się płytkie rozwarpte wciosa osiąga-  
jące głębokość do 50 m. Odcinek środkowy stoku, zbudowany z łupkowo-



piaskowcowych warstw podmagurskich, jest łagodniejszy, otulony w części wschodniej zwałami grawitacyjnego gruzu. Najniższy odcinek stoku o długości do 700 m i nachyleniu 6—12° jest płaski, wyścielony w części zachodniej osadami soliflukcyjnymi i aluwiami stożków, a w części wschodniej falisty, osuwiskowy.

Głównym zbiornikiem wody gruntowej zasilającym źródła są poszcze-linione piaskowce magurskie. Obok terenów podmokłych liczne są w obrębie warstw podmagurskich i pokryw osuwiskowych na stoku Ćwilina dość wydajne źródła, czerpiące wodę prawdopodobnie z warstw magurskich. Trzecim zbiornikiem są aluwia oraz niektóre pokrywy soliflukcyjne w dnie obniżenia, gdzie koncentrują się potoki. Na warstwach magurskich natomiast cieków jest niewiele, przeważa spływ podziemny, a wody giną często w pokrywach wyścielających dna dolin (ryc. 22). W czasie roztopów i ulew, na kontakcie warstw magurskich i podmagurskich lub magurskich i ilastych pokryw wypływają okresowymi źródłami znaczne ilości wody (IV. 1956, III i VII. 1957). Spływ powierzchniowy występuje w czasie gwałtownych ulew.

Lasy zajmują strome partie stoków Ćwilina i Śnieżnicy. Są to prze-ważnie lasy mieszane z dość dobrze rozwiniętym runem i podsyciem. W lasach świerkowych na stoku Ćwilina głębę okrywa gruba warstwa igliwia.

Grunty orne zajmują podnóża stoków, a także dolne części stromych stoków o wystawie południowej i glebach szkieletowych. Wybranie ka-mieni na zwały i tworzenie krawędzi śródpolnych ma przeciwdziałać wy-jaławianiu gleby. Szereg pól leży dziś odlegiem, zamienionych na liche pastwiska. Łąki i pastwiska zajmują części wylesione grzbietów, pod-mokłe polany, strome zbocza i dna dolinek.

### Formy przedholoceńskie obniżenia Gruszowca

Trzeciorzędowe obniżenie Gruszowca było w plejstocenie modelowane przez procesy peryglacjalne. W pokrywach wyścielających dno doliny tkwi klucz do wyjaśnienia genezy i wieku większości form postglacjalnych [130]. Tworzą one w obniżeniu powierzchnię akumulacyjną o wysokości 5—15 m nad poziom dzisiejszych koryt (fot. 18). Łączy się ona z podobną po-wierzchnią w dolinie Łososiny, zbadaną przez K l i m a s z e w s k i e g o [59]. Stosunek pokrywy do niższych teras, jej budowa i występowanie kopalnej roślinności tundrowej pozwala na powiązanie tej formy ze zło-dowaczeniem bałtyckim. W obniżeniu Gruszowca powierzchnia akumu-lacji peryglacjalnej jest nierówna. W jej obrębie wyróżniłem trzy gene-tycznie różne elementy: równiny akumulacji soliflukcyjnej, równiny aku-mulacji rzecznej i równiny stożków napływowych (ryc. 23). Równiny

akumulacji soliflukcyjnej o nachyleniu 4—11° osiągają największą szerokość (do 300 m) w pobliżu działu wód. Nieobtoczony materiał piaszczysto-gruzowy lub ilasty o miąższości do 7 m pochodzi ze zwietrzenia skał, które występują w wyższej partii stoku. U wylotów mniejszych dolin pokrywy soliflukcyjne są nadsypane holocenijskimi stożkami napływowymi o nachyleniu 8—11°. Równiny terasowe nie występują w górnym odcinku obniżenia poza dwoma fragmentami. Niżej powierzchnia terasy o wysokości 5 m jest płaska, wyrównana prawdopodobnie erozyjnie, nie oddzielona jednak załomem od równin akumulacji soliflukcyjnej. Zbudowana jest z materiału piaszczystego lub gliniastego z gładzikami piaskowców o średnicy do 20 cm, nieobtoczonymi lub słabo obtoczonymi. Duże stożki napływowe, przechodzące w równiny teras, występują u wylotów trzech dolin biegnących spod Śnieżnicy i trzech dolin na stoku Cwilina. Północne stożki napływowe są rozleglejsze, wnikają tylko 200—300 m w głąb dolin (licząc od osi obniżenia) i mają powierzchnię wypukłą o nachyleniu 4—7°. Południowe natomiast są węższe, płaskie o nachyleniu 7—12°, wnikają 500—600 m w głąb dolin.

W czterech odkrywkach na pokrywie soliflukcyjnej leżą żwirry rzeczne. Pokrywa soliflukcyjna jest przeważnie ilasta, z okruchami piaskowców serii podmagurskiej. Na niej leży odgraniczona wyraźną powierzchnią erozyjną pokrywa akumulacji wodnej. Są to grube gładzi piaskowców o średnicy często ponad 0,5 m tkwiące w materiale piaszczystym i ułożone przeważnie poziomo. Na ogół materiał jest dobrze obtoczony, choć zdarza się nawet ostrokrawędzisty, podobnie zresztą jak i w dzisiejszym kamieńcu. W stropie pokrywa jest nieco zwietrzała. Na powierzchni stożków występują dobrze zachowane suche obniżenia rynnowe dawnych koryt. Dwudzielność pokrywy wskazuje na istnienie dwóch faz akumulacji: starszej soliflukcyjnej i młodszej rzecznej [130]. Okres starszy musiała cechować słaba erozja linijska i procesy denudacyjne nie wystarczające do wyniesienia z górnych części dolin gładzi piaskowców magurskich. Później nastąpił okres klimatu wilgotnego. Wyniesienie materiału o tak dużym kalibrze wskazuje, że zlewnia nie była cała pokryta zwartym lasem. Zwietrzenie stropu i włożenie młodych pokryw w rozcięcie rzędu 5—10 m nie pozwala na uznanie tych żwirów za holocenijskie. Z drugiej strony przeciwko uznaniu stożków za peryglacialne przemawia istnienie wyraźnych starorzeczy na powierzchni stożków. Akumulacja nastąpiła zatem w okresie przejściowym i należy wiązać ją z późnym glaciałem (ciepło, wzrost opadów). Wtedy w ciągu kilku tysięcy lat na stokach Śnieżnicy i Cwilina stałe oscylowała górna granica lasu [146]. Z niezalesionych górnych części stoków woda transportowała gruby rumosz skalny, który był osadzany u podnóża w strefie prawdopodobnie zalesionej. Część tego materiału niesiona dalej została złożona na rów-

ninach erozyjnych wyciętych w powierzchniach soliflukcyjnych spłaszczeń podstokowych. Brak załomów między tą 5-metrową terasą a stokiem można by tłumaczyć ożywieniem procesów soliflukcyjnych w młodszym dryasie [59, 103].

### Formy holocenijskie

Holocenijska rynna potoku Graszowca ma dno rozszerzające się od kilku do stu metrów. W dnie tym występuje terasa 2—3 m miejscami akumulacyjna — zbudowana ze żwirów, miejscami erozyjna — wycięta w pokrywach stokowych, oraz terasa niższa stanowiąca dzisiejsze dno zalewowe. W terasie niższej wycięte jest koryto potoku o głębokości 0,5—1 m i szerokości zwykle kilku metrów; ma ono spadek wyrównany, kręty przebieg i wysłane jest kamieniem transportowanym w czasie wyższych stanów wody. Dno to oddzielone jest stromymi zboczami, często podcinanymi i osuwającymi się, o wysokości nawet do 20 m (podcięcia stożków i stoków osuwiskowych).

Formy dolinne. Do doliny głównej nawiązują boczne wciosa. Większość dolin dużych V-kształtnych została rozcięta młodymi wciosami głębokości od 2 do 15 m. W dolinach biegnących spod Śnieżnicy niewielkie odmłodzenie (2—5 m) wiąże z odpornym gruzem, wyścielającym dno; nastąpiło tu zwykle tylko docięcie się do litej skały. Górne odcinki tych wciósów są zupełnie nie odmłodzone. W jednym z nich woda ginie w rumowisku. W innym, powyżej odcinka odmłodzonego do głębokości 1 m, ciągnie się stara forma wciosu, o zawalonym gruzem dnie szerokości 3—4 m i zboczach o nachyleniu 15—25°. Woda płynie tu dnem tylko w czasie wyjątkowych ulew. To wyraźne nieodmłodzenie części górnej i pogłębianie się wciosu w dół wskazuje, że rozcinanie postępujące wstecz jest bardzo młode.

Wciosa na stoku Ćwilina zostały pogłębione średnio o 5—15 m. Tu głębokość wcięcia jest największa w obrębie warstw o mniejszej odporności i szybko maleje ku górze. Wciosa zaczynają się na stromych stokach odwadnianymi rynnami gruzowymi. W największej dolinie nastąpiło zupełne wyprzątanie peryglacialnych pokryw i na wychodniach piaskowców powstał zespół progów wodospadowych, z których najwyższe osiągają 9 i 4 m. Inny charakter mają wcięcia tych samych potoków w obrębie stożków napływowych. Potoki spływające spod Śnieżnicy wcięte 6—10 m mają strome zbocza o nachyleniu 40—55° i osiągają w dnie litą skałę (piaskowce). Wciosa u podnóża stoku Ćwilina wcięte w ily i łupki są płytsze (4—8 m), mają wyrównany spadek, zbocza wylesione o nachyleniu około 30°, przeważnie osuwające się.

Obok starych form odmłodzonych występuje na stokach wiele młodych nacięć o wąskim dnie erozyjnym. W obrębie stoków okrytych po-

krywami soliflukcyjnymi głębokość wcięć wzrasta od góry ku dołowi od 4 do 10 m. W odcinku dolnym trwa w dnie akumulacja. Wciosy na osuwiskach mają przebieg kręty, głębokość zmienną, miejscami przechodzą w płytkie niecki lub parowy. Formami podobnymi są deprze o spadku dna 10—20°, nacinające nisze osuwisk oraz strome zbocza kilku wciosów.

Wądoły płaskodenne i niecki złaziskowe występują liczniej na powierzchni akumulacji soliflukcyjnej o nachyleniu ponad 8°. Wądoły te osiągają głębokość do 1 m, szerokość do 5 m. Kilka pasów złaziskowych występuje na stokach o nachyleniu 15—20° poniżej źródeł i młak — proces złażenia zwietrzeli prowadzi do powstania wądołu.

Rynny i pasy gruzowe, odwadniane stale lub okresowo, występują licznie w podgrzbietowej części stoku Ćwilina. Te w zasadzie zamarłe formy peryglacjalne o szerokości 1—5 m występują często w niewyraźnych zakłębieniach stoku. Wskutek obecności wody i ilasto-torfiastej pokrywy wypełniającej przestrzeń między głazami, pojedyncze głazy powoli pełzną w dół. Świadczą o tym przesunięcia kamieni i kęp darni.

Podobnie do rynien gruzowych wyglądają pasy kamieniste w dolinie biegnącej spod Śnieżnicy, ciągnące się poniżej obfitych źródeł. Części ziemiste zostały wymyte — pozostał gruby szkielec.

Na stokach Śnieżnicy w pobliżu przełęczy między Śnieżnicą a Ćwilinem stwierdziłem głęboką na 10 m nieckę o pogarbionym dnie wskazującym na osuwiskowe pochodzenie dolinki.

**R u c h y m a s o w e.** Największa strefa osuwiskowa leży w dolnej części północnego stoku Ćwilina. Stok ten jest złożony z szeregu niewyraźnych stopni i wałów o osi poprzecznej do spadku. W części środkowej nad wałami ciągnie się, na długości 300 m, wylesiona nisza o głębokości 10—12 m i nachyleniu ściany 30°, nacięta debrzami (fot. 19). U stóp niszy znajdują się wały o wysokości względnej rzędu 5 m i nachyleniu stoków zewnętrznych do 30°. Niżej ciągnie się rozległa powierzchnia języka o długości do 600 m, w obrębie której wznoszą się długie wały rozczłonkowane kilkoma płytkimi dolinkami. Powierzchnia języka o nachyleniu 10—15° opada w kierunku dna doliny Gruszowca stromą, podciętą krawędzią do 22 m wysokości, na której całe skiby zsuwają się do koryta. Osuwisko obejmuje nie tylko pokrywę, ale i masy skalne, które zjechały po powierzchni łupków. Na podstawie świeżości niszy i jej najbliższych wałów akumulacyjnych, podcięcia czoła przez rzekę i braku u czoła języka spłaszczeń akumulacji soliflukcyjnej, uważam osuwisko za postglacjalne (w szerszym tego słowa znaczeniu). Ruch odbywał się prawdopodobnie w późnym glacie, ponieważ u wylotu wciosu rozcinającego osuwisko stwierdziłem fragmenty terasy o wysokości 5—6 m. Ślady złażonych nisz i wałów na stoku Ćwilina wskazują, że ruchy masowe występowały też wcześniej.

W dolinie biegnącej spod szczytu Śnieżnicy znajduje się osuwisko rynnowe o długości 600 m. Opada ono od kilkunastometrowej niszy na wysokości 950 m n. p. m. do poziomu 740 m blisko dziesięcioma wałami — stopniami. Wyraźnej zachodniej niszy bocznej towarzyszy podłużny wał. Czoło osuwiska zasypało lej źródłowy doliny. Język jest nierozcięty, woda wypływa u czoła osuwiska. Dolnej części języka towarzyszy marginalna sucha debrza. Osuwisko jest wylesione. Zsuw mógł odbyć się po powierzchni poślizgu (upad warstw na południe) w okresie odpreparowywania z pokryw źródłowego odcinka doliny. Odpreparowywanie, jak wynika z grubości pokryw tworzących stożki, mogło odbyć się w późnym glacie.

Najciekawsze osuwisko — zespół zerw skalnych — znajduje się w dolinie rozcinającej wschodnią część stoku Śnieżnicy. Dolina ta w odcinku górnym i środkowym jest wyraźnie izoklinalna. Oba zbocza są wysokie i strome. Dolina zaczyna się głęboką niecką, niżej odmłodzoną wciosem. Dalej wciós się kończy i dno od wysokości 720 m opada czterema stopniami skalnymi o łącznej wysokości 70 m. Stoki tych stopni skalnych mają nachylenie do 30°, a ich powierzchnia często tylko 4°. Niżej ciągnie się szeroka na 80 m strefa skalistych, podłużnych wałów oddzielonych od zboczy nieckowatymi, drenowanymi obniżeniami. Wały te o deniwelacjach do 12 m, uwieńczone na kulminacjach blokami skalnymi, opadają na wysokości 610 m wyraźnym progiem, poniżej którego ciągnie się dość wyrównana powierzchnia stoku. Masy skalne, które wypełniają dno doliny, zsunęły się po zboczu eksponowanym na południe. Na zboczu tym, w lesie, występują dwie lub trzy strefy ścian nisz o wysokości do 20 m, oddzielonych od siebie stopniami o szerokości do 50 m. Niektóre ze ścian skalnych są świeże, pionowe, u ich stóp leżą bloki skalne często nawet nie zalesione. Inne nisze są już ponacinane, co świadczy, że poszczególne odkłucia mogły nastąpić w różnym czasie. Świeżość form i brak rozczłonkowania wskazuje, że opisane zerwy powstały w holocenie. Zsuniecie się sztywnych mas skalnych po powierzchni uławiczenia, a następnie przemieszczenia w dół doliny, mogło zostać przyspieszone przez wstrząsy sejsmiczne [27]. Zerwy te nie są nowym elementem w rozwoju doliny. Pozornie wyrównana powierzchnia stoku poniżej czoła osuwiska składa się z szeregu niewyraźnych wałów o deniwelacjach do 3 m, zbudowanych z bloków piaskowcowych. Jest to zdenudowany język starego osuwiska. Łagodne przechodzenie tego języka w powierzchnię akumulacji soliflukcyjnej wskazuje, że ta pierwsza generacja osuwiska może być starsza od ostatniego glaciału. Z językiem tym należy może wiązać strome stoki okalające cały górny odcinek doliny.

Poza wyżej opisanymi osuwiskami istnieje na zboczach dolin kilka osuwisk ziemnych lub ziemno-skalnych, o długości 50—100 m. Niszcząc

załom na zboczu schodzą one do dzisiejszych koryt potoków. Płytkie zsuwy ziemne zachodzą współcześnie na wylesionych podcinanych zboczach. Złaziska zajmują niewielkie powierzchnie koło wycieków wody.

**S p ł u k i w a n i e.** Bezpośrednio ze splukiwaniem związane są płytkie rozległe niecki na łagodnym stoku osuwiskowym Ćwilina. Splukiwanie zachodzi zarówno na polach ornych, jak i w lasach. W kwietniu 1956 r. obserwowałem nadbudowywanie deluwiami postglacjalnej terasy o wysokości 3—5 m. Powyżej, na stokach zaoranych o nachyleniu 13°, występowały żłobiny o głębokości do 10 cm. Po opadzie burzowym w dniu 5. VII. 1957 r. w lesie świerkowym zostało przez wodę płynącą powierzchniowo zdarte całymi płatami igliwie. Drogami leśnymi, biegnącymi po grzbietach o nachyleniu 10—15° i wciętych do 1 m, niesione były gałęzie i gały o średnicy rzędu 20—30 cm (fot. 21).

**S u f o z j a.** Wymywanie podziemne jest powszechne na stokach zbudowanych z przepuszczalnych pokryw. Na wiosnę i po ulewach obserwowałem świeże deluwia poniżej okresowych wypływów wody u stóp stoków zbudowanych z piaskowców magurskich. W górnych odcinkach dolin nieckowatych, wyścielonych zwietrzeliną gliniasto-gruzową, wody płynące w rumowisku wymywają części ziemiste i powodują powstawanie płytkich zapadlisk do 40 cm głębokich.

### W n i o s k i

Z przeglądu form wynika, że w holocenie na stokach Śnieżnicy i Ćwilina panują trzy typy modelowania:

1. Zmywowo-sufozyczny — o niewielkim natężeniu splukiwania powierzchniowego i większym wymywaniu podziemnym na stokach okrytych rumowiskami skalnymi; na powierzchniach podstokowych i wylesionych, gdzie natężenie procesów jest większe, powstają nowe nacięcia.

2. Osuwiskowy — we wschodniej części stoku Ćwilina i w dwóch dolinach biegnących spod Śnieżnicy.

3. Erozyjny — w dolinie głównej i nawiązujących do niej dolinach bocznych.

Z porównania obszarów reprezentacyjnych IX, X i XI wynika, że w partiach Beskidów zbudowanych z piaskowców przeważa w holocenie zmywanie powierzchniowe, erozja linijska i sufozja. Gdy dolne części stoków utworzone są z łupków, rośnie jednak udział osuwisk. Obszar XI jest reprezentacyjny właśnie dla znacznej części Beskidu Wyspowego i Niskiego, gdzie wypukło-wklęsłe stoki, często krawędziowe, zbudowane są z piaskowców podścielonych łupkami.

Na omawianym terenie przyjmują następującą kolejność ewolucji rzeźby:

W okresie przejściowym, późnoglacialnym, następowało wyprątanie w górnych odcinkach dolin wciosowych i tworzenie stożków w obniżeniu Gruszowca [130]. W tym czasie nastąpiło w dolinie Gruszowca erozyjne wyrównanie terasowej równiny peryglacialnej, a stok Ćwilina uległ odmłodzeniu przez osuwiska. W górnych partiach stoków bezleśnych odbywało się nadal intensywne wietrzenie mrozowe i spalanie rumowisk skalnych. W holocenie pokrywy peryglacialne i późnoglacialne w dolinie głównej i bocznych zostały rozcięte, w górnych odcinkach erozja postępuje wolno. Z fazami klimatycznymi holocenu wiążą się prawdopodobnie fragmenty teras. Erozję poprzedzającą nadsypywanie terasy zalewowej należy wiązać z początkiem okresu subatlantyckiego [146, 128]. W związku z wylesieniem dolnych części stoków nastąpiło ożywienie ruchów masowych i wzrost spłukiwania.

Stopień przeobrażenia rzeźby obszaru XI zależy wyraźnie od odporności pokryw i charakteru spływu wody. Stoki strome i górne odcinki starych wciosów nie zostały właściwie zupełnie przekształcone. Stary stok osuwiskowy i dolne odcinki dużych dolin uległy odmłodzeniu. Zwietrzałe masy skalne na stokach Śnieżnicy zsunęły się w dna dolin. Dno obniżenia zostało pogłębione, poszerzone i rozczłonkowane przez cieki spływające ze stoków. W rezultacie gęstość rozdolinienia, w stosunku do sieci dolinnej — peryglacialnej, wzrosła z 14,4 do 22,4 km długości (z 2,2 do 3,4 km na 1 km<sup>2</sup>). Obliczenie wielkości przemieszczenia mas skalnych i objętości materiału wyniesionego napotyka trudności z powodu braku możliwości określenia zmian w późnym glacialu i obliczenia objętości mas osuwiskowych. Można jedynie szacunkowo podać, że z dna obniżenia i z dolin bocznych zostało wyniesione około 870 000 m<sup>3</sup> materiału, czyli na powierzchnię 1 km<sup>2</sup> przypada około 140 000 m<sup>3</sup>.

## OBSZAR XII: BUKOWIEC — KORBANIA

### Charakterystyka ogólna

Obszar XII obejmuje część północnego stoku grzbietu Korbani (894 m). Wąskie ramiona Korbani rozcinają doliny Bukowca i Kiczery, bezpośrednich dopływów Solinki, o dorzeczach asymetrycznych (przeważnie lewostronne doliny boczne). Doliny te są w części południowo-zachodniej głębokimi (do 150 m) wciosami zaczynającymi się płaskimi zamknięciami źródłowymi. W części północno-wschodniej o rzeźbie pogórskiej głębokość obu głównych dolin maleje poniżej 100 m, ich dno staje się płaskie. Zbocza urozmaicone są dolinkami nieckowatymi lub niszami.

Cały teren zbudowany jest z warstw krośnieńskich dolnych. Są to piaskowce drobnoziarniste, dość spoiste i zbite w części południowej,

bardzo rozsypliwie w części północnej, gdzie zawierają smugi łupków krośnieńskich środkowych. Skały w części północnej tworzą wąskie fałdy o biegu NW-SE i stromych skrzydłach. W części południowej piaskowce leżą prawie poziomo, upady wynoszą 5—10° na SW\*.

Na stoku Korbani i innych stromiznach niewielkie powierzchnie zajmują pokrywy gruzowe. Górne odcinki wciósów wysłane są w południowej części pokrywami gruzowo-gliniastymi o miąższości 2—4 m, w północnej zaś przeważnie pylastymi glinami. Gliny te leżą tu również na garbach, stokach i u podnóży zboczy dużych dolin. Grubość ich rośnie w dół stoków.

Piaskowce krośnieńskie są słabo poszczelinione i mało nasiąkliwe. Cienkie pokrywy, duże spadki i wolno chłonna podłoże są przyczyną ubóstwa zbiorników. Dlatego w wielu wcięciach woda dosłownie kapie z poszczególnych ławic i dopiero dalej formuje się w małe ciek. Około 50% dolinek odwadnianych jest epizodycznie (ryc. 24). Drobne źródła i tereny podmokłe występują w zboczach dolin na kontakcie piaskowców z łupkami (wyraźny poziom na wysokości około 650 m n. p. m.). W północnej części obszaru woda opadowa w małym stopniu spływa powierzchniowo. Przeważa drenaż podziemny, w obrębie cienkich pylastych pokryw, leżących na słabo przepuszczalnym podłożu. Ponad 50% okrywają stare lasy mieszane o wyraźnej przewadze buka. W okresie badań około 10% powierzchni zajmowały pola uprawne. Nieuprawiane od czasu wojny pola objął młody las świerkowy lub bukowy oraz gęste zarośla krzewów. Odkryte powierzchnie poniżej 600 m wysokości porastają bujne łąki, ostatnio często wypasane.

### Formy holoceńskie

Stosunek do form peryglacialnych. Rzeźba omawianego obszaru o starych założeniach została odmłodzona w plejstocenie. W ostatnim glacjale została utworzona w dolinie Solinki równina terasy o wysokości 6—8 m. Z równiną tą wiąże się szeroka na około 50—100 m równina akumulacyjna wysokości 4—6 m w środkowym i górnym odcinku doliny Bukowca. Występowanie cokołu skalnego pod 2—3-metrową warstwą aluwów (gliny i żwiry) umożliwiło dobre zachowanie terasy. Wyraźne starorzecza na równinie wskazują na przemodelowywanie powierzchni prawdopodobnie w okresie rozcinania. Terasa przechodzi niekiedy w powierzchnię akumulacji podstokowej o nachyleniu 3—8°. W miejscach gdzie terasy brak, nad załomem erozyjnym o wysokości 2—5 m stwierdziłem wąskie spłaszczenia o nachyleniu 5—15°, zbudowane z pokryw stokowych. Spłaszczenia te uważam za peryglacialne równiny akumulacji soliflukcyjnej.

\* Materiały geologiczne udostępnił mi mgr J. Żgiet.



**F o r m y d o l i n n e.** Wśród form holocenijskich wciętych w pokrywy peryglacialne najbardziej wyraźne są wcięcia erozyjne w dnach dolin i na stokach (ryc. 25).

Rozcięcia w górnych odcinkach dużych dolin mają głębokość 5—10 m, dno o szerokości 1—10 m, wycięte w litej skale. Samo koryto ma często kilka metrów szerokości i wyścielone jest rumowiskiem przemieszanym z gałęziami i pniami drzew, spróchniałymi pniakami itp. Wskazuje to na okresowy gwałtowny transport. Dno nie jest akumulacyjne, ale erozyjne. Korytu towarzyszą listwy teras o wysokości do 2 m, będące jeszcze jednym dowodem współczesnego pogłębiania \*. Wszystkie doliny tną warstwy o różnej odporności. W strefach zbudowanych z piaskowców dno ma spadek do 10° (progi skalne) i jest wąskie. W łupkach natomiast dno szersze, o mniejszym spadku zasypane jest materiałem akumulacyjnym. Rozcięcia holocenijskie dolnych odcinków doliny są szersze i o wyrównanym spadku. W dolinie Bukowca dno ograniczone krawędziami ma szerokość do 20 m (około 1,5 km od ujścia) do 60 m (przy ujściu do Sanu). W obu dolinach jest w zasadzie jedna terasa akumulacyjno-denna. Terasę tę rozcina koryto o głębokości do 2 m, w dolinie Bukowca, a 0,5—1 m w dolinie Kiczery. W około 400-metrowym odcinku najniższym, w którym dno jest rozcięte głębiej (do 3—4 m), pojawiają się fragmenty terasy niższej. Wyraźna erozja wsteczna zaznacza się w korytach również w odległości około 2 km od ujścia, gdzie kończy się płaskie dno holocenijskie. Te dwa stopnie erozji wstecznej wiążą z bliżej nieokreślonymi dwiema fazami ożywienia erozji w dolinie Solinki.

Czynnikiem modelującym wciosisy w lejach źródłowych i na zboczach dużych dolin jest woda epizodycznie płynąca. Wciosisy te, długości od 50 do 500 m i głębokości 2—5 m (wyjątkowo tylko głębsze), rozcinają pokrywę i docięte są do litej skały. Ich podobna głębokość wiąże się ze zbliżonymi warunkami modelowania (nachylenie zboczy, odporność i grubość pokryw) na całym obszarze. Nierównomierna natomiast jest gęstość wcięć. Niekiedy na zboczu dużej doliny na odcinku 0,5—0,7 km nie ma żadnego wcięcia, w innym wypadku jest ich 7—10. Zaznacza się wyraźnie związek typu wcięcia z kierunkiem dolinki. Najczęstsze są nacięcia zgodne z biegiem skał, a prostopadłe do dolin głównych. Mają one dość wyrównany spadek, zbocza strome, dno zawałone zwykle rumowiskiem. Wciosisy biegnące prostopadłe do biegu warstw mają spadek niewyrównany. We wciosisach części południowej przy nieznacznym upadzie na południe odsłaniają się w dnie skaliste progi o wysokości 0,5—1 m. Utrudniona jest tu

\* Teoretycznie należałoby spodziewać się, że w lesie natężenie procesów jest niewielkie, tymczasem w warunkach naturalnych drzewa obumierają na zboczach, powodują zsuwy i obnażenia zboczy z pokryw. W rezultacie wzrasta okresowy transport korytami potoków nie objętych dłuższą gospodarką ludzką.

erozja wgłębna. Woda eroduje na boki tworząc kaskadową skrzynkową dolinkę, która np. przy głębokości 4 m ma dno szerokości 8 m. Wciosy zaczynają się zwykle dość nagle nacięciami w obrębie dolin nieckowatych z częstymi w nich zapadliskami sufozyjnymi, lub rzadziej wądolami i złaziskami. Na obszarze pogórskim wciosy występują bardzo rzadko. Są tu dwie dolinki częściowo wylesione i przeobrażone w parowy.

W obszarze wylesionym stwierdziłem trzy debrze o głębokości do 2 m.

Wądoly występują w lesie na prawym zboczu doliny Bukowca poniżej wycieków wody na łupkach. Osiągają one głębokość 1 m i szerokość 4 m przy nachyleniu pełznącego dna 25—30°. Niżej są czasem odmładzane przez wciosy. Na obszarach występowania wądolów są też smugi złaziskowe.

W wylesionej części północnej występują rzadko parowy, wcięte do 4 m w stare dolinki nieckowate.

S u f o z j a. Drugą większą grupą form holocenijskich są zapadliskowe formy sufozyjne: kotły i dolinki.

Kotły zapadliskowe w liczbie około 50 stwierdziłem w 22 punktach niemal wyłącznie w północnej części okrytej pylastymi pokrywami (fot. 22). Występują one przy nachyleniu stoku najczęściej 12—16°, choć obserwowałem je również przy nachyleniu 8—28°. Dolna granica nachyleń wiąże się z możliwością intensywnego złożenia przez wodę płynącą podziemnie (zresztą łagodniejszych stoków jest niewiele); górna, to granica przeciętnych maksymalnych nachyleń, przy których utrzymuje się zwietrzelina pylasta. Niektóre zapadliska sufozyjne są małe, płytkie, największe osiągają głębokość 2 m (4 zapadliska) i długość 5—9 m. Zaobserwowałem, że w dniu czterech zespołów kotłów płynęła woda (VIII. 1956), również w dniu czterech kotłów o różnej głębokości ukazywała się lita skała. Głębokość zapadlisk jest zatem uwarunkowana miąższością pokryw.

Kotły sufozyjne występują zarówno na powierzchniach zadarnionych jak i w lasach. Kotły ponad początkowymi odcinkami wciosów lub debrzy stwierdziłem w sześciu punktach. Przeważnie występowały one na obszarze rozległej niecki podgrzbietowej i przechodziły w dwóch wypadkach we wcios za pośrednictwem krótkiej, płytkiej, nieckowatej rynny. W jednym ze starych obniżen nieckowatych o nachyleniu osi 12° stwierdziłem niewyraźne zakłębienia, a w nich zapadliska w pylastej zwietrzelinie. Pierwsze z nich znajdowało się w odległości 50 m od zamknięcia źródłowego debrzy. Kocioł był świeży, o pionowych ścianach, głębokości 2 m i wymiarach 9×2,5 m. Rosnące drzewa utrudniały dalszy rozrost kotła. W odległości 5 m leżał drugi kocioł, a dalej płytka rynna. Kotły sufozyjne powyżej początków wciosów wskazują, że rozwój dolin w kierunku działu wód odbywa się drogą wymywania podziemnego.

W trzech innych wypadkach stwierdziłem także zapadliska nad zamknięciem płytkich dolinek nieckowatych, ułożone szeregowo. W pięciu miejscach zapadliska biegły po stoku nie wiążąc się z żadną formą dolinną. Czasem wypływająca ze źródeł woda wsiąkała niżej w przepuszczalną glebę. Kotły występowały najczęściej (6-krotnie) w dnie zadarnionych, nieckowatych obniżzeń. W dnach dolinek o głębokości 0,5 m i nachyleniu zboczy 5—10° stwierdziłem pięć zapadlisk ciągnących się szeregiem; głębokość ich rosła w dół doliny (np. na odcinku 30 m pogłębienie wynosiło 1,1 m). Niżej niecki te przechodziły w suche, zadarnione debrze o głębokości do 3 m, również z zapadliskami w dnie. Ponieważ teren ten był poprzednio uprawiany, przyjmuję, że forma nieckowata pochodzi właśnie z tego okresu. Nowopowstałe leje były zaorywane, a ubytek mas zaznaczył się tylko w postaci nieckowatego zakłębnięcia. Wyraźne świeże zapadliska i formę debrzy należy wiązać z ostatnimi latami. Występowanie zapadlisk w dnie debrz wskazuje jednak, że proces sufozji nie zamiera z chwilą powstania formy dolinnej. Zbocza zsuwają się powodując zasypywanie dna. Proces sufozyczny odnawia się aż do momentu osiągnięcia podłoża skalnego przez dno płaskiej dolinki. W jednej z rynien osuwiskowych występowały trzy zapadliska o głębokości 1,5—2 m (fot. 22, 23). Ponieważ w dnie ukazywała się woda, uważam, że wymywanie przez wodę płynącą podziemnie było przyczyną powstania całego osuwiska o długości około 50 m.

Przedstawione materiały wskazują nie tylko na powszechność procesów sufozycznych, ale i na ich udział w tworzeniu form dolinnych. Jeżeli dziś trwa drenaż sufozyczny w obszarach zalesionych, to podobnie przebiegał chyba w całym postglacjale. Był on procesem prowadzącym do powstawania nowych dolin.

**S p ł u k i w a n i e** powierzchniowe w porównaniu z sufozją wydaje się być niewielkie w dorzeczu Bukowca i Kiczery. U stóp wylesionych stoków obserwowałem pokrywy deluwiów. Na eksponowanym na zachód zboczu doliny dopływu Kiczery o nachyleniu 15° i długości około 150 m stwierdziłem, że gleba jest zdegradowana, kamienista, a powierzchnia pocięta świeżymi żłobinami. Możliwe, że zmywanie umożliwił tu nadmierny wypas.

**R u c h y m a s o w e.** Osuwiska są zjawiskiem rzadkim. Jedynie w górnej części dorzecza Bukowca, w strefach zbudowanych z łupków, występuje na zboczach pięć osuwisk typu rynnowego o długości 100—200 m. Mimo zalesienia, w niszach o nachyleniu 25—50° są świeże zsuwy i wygięte drzewa, wskazujące na współczesne trwanie ruchów.

Częste są natomiast drobne zsuwy i zerwy zboczowe o objętości do kilku m<sup>3</sup>. Występują one w obszarach leśnych na zboczach podcinanych lub zbudowanych z łupków nasiąkających wodą. Do uruchamiania zboczy



Fot. 14. Nierówna, urozmaicona drobnymi zsuwami i pokryta zwartą darnią powierzchnia górnej części stoku pasma Leskowiec—Madohora w Beskidzie Małym (obszar IX)



Fot. 15. Czynne gołoborze okrywające ścianę niszy świeżej zerwy skalnej w obrębie zespołu zerw na południowym stoku Lubonia Wielkiego (obszar X)



Fot. 16. Obniżenie o charakterze rowu oddzielające niszę od schodu-zerwy na południowym stoku Lubonia Wielkiego. Widoczne lasem okryte rumowiska piaskowców magurskich



Fot. 17. Złaziska stokowe towarzyszące wyciekom wody na stoku zbudowanym z ilolupków podmagurskich. Środkowy odcinek południowego stoku Lubonia Wielkiego (obszar X)



Fot. 18. Wąska, rozcięta wciosem powierzchnia peryglacialnego dna doliny na stoku Ćwilina, przechodzącego w dno obniżenia Gruszowca. W dali wypukły stok Śnieżnicy z wąskimi spłaszczeniami podstokowymi u jego stóp



Fot. 19. Fragment niszy osuwiskowej na stoku Ćwilina, wylesiony i nacięty debrzami (obszar XI)

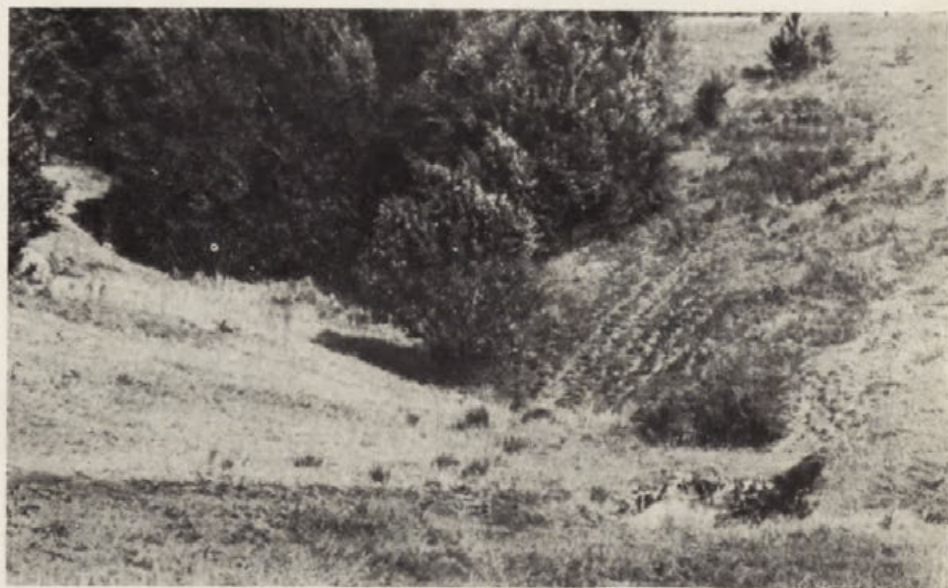


Fot. 20. Spłukiwanie obnaża korzenie drzew w lesie liściastym. Obszar starych osuwisk na południowym stoku Gancarza (obszar IX)



Fot. 21. Akumulacja na drodze leśnej na stoku Snieżnicy po ulewie z 5 lipca 1957 r. (obszar XI)





Fot. 22. Kotły zapadliskowo-sufozyjne (w rogu po prawej) w górnym odcinku doliny nacinającej północno-wschodni stok jednego z ramion pasma Korbani (obszar XII)



Fot. 23. Zapadliska sufozyjne przedstawione na fot. 22 widziane z bliska. Dziełło je most skalny; w miarę rozwoju kanału podziemnego ulegnie on zapadnięciu



Fot. 24. Wietrzejące i osuwające się bloki skalne po północnej stronie grzbietu Babiej Góry (obszar XV)



Fot. 25. Obrywy i zsuwy ziemne na ścianie podcięcia pokryw solitlukeyjnych w Dobrej koło Limanowej



Fot. 26. Usypisko ilolupków, następstwo wietrzenia mrozowego górnej części podcięcia. Dolina Kamionki na obszarze Rabka—Skalisne. Marzec 1957

przyczynia się butwienie drzew i powstawanie wykrotów. Na obszarach wylesionych zbocza o wysokości 10—15 m objęte są zsuwami i przekształcane z wypukłych, powszechnych na tym terenie, w zbocza wklęsłe.

### Wnio ski

Na obszarze Bukowiec—Korbania zbudowanym z dolnych warstw krośnieńskich stwierdzam dwa zasadnicze typy modelowania w holocenie:

1. Sufozyjny — powszechny na obszarach pokrytych zwietrzeliną pylastą, o mniejszych nachyleniach stoków, rzeźbie pogórskiej.

2. Erozyjny — skoncentrowany w dnach dolin dużych i w dolnej części ich zboczy, zarówno na obszarze górskim, jak i pogórskim. Nadto lokalnie występuje typ osuwiskowy na stokach z wychodniami łupków i zmywowy na stromszych wylesionych zboczach.

Na rozwój rzeźby w postglacjale największy wpływ wywarły pylaste pokrywy leżące na słabo przepuszczalnym podłożu i niedojrzałość rzeźby, wyrażająca się w stałym pogłębianiu dolin prawie na całej długości. Obszar Bukowiec—Korbania jest więc terenem reprezentacyjnym dla tych części Pogórza Bukowskiego, Dynowskiego i Bieszczadów, które pokryte są przeważnie pylastymi pokrywami i mają doliny pogłębiane w holocenie. Równoległe z rozcinaniem pokrywy bałtyckiej w dużych dolinach rozpoczęło się prawdopodobnie w późnym glacjale odmładzanie dolin, związane z dużymi spadkami den. Decydującą rolę przy odmładzaniu niecek odegrała sufozja. Przez zapadanie się stropu kanałów formowały się nowe dolinki erozyjne, które zostały utrwalone i zaczęły być modelowane „normalnie“ z chwilą docięcia się dna do litej skały. Proces ten postępował powoli z powodu krótkich stoków, a zatem małej ilości wody i zalesienia terenu. Dlatego proces ten dotąd nie wygasł — dalej trwa zapadanie się stropu nad niektórymi mało wydajnymi ciekami podziemnymi. W części południowej rozcinanie pokryw i odmładzanie w materiale gruzowym lub ilastym postępowało raczej na drodze normalnej erozji. Okres wylesienia zaznaczył się w północnej części obszaru przyspieszeniem spływu wody i ożywieniem tempa rozwoju form sufozyjnych oraz przekształceniem form wciosowych w parowy. W okresie powojennym zadarnienie pól uprawnych było częściowym nawrotem do warunków naturalnych. Zaczęły powstawać liczne zapadliska sufozyjne dające początek formom typu debrzy.

Z chwilą ustąpienia klimatu peryglacjalnego w rzeźbie stoków Korbania zaszyły pewne zmiany. Doliny starsze zostały pogłębiane przeciętnie o 4—6 m. Część pokryw z osi wciosów została wyprątnięta, a potoki wcięły się na całej niemal długości do 2 m w litą skałę. Odcinki źródłowe i stoki ponacinane zostały nowymi dolinkami. W rezultacie wzrosła dłu-

gość dolin w dorzeczu Bukowca z 12,3 do 17,3 km, a w dorzeczu Kiczery z 12,7 do 17,7 km (z 3,1 do 4,4 km na 1 km<sup>2</sup>). Stoki są nadal denudowane przez sufozję. Masy utworów pokrywowych zostały wyniesione z wcięć dolinnych niemal całkowicie poza obręb zlewni. Objętość wszystkich wcięć postglacjalnych w obu zlewniach sięga 1 080 000 m<sup>3</sup>. Z 1 km<sup>2</sup> wyniesione zostało zatem około 135 000 m<sup>3</sup>. Pogłębienie form i wyniesienie na zewnątrz świadczy o młodości rzeźby i o trwaniu w holocenie procesu przystosowania rzeźby całego omawianego obszaru do podstawy erozyjnej obniżonej w plejstocenie.

### OBSZAR XIII: POLANA — OTRYT

#### Charakterystyka ogólna

Teren ten obejmuje północny stok pasma Otrytu w Bieszczadach. Grzbiet tworzą płasko ułożone twarde piaskowce. U stóp stoku o nachyleniu 20—30°, urozmaiconego głębokimi niszami, ciągnie się falisty obszar pogórski o zboczach wypukłych i deniwelacjach do 100 m. Całe obniżenie Czarnego—Głuchego zbudowane jest z piaskowców i łupków stromo ustawionych. Pokrywy przeważnie pylaste i gliniaste osiągają w obniżeniach dolinnych miąższość do 10 m. Zbiorniki wód gruntowych są ubogie. Część południowa obszaru jest zalesiona, w północnej duże powierzchnie dawnych pól są zadarnione.

#### Formy holocenijskie

Starsza rzeźba nosi ślady modelowania peryglacjalnego w postaci pokryw stokowych i terasowych. W dolinach występują fragmenty terasy 5—8 m skalno-osadowej. W holocenie w dolinach większych następowało rozcinanie pokryw i w ten sposób powstały doliny skrzynkowe o szerokości do 50 m. W dnach dolin lita skała okryta jest pokrywami akumulacyjnymi, które tworzą terasę o wysokości 1—2 m. Podcięcia skaliste, osiągające wysokość 10—15 m, zostały utworzone przed holocenem, w holocenie było tylko modelowane.

Wśród holocenijskich dolinek najczęstsze są wciosy (ryc. 26). Większe z nich pogłębiają o kilka metrów osie niecek dolinnych docinając się do skały. Załomy leżą współcześnie już na wysokości 10—20 m.

Inny charakter mają liczne małe wciosy i debrze o głębokości 2—5 m, założone w bocznych nieckach denudacyjnych lub bezpośrednio nacinające zbocza dolin. Na ich powstanie wskazują lejki sufozyjne występujące powyżej.

Wądoły o głębokości 2—4 m występują w starych nieckach na łagodniejszych, wylesionych zboczach doliny Czarnego. Powstały one z prze-



Ryc. 26. Obszar XIII Polana — Otryt — morfologia  
 Objasnienia patrz ryc. 6

obrażenia wciosów. Górne odcinki, mające do dziś charakter debrz, przechodzą niżej w typowe parowy. Nieliczne wądoły modelują również wąską strefę podgrzbietową zbudowaną z łupków.

Na całym obszarze zarejestrowałem tylko dwa osuwiska związane z erozją wgłębną (jedno ziemno-skalne na łożupkach, drugie skalne w paśmie Otrytu).

W całej strefie przedpola pasma Otrytu na stokach okrytych pylastą gliną, o nachyleniu do 20°, częste są formy sufozyjne.

### W n i o s k i

W postglacjale najwyraźniej zaznaczyły się na obszarze Polana—Otryt procesy erozyjne, będące jednak następstwem zinywowo-sufozyjnego modelowania stoków. Obszar ten przypomina bardzo obszar XII o podobnej budowie geologicznej. Cechy litologiczne utworów fliszowych i pokrywowych są tu elementem decydującym o typie modelowania stoków w holocenie i o braku dużego zróżnicowania form.

W holocenie wszystkie doliny stare zostały odmłodzone, większe z nich nawet poszerzone. Najintensywniej przemodelowana została strefa leżąca bezpośrednio u stóp pasma Otrytu, zbudowana z warstw mało odpornych. Tu powstały liczne małe dolinki, osuwiska oraz kotły sufozyjne.

### OBSZAR XIV: CZARNA — ŻOŁOBEK

#### C h a r a k t e r y s t y k a o g ó l n a

Teren obejmuje wschodnią część obniżenia Rabe—Żołobek i część kotliny Czarnej. Obniżenie Żołobka założone jest na mało odpornych łupkach, z których zbudowana jest oś antykliny. Na stokach odsłania się 20-metrowa seria gruboławicowych piaskowców, tworząca próg denudacyjny o nachyleniu 30—40°. U stóp stromizn ciągną się spłaszczone powierzchnie o nachyleniu 5—15° urozmaicone nieckowatymi dolinkami. Potok płynący obniżeniem skręca na południe przepiłowując pasmo Holicy. Na południe od przełomu rozciąga się kotlina Czarnej. Ponad rozległe obniżenia dolinne sterczą spłaszczone garby o wysokości do 40 m, połogie grzędy i kopulaste pagórki.

Cienkie, przeważnie gliniaste pokrywy plejstocenijskie tylko w osi doliny Żołobka osiągają miąższość 5 m.

W dolnych częściach stoków woda płynie z wyżej leżących źródeł po powierzchni nieprzepuszczalnych pokryw. W obniżeniu Czarnej wycieków właściwie brak. Las pokrywa jedynie strome stoki.



Ryc. 27. Obszar XIV Czarna — Żołobek — morfologia  
 Objasnienia patrz ryc. 6



## F o r m y h o l o c e ń s k i e

Występowanie na całym obszarze litej skały wskazuje na odmłodzenie rzeźby w czwartorzędzie. Podstokowe równiny akumulacji soliflukcyjnej, przechodzące w równiny teras akumulacyjnych wiążę z ostatnim glacjałem. Terasa ta o wysokości 4—5 m zbudowana jest z pokrywy żwirowej o miąższości około 2 m; w przełomie sięga 10 m. W postglacjale stare dno zostało rozcięte do 5 m. Szerokość dna holocenijskiego jest zmienna. Powyżej przełomu sięga do 50 m, w przełomie do 20 m, a poniżej nawet do 100 m. Dno zajmuje koryto wycięte w skale oraz terasy 0,5 i 2—3 m, zbudowane z aluwii. W przełomie terasa wyższa — erozyjna — rozcięta jest do 5 m wąską gardzią o skalistych zboczach.

Przeobrażenie stoków w holocenie inaczej przebiegało w dolinie Żołobka, a inaczej w obniżeniu Czarnej (ryc. 27).

W dolinie Żołobka uderza wielość wciosów. Największe z nich rozcinają nieckowate doliny do 10 m głębokości. Ich górne zawieszane odcinki opadają progami skalnymi w strefie stokowej krawędzi denudacyjnej. Wciosy na stokach wylesionych, głębokie tylko do 2 m, docięte są do litej skały i odprowadzają wodę z bardzo wydajnych źródeł. Charakter parowów-wciosów o dnie akumulacyjnym — mają dolinki o głębokości do 5 m, oddzielone wyraźnym załomem od starszych równin peryglacjalnych. Wądoły płytkie (1—2 m), o zboczach i dnie zadarnionym, związane z wyciekami wody, najliczniej występują na stokach wylesionych ilastymi pokrywami soliflukcyjnymi. Szereg wciosów przechodzi w obrębie podnóży w wądoły. Obok wądołów występują dolinki nieckowate o dnie przeważnie złaziskowym. Niekiedy powstają one przy współdziałaniu sufozji, o czym świadczą w ich dnach płytkie kotły sufozyjne.

Drobne osuwiska występują w odcinkach źródłowych dolin. W strefie stokowej progów denudacyjnego na zboczu dolinki, która zaczęła nacinać próg, stwierdziłem świeży obryw skalny. Często są również złaziska zwierzeliny koło wycieków wody na stokach o nachyleniu około 20°.

## W n i o s k i

Dolina Żołobka została w postglacjale rozczłonkowana erozyjnie. Szczególnie zostały pocięte strome stoki. Brak pokryw stał się przyczyną powierzchniowego spływu wód źródłanych i okresowych. Zapewne wiele tych płytkich dolinek powstało dopiero po wycięciu lasów. W rezultacie gęstość rozdolinienia na obszarze o powierzchni 4 km<sup>2</sup> wzrosła znacznie — z 11,1 do 22,4 km długości dolin (z 2,8 do 5,6 km na 1 km<sup>2</sup>).

W obniżeniu Czarnej poza omawianymi korytami i terasami powstały nieliczne podcięcia zboczy, a na stromszych stokach do-

linki odmładzające stare formy. Dziś wylesione mają charakter wądołów. Główne formy — wzniesienia i rozległe niecki pozostały nieodmłodzone. Zachodzi tu co najwyżej słabe spłukiwanie. W obniżeniu Czarnej nastąpiły zatem, w przeciwieństwie do doliny Żołobka, minimalne zmiany. Nieznaczne spadki nie pozwoliły na większe przeobrażenia.

## OBSZAR XV: BABIA GÓRA

### Charakterystyka ogólna

W lecie 1957 r. na wysokości 1100—1725 m n.p.m. przeprowadziłem obserwacje współcześnie rozwijających się form. Pasma Babiej zbudowane jest z różnoziarnistych piaskowców magurskich, gruboławicowych z wkładkami piaskowców cienkoławicowych, a nawet łupków. Stoki są asymetryczne: południowy łagodny zgodny z nachyleniem warstw (15—20°), północny natomiast stromy, o charakterze progu denudacyjnego.

Babia Góra ma klimat chłodny, stacja na wysokości 1616 m na południowym stoku notowała średnią temperaturę roku +0,9°. Temperatury miesięcy listopad—kwiecień są ujemne, liczba dni z przymrozkami wynosi 205, pokrywa śnieżna trwa około 200 dni [90, 91]. W miesiącach letnich są wysokie opady deszczu. Woda spływa powierzchniowo lub podziemnie (w rumowisku i szczelinami). Kilka źródeł znajduje się na stoku południowym.

Szata roślinna ma układ piętrowy. Do wysokości maksymalnie 1390 m występuje las świerkowy, ponad nim aż do 1650 m n.p.m. ciągnie się piętro kosodrzewiny, w którym obok płatów kosówki rosną na skalistych zboczach zespoły roślinności krzaczastej oraz łąkowej i naskalne. Sam wierzchołek zajmuje piętro halne [163].

### Formy i procesy holocenyckie

Na stokach Babiej Góry, ponad górną granicą lasu, nie ma form holocenyckich typowych dla niższych pięter Karpat fliszowych. Nagie strome zbocza i ostry klimat stwarzają warunki dla szybkiego postępu wietrzenia mechanicznego, spłukiwania i ruchów grawitacyjnych.

Strefa osiowa grzbietu w odcinkach płaskich jest pokryta zwietrzeliną gruzową, wśród której dzięki zadarnieniu zachowuje się drobna zwietrzelina piaszczysta. Wielkość gruzu zależy od uławicenia i spękania piaskowców. Wyższe wzniesienie kopulaste, na przykład Djablaka, okrywa grube rumowisko skalne. Bloki te wietrzeją współcześnie i rozpadają się na mniejsze, co można stwierdzić obserwując świeże powierzchnie skalne.

Najwyższą partię stoku południowego o nachyleniu 5—20° okrywa rumowisko, którego miąższość przekracza 1—2 m. Szereg płaskich bloków

ustawionych jest pionowo, osią dłuższą zgodnie z nachyleniem stoku. To wyruszenie głazów i obecność na spłaszczeniach sypkiej gleby piaszczystej może świadczyć o zachodzących obecnie procesach kriogenicznych, które przyspieszają wietrzenie i powodują powolne przemieszczanie głazów między innymi przez lód włóknisty [26, 160]. Na wysokości około 1650 m zaczyna się ściana niszy o wysokości 30 m i nachyleniu do 35°, niżej ciągną się stopnie i wały poddzielane ścianami. Nisze, wały i obniżenia okrywa zwarty płaszcz głazów. Ponieważ nie mają one charakteru wałów morenowych, tak jak to przypuszczał S a w i c k i [118], a raczej przypominają przeobrażone skiby zsuwu, uważam je za stare osuwisko, przeobrażone przez procesy peryglacjalne. Pokrywa głazowa jest miejscami okryta warstwą czarnej humusowej gleby murszowej do 20 cm miąższości i porośnięta. Przestrzenie między blokami mimo pokrycia stoku płatami kosówki są puste, materiał drobny jest wypłukany. W obrębie nisz zaznaczają się wyraźne płytkie rynny gruzowe o szerokości około 2 m, pozbawione roślinności. Zaczynają się one polami głazowymi, a u ich wylotów rozciągają się nagie stożki piargowe. Brak roślinności i świeżych nacięć wskazuje, że w obrębie rynien trwa przemiywanie przez wodę i wolne pełnienie głazów. Śladów innych świeżych form brak, ponieważ drenaż odbywa się podziemnie. Ukazująca się w dolnej części nisz woda ginie w obniżeniach i wymywa podziemnie materiał zwietrzelinowy.

Stok północny w strefie podgrzbietowej jest stromy. Czoła warstw tworzą ścianki skalne o wysokości 2—4 m. Powierzchnia skał łuszczy się, a bloki skalne o długości rzędu 5 m i wysokości 2—3 m oblamują się i osuwają po stoku o nachyleniu 30—40°. Bloki te pękają wzdłuż uławienia, poszczególne cienkie ławice zsuwają się i dają początek świeżym niezarośniętym wstęgom kamienistym (fot. 24). Stok okryty gołoborzem urozmaicony jest niszami o charakterze karów i niecek, żlebami skalnymi, rynnami gruzowymi i wstęgami gruzowymi. Kary, uważane przez Ludomira S a w i c k i e g o za lodowcowe [118], mają charakter przeobrażonych nisz osuwiskowych [54, 177]. W obrębie ścian nisz, często nawet pionowych, zachodzi współcześnie odpadanie bloków skalnych a nawet większe obrywy [163]. U ich stóp rozpościerają się zwały usypiskowe o nachyleniu do 30°. Żlebami na ścianach skalnych sypie się z góry materiał gruzowy i pogłębia dno. Przy nachyleniu rzędu 25—30° żleby wypełnione są blokami skalnymi, które już znacznie wolniej przesuwają się w dół. Nieporośnięte krzakami pasy kamieniste są jednocześnie przemieszczane w dół stoku, na co wskazują luźno ułożone bloki o powierzchniach pozbawionych nawet porostów. Pasy te oddzielają, utrwalone kosówką lub zarośnięte trawami i ziołoroślami, płaty stoków „nieruchome“, na których powierzchnie głazów są okryte porostami.

Niektóre z pasów gruzowych w dolnej części stoku są wyraźnie wypukłe. Na całym stoku obok wietrzenia i przesuwania gładów przez mróz trwa również przeważnie sufozyjne wymywanie drobnej zwietrzliny oraz jej wywiewanie [54]. Poniżej 1400 m stoki złożone są z szeregu wałów i obniżen (według S a w i c k i e g o moreny, według Z i ę t a r ó w osuwiska), a ich nachylenie maleje do 10—20°. Ciekawe jest zachowanie się rynien kamienistych i żlebów w pobliżu górnej granicy lasu. Zaczynają one prowadzić wodę, pogłębiają się i wreszcie na ich zboczach pojawia się załom — granica odmłodzenia starszej formy. W obszarze zalesionym zaczyna przeważać erozja wodna, a transport grawitacyjny rumowisk staje się niemożliwy. Wstępujemy tu już w inną dziedzinę morfogenetyczną.

### W n i o s k i

Typ procesów morfogenetycznych w holocenie na bezleśnym obszarze wysokogórskim Babiej Góry nie ma charakteru typowo „holoceńskiego“. Ze względów klimatycznych, orograficznych i litologicznych (odporne piaskowce) takie procesy zachodzące współcześnie, jak wietrzenie mrozowe, przemieszczanie przez lód i splukiwanie, są tam kontynuacją morfogenezy peryglacjalnej z okresu ostatniego glacjału. Brak tu jednak zupełnie wiecznej marzłoci. Intensywniejsze procesy grawitacyjne zachodzą tylko na ograniczonych powierzchniach stromszych stoków i są, zdaniem J a h n a [39], jedynymi współczesnymi zjawiskami peryglacjalnymi. Ale właśnie te procesy nie są wcale typowo peryglacjalne. Zachodzą one niemal we wszystkich dziedzinach morfogenetycznych na stromych stokach wystawionych na wietrzenie, po którym woda szybko spływa.

Zmiany klimatu w późnym glacjałe i w holocenie nie pozostawiły w rzeźbie wyraźniejszych śladów poza przemyciem rumowisk i rozwojem gleb na spłaszczeniach. Zaznacza się jednak różnica w stopniu odmłodzenia form dolinnych między strefą górnego regla i leżącym u stóp obniżeniem Zawoi na wysokości około 600 m n.p.m. Badania T r e l i [158] wykazały, że w okresie cieplejszym, subborealnym, las sięgał około 200 m wyżej. W związku z ostatnim ochładzaniem zaznaczyć się powinno nieznaczne zaostrenie klimatu i intensywniejszy rozwój procesów grawitacyjnych. Można by z tym wiązać wyraźne uruchamianie niektórych partii rumowisk skalnych, utrwalonych poprzednio lepiej przez roślinność, i wymywanie z nich części gleby murszowo-próchnicznej, która rozwijała się intensywniej w optimum postglacjalnym. Modelowanie północnego stoku krawędziowego przez osuwiska i zerwy można uznać za typ modelowania niezależny od czwartorzędowych zmian klimatycznych, które mogły jedynie przyspieszyć cofanie krawędzi.

## MODELOWANIE STOKÓW KARPAT W HOLOCENIE

### INWENTARZ FORM HOLOCEŃSKICH

Na podstawie zdjęcia geomorfologicznego wybranych terenów reprezentacyjnych i obserwacji w innych regionach Karpat wykonałem zestawienie form (tab. 7), które powstały lub zostały intensywnie przeobrażone w holocenie. Przy każdej z wymienionych form podaję obszary reprezentacyjne (kolejne cyfry rzymskie), na których zostały one stwierdzone. Uwzględniłem też częstotliwość ich występowania. Gdy dana forma powtarza się na danym obszarze wielokrotnie a nawet jest powszechna, określam, że jest ona tam „częsta“. Gdy formy o tej samej genezie występują raz czy też kilka razy lokalnie, określam je jako „stwierdzone“ na danym obszarze reprezentacyjnym.

Przedstawiony inwentarz form holoceńskich wskazuje na dużą różnorodność form holoceńskich na obszarze Karpat. Niektóre z tych form, jak wciosa, zsuwy ziemne, występują na wszystkich prawie terenach reprezentacyjnych — są cechą wspólną dla całych Karpat fliszowych. Inne, jak zerwy i obrywy skalne, wąwozy, kotły sufozyczne, rynny gruzowe, występują sporadycznie i są mniej pospolite. Układanie się tych form w określone zespoły wskazuje, że są one związane z regionalnym zróżnicowaniem warunków naturalnych. Obok nielicznych form monogenicznych, utworzonych zasadniczo przez jeden czynnik (rynnny gruzowe, niecki złaziskowe, zerwy skalne), powszechne są formy o złożonej genezie, modelowane przez zespół procesów (parowy, języki osuwisk ziemnych, podcięcia erozyjne, wądoły).

### HOLOCEŃSKIE PROCESY MORFOGENETYCZNE

Przy analizie procesów wykorzystuję przede wszystkim materiały zebrane na terenach reprezentacyjnych.

Holoceńskie procesy morfogenetyczne są bardzo różnorodne — począwszy od procesów przygotowawczych wietrzenia fizycznego i chemicznego, poprzez ruchy grawitacyjne: osuwiska, zerwy, złaziska, usypiska, splotkiwanie, erozję liniową i boczną, sufozję, a kończąc na akumulacji roślinnej i działalności rzeźbotwórczej człowieka. Wiele z tych procesów trwających często od początku Allerödu [128, 129] zachodziło również i w wa-

runkach klimatu peryglacjalnego. Inne było jednak ich natężenie i czas trwania, inny był zespół procesów.

W warunkach naturalnych, tj. bez wpływu człowieka, na plan pierwszy wysuwa się: erozja liniowa, ruchy grawitacyjne typu osuwisk i wymywanie podziemne (sufozja). Wzrosła również rola wietrzenia chemicznego. W obszarach wylesionych najsilniej działa splukiwanie, lokalnie spalanie. Morfogenezę holocenijską od peryglacjalnej różni brak intensywnego wietrzenia mechanicznego, deflacji, letniej soliflukcji i procesów kriogenicznych.

### W i e t r z e n i e

Jedną z cech okresu postglacjalnego w klimacie umiarkowanym jest zmniejszenie roli wietrzenia mechanicznego przy równoczesnym wzroście wietrzenia chemicznego. Okrycie stoków szatą roślinną przyczyniło się do powstania gleb na peryglacjalnych pokrywach zwietrzelinowych, soliflukcyjnych i innych. W rezultacie wietrzenia chemicznego zmalał procentowy udział części szkieletowych w warstwie przy powierzchniowej. Wietrzenie chemiczne posunęło się dalej na powierzchniach dobrze nawodnionych (Pogórze, podnóża stoków beskidzkich) — tu występują gleby o dużej miąższości i dobrze wykształconym profilu bielcowym [75, 94, 134].

Wietrzenie mechaniczne stwierdzamy wyraźnie na powierzchniach nie pokrytych zwartą roślinnością: na obszarach ponad górną granicą lasu, podcięciach skalnych i niszach osuwisk, równinach kamieńców nadrzecznych i w korytach potoków, na formach skalnych itp. Najwyraźniejszym czynnikiem wietrzenia mechanicznego jest zamróz, w mniejszym stopniu insolacja, roślinność i zwierzęta.

Wietrzenie mrozowe odbywa się w okresach, gdy następuje kolejno zamarzanie i odmarzanie gruntu, a gleba jest nasiąknięta wodą. Na powierzchniach płaskich, pokrytych śniegiem, zamarzanie i odmarzanie powtarza się rzadko w ciągu jednej zimy: np. w najniższej strefie Pogorza około 20 razy, a na wysokości około 1000 m poniżej 10 razy (tab. 3). Na Babiej Górze zamarzanie jest znów częstsze, i to głównie w miesiącach jesiennych i wiosennych. Stoki strome, skaliste, pozbawione śniegu przez całą zimę, są stale atakowane przez zamróz. Ponieważ w Karpatach około 70 dni ma wahania temperatury około 0°C, można przypuszczać, że niewiele niższa jest częstotliwość zamarzania i odmarzania powierzchni skalnych. Nadto stoki te są wystawione na działanie zamrozu w czasie silnych mrozów, gdy wielokrotnie wzrasta prężność wody [4].

Przez zamróz niszczone są zarówno powierzchnia litej skały, jak i pokrywy. Lita skała pęka i rozpada się na bloki lub też łuszczy się. Obserwowałem to na stoku Lubonia (obszar X) i w paśmie Babiej Góry (obszar XV). Szybciej wietrzeją łupki i margle niż piaszczowce. W okolicach Rabki (obszar VIII) obserwowałem po zimie pokruszenie przez mroz

## Zestawienie form powstałych lub przeobrażonych w holocenie

Geneza form	Rodzaj form	Obszar i częstotliwość występowania	
		częste	stwierdzone
I. Formy starsze, nadal intensywnie modelowane (lub przemodelowywane) w holocenie			
A. Niszcząca działalność czynników denudacyjnych	1. Stoki okryte czynnym rumowiskiem skalnym (tylko w partiach pozbawionych lasu) 2. Rynny gruzowe (tylko ponad górną granicą lasu) 3. Pasy i wstęgi gruzowe (tylko ponad górną granicą lasu) 4. Niecki stokowe degradowane przez splukiwanie	XV — Babia Góra  XV  XV	IV, VI, IX, XI i inne
B. Niszcząca działalność wody płynącej i czynników denudacyjnych	1. Żleby wycięte w skale 2. Rynny gruzowe odwadniane  3. Doliny wciosowe odmłodzone (rozcięte) 4. Doliny nieckowate odmłodzone (rozcięte)  5. Doliny wciosowe odmłodzone, z wyprzątniętymi pokrywami peryglacialnymi 6. Podcięcia erozyjne nadal modelowane w holocenie	XV  IX, X — Beskidy  I–VIII (Pogórze) XII–XIV (Beskidy)  doliny w dorzeczu górnego Sanu	X IX, XI — Beskid Mały i Wyspowy II, IV, VI, VII, VIII, XII, XIII, XIV IX, X, XI  IX VI, VII, IX, XII, XIII
C. Akumulacyjna działalność czynników denudacyjnych	1. Zwały i stożki akumulacji gruzowej 2. Doliny nieckowate o dnie wypełnionym w holocenie aluwiami	XV — Babia Góra  I, II, III, XIV	V, VI, XII

II. Formy utworzone w holocenie

<p>A. Niszcząca działalność czynników denudacyjnych</p>	<ol style="list-style-type: none"> <li>1. Stoki okryte rumowiskiem skalnym czynnym (w ruchu)</li> <li>2. Żleby wycięte w skale</li> <li>3. Smugi gruzowe przemyte</li> <li>4. Spłaszczenia denudacji przykrawędziowej</li> <li>5. Ostańcowe grzbiety międziodolinne</li> <li>6. Ostańce denudacyjne</li> <li>7. Nisze osuwiskowe martwe i czynne, skalne i ziemne</li> <li>8. Nisze zerw i obrywów</li> <li>9. Szczeliny i rowy osuwisk i zerw</li> <li>10. Zsuwy zwietrzelinowe</li> <li>11. Stoki objęte złączkami</li> <li>12. Wstęgi (pasy) złączkowe</li> <li>13. Nieckowate dolinki złączkowe</li> <li>14. Nieckowate dolinki poosuwiskowe</li> <li>15. Nieckowate dolinki z rozmycia</li> <li>16. Zbocza (stoki) erozyjnych form holocenijskich</li> </ol>	<p>III</p> <p>I, II, III, IV, VIII, XI</p> <p>XV</p> <p>I, III, V, X, XI</p> <p>V, VIII, X, XIV</p> <p>I, V, VI, VII, VIII, IX</p> <p>III, V</p> <p>wszystkie</p>	<p>X — Luboń Wlk (nisza)</p> <p>ściany podcięć w dolinach</p> <p>XI</p> <p>I, IV</p> <p>III, IV, VIII, X</p> <p>III, IV (odcięte ostrogi zboczowe)</p> <p>VII, IX, XII, XIII, XIV</p> <p>X, XI, XII</p> <p>X, XV</p> <p>wszystkie inne obszary</p> <p>I, II, III, IV, IX, XI, XII</p> <p>VI, VIII, IX</p> <p>wszystkie inne obszary</p> <p>II, IV, IX, XI, XIV</p> <p>I, X i inne obszary</p>
<p>B. Budująca działalność czynników denudacyjnych</p>	<ol style="list-style-type: none"> <li>1. Gruzowe zwały usypiskowe czynne</li> <li>2. Zwały i stożki usypiskowe zamarłe</li> <li>3. Równiny akumulacji deluwialnej</li> <li>4. Krawędzie powstałe przez akumulację deluwii na granicy oranych zboczy i zadarnionego dna</li> </ol>	<p>I, II, III</p>	<p>X, XI, XV i inne</p> <p>X, XI, zbocza doliny Sanu koło Leska, Soły koło Porąbki</p> <p>IV, VI, VIII, XI</p> <p>I (obszar Przedgórze i Pogórza)</p>



Geneza form	Rodzaj form	Obszar i częstotliwość występowania	
		częste	stwierdzone
	5. Języki osuwiskowe złożone z wałów i grzęd	I, II, III, IV, VIII, XI	V, VII, IX, XII, XIII, XIV
	6. Spłaszczenia schodów osuwisk i zerw		I, IV, IX, XI
	7. Zagłębienia wewnątrz osuwiskowe, często zasypywane		wszędzie
	8. Zdegradowane powierzchnie akumulacji osuwiskowej		I, III
C. Niszcząca działalność wody płynącej przy współdziałaniu czynników denudacyjnych	1. Koryta rzeczne wycięte w skale lub w materiale akumulacyjnym	wszędzie	
	2. Progi skalne w korycie	VI, VIII, IX, XI, XII, XIV powszechne w dorzeczu górnego Sanu	VII, XII, XIV
	3. Progi u wylotów dolin zawieszonych		VI, VIII, IX, XII, XIII, XI
	4. Denne równiny erozyjne (często — kamieńce erozyjne)		
	5. Terasowe równiny erozyjne		
	6. Krawędzie erozyjne podcinane lub nieczynne, dobrze lub źle zachowane	wszędzie	
	7. Dolinki o przewadze procesów erozyjnych:		
	a) rynny stokowe	III, IV, VI, XII, XIII	IV, VIII, IX, XI, XIV
	b) wciosa suche (debrze)		wszystkie inne obszary
	c) wąwozy		II, III
	d) wciosa odwadniane stale („normalne“)	wszędzie z wyjątkiem Przedgórze (części I–III) i obszarów zbudowanych z warstw	

	<p>e) wciosisy „skrzynkowe“ zwykle o dnach zasypywanych rumowiskiem</p> <p>8. Dolinki o przewadze procesów denudacyjnych:</p> <p>a) parowy</p> <p>b) wądoły</p> <p>c) dolinki nieckowate z zaorania i zapłygnięcia</p> <p>d) dolinki o formie parowów powstałe przez akumulację deluwii w nieckach użytkowanych rolniczo</p>	<p>krośnieńskich (części IV, V, VI, XIV)</p> <p>I, II, III, IV, V, VII (Pogórze)</p> <p>V, VII, VIII, XIV</p>	<p>III, VIII, IX, XI, XII</p> <p>wyższe partie innych obszarów (z wyjątkiem XV)</p> <p>wszystkie inne obszary (prócz IX i XV)</p> <p>I, III, IV, VIII</p> <p>I i prawdopodobnie: II, III</p>
D. Niszcząca działalność wody płynącej podziemnie	<p>1. Kotły (lejki) sufozyjne</p> <p>2. Ślepe wąwozy sufozyjne</p> <p>3. Debrze o genezie sufozyjnej</p> <p>4. Niecki powstałe i pogłębiane przez sufozję w dnie</p>	<p>VII, XII, XIII</p>	<p>I, IV, VI, VIII, X, XI, XIV</p> <p>XII (i inne rejonny w dorzeczu górnego Sanu)</p> <p>XII</p> <p>XII, XIV, także I, X</p>
E. Budująca działalność wody płynącej	<p>1. Równiny kamieńców</p> <p>2. Równiny teras zalewowych (łęgowych)</p> <p>3. Równiny teras nadzalewowych</p> <p>4. Równiny stożków napływowych, czynnych lub rozciętych</p>		<p>III, VI, VIII, IX, X, XI</p> <p>wszystkie obszary (poza XV)</p> <p>III, VI, VIII, IX, XI</p> <p>wszystkie obszary</p>

Geneza form	Rodzaj form	Obszar i częstotliwość występowania	
		częste	stwierdzone
F. Formy pochodzenia organicznego	1. Równiny akumulacji torfowiskowej		niewielkie pow. w starorzeczach i obniżeniach śródosuwiskowych — obszar III, VIII
	2. Mikroformy — kopce mrówek i innych zwierząt rozwijające się m. in. przy współdziałaniu lodu gruntowego		XI (na Ćwilinie)
G. Formy utworzone przy współdziałaniu człowieka	1. Zwały i nasypy		lokalnie
	2. Wcięcia drogowe		lokalnie
	a) zabezpieczone (wkopy)	I, III, VI, X, XI	VII, X, XI
	b) wcięcia dróg gospodarskich (użytkowane)		XIV
	c) wcięcia drogowe pogłębione erozyjnie, przekształcone we wciosy		lokalnie
	d) wcięcia drogowe nieczynne, przekształcone w parowy		lokalnie
3. Ściany kamieniołomów, glinianych, piaskowni			
4. Sztuczne progi w korycie			
5. Koryta uregulowane			
6. Terasy śródpolne		III, IV, VIII, XI, XIII	

warstwy łupków 2—5 cm grubej, która osypywała się i gromadziła u stóp ściany podcięcia (fot. 26). Szybciej wietrzeje skała pokryta na podcięciach warstwą gleby (gleba chłonie wodę). Naga powierzchnia natomiast, np. rumowisk lub skałek, jest często sucha i wolniej ulega dezintegracji blokowej. Tym należy tłumaczyć pozorną „trwałość“ rumowisk na stoku Lubonia i form skalnych (Prządki), których powierzchnie ulegają wolnemu łuszczeniu.

Na ścianach dosłonecznych wietrzenie przebiega dość intensywnie w czasie pogodnych dni zimowych, gdy przy temperaturze powietrza poniżej 0°C powierzchnia skały nagrzewa się, a woda ze szczelin paruje. Na stokach zacienionych, gdzie wahania temperatur nie są tak duże i częste, skała jest długo wilgotna lub nasiąknięta wodą. Dlatego w okresie roztopów najwyraźniejsze efekty zamrozu obserwowałem na podcięciach w zacienionych dolinach leśnych (obszar VIII, X).

W obrębie odśnieżonych pokryw gruzowo-gliniastych na łagodnych stokach i powierzchniach płaskich następuje w czasie zamarzania rozluźnienie struktury gleby. Działalność mrozu według obserwacji S m o s a r s k i e g o [124], G e r l a c h a (wiadomość ustna) i autora, sięga w czasie mroźnych zim w obszarze pogórskim do około 1—1,5 m głębokości. Okruchy skalne tkwiące w bardziej prężnym ośrodku drobnoziarnistym są wypychane przez lód gruntowy. Niekiedy cała warstwa przypowierzchniowa gleby o miąższości 1—3 cm jest podnoszona przez szczotki lodu włóknistego. Na wiosnę 1956 r. obserwowałem na wysokości około 1100 m n.p.m. duże kamienie długości do 15 cm i grubości do 5 cm podniesione na wysokość 3—5 cm. Zjawisko to występowało w czasie powolnego nocnego zamarzania wilgotnej gleby. Rozbicie struktury gleby przez lód jest przyczyną intensywnego splukiwania zimą lub na wiosnę (obszar I, VIII).

Nieco podobną rolę jak lód gruntowy spełniają zwierzęta ryjące: krety, myszy, nornice, dżdżownice i inne. Spulchniają one pokrywę glebową, tną ją siecią korytarzy, nie niszczą jednak struktury gleby tak jak mróz. Kanały, złobione w różnej głębokości zależnie od pory roku, są wykorzystywane jako drogi podziemnego spływu wody (obszary I, III, VIII, X—XII). Krety i myszy wynoszą materiał glebowy na powierzchnię ziemi. Krety najwięcej ryją w miesiącach wiosennych. Ryją jednak również w zimie, nawet pod śniegiem, i sypią kopce na śniegu (łagodna zima 1956/1957). Warto podkreślić niekiedy dużą gęstość i rozmiary kretowisk do 40 cm wysokości i 60 cm średnicy podstawy (obszar VIII). W ciągu jednego okresu zimowo-wiosennego krety są w stanie wynieść na powierzchnię warstwę miąższości 1—2 cm. Uwzględniając coroczne wynoszenie otrzymamy w ciągu 10 lat wartość 10—20 cm. Kopce w okresie wiosennym są rozmywane przez wody roztopowe i opadowe.

## Przemieszczanie powierzchniowe przez lód gruntowy

Przemieszczanie przez lód gruntowy jest procesem typowym dla strefy wysokogórskiej (Babia Góra, Tatry [54, 39, 160]). W obszarach leśnych występuje ono (obszary IX i XI), ale nie odgrywa większej roli. Wylesienie umożliwiło przemieszczanie, wyraźnie występujące na stokach o nachyleniu 20—40°. Na tych stokach drobne cząstki gleby i większe kamienie podnoszone przez lód gruntowy opadają w czasie topienia nie na to samo miejsce, ale nieco niżej. Gerlach [26] stwierdził na kretowisku przemieszczenie poziome o 17 mm w ciągu jednej nocy. Powyżej większych głazów powstaje szczelina, w której gromadzi się woda; zamarzając powiększa ona swoją głębokość i powoduje przesuwanie kamienia w dół stoku. Na wiosnę obserwowałem liczne kamienie przesunięte o 1—3 cm. Proces ten stwierdziłem na stokach południowych w słoneczne dni zimowe, gdy topnieje pokrywa śnieżna; na stokach północnych natomiast jest on intensywniejszy w czasie wiosennych przymrozków, kiedy gleba na stokach przeciwnych jest przesuszona.

Przemieszczanie przez lód odgrywa niewielką rolę w modelowaniu stoków i to niemal wyłącznie w obszarze Beskidów o większych nachyleniach i szkieletowych glebach. Nie powoduje to powstawania nowych form. Stwierdziłem jednak, że lód gruntowy podnosi do góry kopce mrówek. W marcu 1957 r. na wylesionym grzbiecie Ćwilina, na wysokości 1000—1060 m obserwowałem kopce mrówek 40 cm wysokie, podnoszone przez lód. Były one zbudowane z pylastej gliny, zadarnione, a ich „jądro” stanowiły bochenkowate soczewki zmarzniętej gliny z pręgami lodu wypełniającego komory mrowiska. Wokół teren był odmarznięty.

## Odpadanie

Z działaniem zamrozu wiąże się na stromych (ponad 50°) ścianach proces odpadania. Odpadanie zachodzi również w przypadku przepojenia wodą mas ziemnych, prowadząc do uprzątania pokryw peryglacialnych (podcięcie w Dobrej — fot. 25). W Karpatach odpadają małe okruchy skalne lub też bloki o objętości do kilku m<sup>3</sup>.

W skałach luźnych: przepojenie wodą powoduje obrywanie całych płatów materiału łatwo nasiąkającego wodą (piaski, gliny, ility). W okolicach Rabki (obszar VIII) i na Pogórzu Gubałowskim w ciągu zimy u stóp zboczy o wysokości 2—3 m powstały świeże zwały o nachyleniu 30—40°, sięgające do połowy wysokości ściany (fot. 26). Gleba prze-rośnięta roślinnością utrzymuje się w stropie ścian podcięć tworząc „okapy” wystające do 1 m przed ścianę skalną.

W skałach litych osypywanie letnie wiąże się z zachwianiem równo-

wagi przez podcinanie zbocza przez rzekę lub też z wymywaniem drobnego materiału ze szczelin. Większe obrywy występują jedynie na dużych ścianach skalnych. Do takich należą północne, skaliste stoki Babiej Góry (obszar XV), podcięcia w dolinach na obszarach VI, VII, VIII, X. Ze względu na małą odporność skał i dojrzałość zboczy dolin (nieliczne ściany skalne) odpadanie jest w Karpatach procesem współdziałającym tylko w początkowej fazie modelowania zboczy.

Ściany podcięć w krętych dolinach dorzecza górnego Sanu o nachyleniu 60—90° i wysokości często 40—80 m można uważać za powierzchnie powtarzających się drobnych obrywów. U stóp ich brak zwykle usypisk, ponieważ w pionowo ustawionych piaskowcach zachodzi powolne odpadanie i rzeka nadąża z odprowadzeniem materiału. Podcięcia znajdują się w różnych stadiach rozwoju. Obok zupełnie świeżych, podcinanych przez rzekę, są podcięcia i takie, na których  $\frac{3}{4}$  a nawet całą wysokość zbocza zajmuje usypisko stale podnoszone.

Obok podcięć erozyjnych w podobny sposób modelowane są zbocza młodych dolin i nisze osuwisk. Zbocza młodych dolin modelowane są przez odpadanie zwykle tylko w okresie pierwszym, gdy w mało odpornym materiale przeważa erozja wgłębna (obszary VIII, IX, XI, XII). Zbocza 10—20 m wysokie cofają się powodując poszerzenie dna. Z czasem jednak materiał składany na dnie nie może być w całości wyprzątnięty i u stóp stoków powstają zwały. Wreszcie zbocze składa się tylko z odcinka usypiskowego o nachyleniu przeciętnie około 30°.

Większość dolin holocenijskich na obszarze Pogórza (obszary I—V) to parowy wycięte w pylastych glinach lessowych lub zwietrzelinowych, których zbocza mają takie właśnie nachylenie. Zbocza te powstały na drodze cofania się pierwotnych, pionowych zboczy wąwozów (ryc. 7, 8). W dolinach wyciętych we fliszu odpadanie na zboczach zachodzi rzadziej ze względu na dużą plastyczność lub zwartość materiału skalnego.

Świeże nisze osuwisk są również powierzchniami obrywów (Lipowica — [27]). Na stokach Lubonia (obszar X) są one okryte do około 15 m (przy wysokości 20 m) usypiskowymi zwałami rumowisk o nachyleniu przeciętnie 35—40°.

Odpadanie jako proces holocenijski odgrywa rolę drugorzędną. Jedynie w początkowej fazie niszczenia stromizn przyczynia się do cofania zboczy.

### Spęływanie rumowisk skalnych

W obrębie nielicznych rumowisk skalnych nad górną granicą lasu (obszar XV) i w niszach osuwisk odbywa się wolne spęływanie głazów. Przyczyną ruchu bywa osypywanie się świeżego materiału na ściany, przesuwanie głazów przez śnieg i lód, zwietrzenie podstawy głazu i roz-

padanie na mniejsze bloki. Na ruch gładów przy nachyleniu 30—40° wskazują nagromadzone zwały gładów powyżej pni drzew w obrębie gołoborza na Luboniu Wielkim.

### O s u w a n i e

Osuwanie czyli proces wolniejszego lub szybszego grawitacyjnego przemieszczania mas po powierzchni poślizgu lub odklucia jest w Karpatach powszechny. W górach fliszowych istnieją w holocenie sprzyjające temu procesowi warunki. Do nich należy zaliczyć występowanie naprzemianległych serii przepuszczalnych utworów pokrywowych, piaskowców i nieprzepuszczalnych łupków oraz urozmaiconą tektonikę.

O genezie ruchów i ich typie pisano już wiele [119, 148, 156]. Dlatego zwrócę uwagę przede wszystkim na morfologię osuwisk i jej związek z typem osuwiska i morfologię starszą. Wielkość osuwisk karpaccich sięga od ułamka m<sup>3</sup> do wielu milionów m<sup>3</sup> (Duszatyn). Osuwiska zajmują powierzchnię 1 km<sup>2</sup>, długość ich dochodzi do 2—3 km. Kształty osuwisk karpaccich są różne, od drobnych półkolistych i wąskich rynnowych zaczynając, na dużych stokowych („frontalnych“) kończąc [128]. Kształt osuwiska wiąże się z konfiguracją starszego podłoża i etapem rozwoju osuwiska. Osuwiska rynnowe i karowe są zwykle początkowym etapem rozczłonkowywania stoku, osuwiska połączone i frontalne świadczą o dalekim zaawansowaniu procesów osuwiskowych.

Proces osuwania i formy osuwiskowe ściśle zależą od cech fizycznych mas podlegających ruchowi [58]. W Karpatach częściej występują osuwiska ziemne niż skalne.

O s u w i s k a z i e m n e zachodzą w obrębie utworów pokrywowych na stokach nachylonych ponad 10°. Powstają dzięki przepojeniu pokryw wodą opadową lub roztopową zwykle na podcinanych stokach. Najczęstsze są drobne zsuwy konsekwentno-zwietrzelinowe występujące niekiedy masowo na wylesionych zboczach o nachyleniu ponad 20—30°. Obserwowałem je na Pogórze (obszar I, III, V) i w dolinach śródgórskich (obszar X, XI). Zsuwy te, o długości do kilkudziesięciu metrów, obejmują warstwę zwietrzeliny od 0,5 do 2 m miąższości. Raz powstała półkolistą niszą zwykle o nachyleniu 30—40°, a więc większym od nachylenia zboczy, cofa się i po kilku latach często zamiera. Gdy zsuw powstaje na niskich krawędziach, np. śródpolnych, u stóp których rozciąga się powierzchnia płaska, masa układa się na niższej powierzchni w postaci wału \*. Natomiast gdy zsuw nastąpił w górnej części zbocza, masa układa się w postaci skib rozrzuconych na darni w kształcie półksiężyca.

\* Często są to zerwy (zsuwy ze ścinania).

Na zboczach stromych występują frontalne zsuwy całej pokrywy, powodujące równoległe cofanie się zbocza (fot. 7). Ruchowi podlega przede wszystkim pokrywa zsuwająca się po nieprzepuszczalnym podłożu. Często jednak zsuwy zachodzą w obrębie glin piaszczystych, leżących na podłożu piaskowcowym, gdy woda opadowa nie może wsiąknąć w skałę i przesyca tylko pokrywę (Postołów). Zsuwy przemodelowują równoległe ze splukiwaniem krawędzie erozyjne, nisze osuwisk, krawędzie śródpolne i zbocza dolinek. Zbocza wylesione modelowane przez zsuwy są szybko przekształcane ze stromych, wypukłych lub jednostajnie nachylonych we wklęsłe lub jednostajne o nachyleniu 15—30°. Szczególnie duże natężenie zsuwów (obszar IX) obserwuje się na świeżo wylesionych stokach.

Większe stokowe osuwiska ziemne występują w obrębie stoków podcinanych, wyścielonych pokrywkami leżącymi na podłożu nieprzepuszczalnym. Początkowo są to zwykle osuwiska rynnowe, które łącząc się tworzą powierzchnię osuwiskową zaczynającą się szeregiem nisz [128, 156]. Ściany nisz osuwisk świeżo powstałych mają nachylenie 30—90°, po zdenudowaniu 15—30°. Masy ziemne przemieszczane są na niewielką odległość i mają zaburzoną strukturę. Tworzą one faliste powierzchnie języków, o nachyleniu przeważnie 10—20°, złożone z szeregu wałów i obniżen. W obrębie języka zachodzą wtórne zsuwy i spełnienia, które powodują dość szybko wyrównywanie powierzchni języka. Często formy wałów w pobliżu niszy są świeższe, co wskazuje na dalszy rozwój osuwisk przez cofanie się nisz (obszar III, XI). Rynna osuwiskowa jest zwykle niewykształcona, języki dość łatwo uruchamiane wskutek rozcięcia (Zagorzyce — obszar III) lub podcięcia czoła osuwiska (obszar VIII, XI). Osuwiska ziemne powodują zdzieranie pokryw i odpreparowywanie starych powierzchni skalnych.

Osuwiska skalne mają różny charakter zależnie od tego, czy przemieszczeniu uległy skały plastyczne, jak ility, łupki, czy też skały sztywne, np. grube kompleksy piaskowców. Skały plastyczne, podobnie jak luźne utwory pokrywowe, są fałdowane w czasie zsuwania\*. Formy wałów są jednak śmielsze i wyższe. Największe przemieszczania zachodzą w osuwiskach dolinnych (Szymbark [119]). Nierówności podłoża powodują załamywanie się profilu osuwiska i powstawanie szczelin. Rozcięcie osuwiska do poziomów wodonośnych wywołuje odmładzanie (obszar IV). W wypadku zalesienia trwa dalsze rozcinanie i utrwalanie form osuwiskowych przez ich drenowanie (Dębica [128]). Duże osuwiska ziemno-skalne

\* Struktury fałdowe podobne do opisanych z Bachledzkiego Wierchu [145] obserwowałem w podcięciach czoła osuwiska na północnym stoku Ćwilina (obszar XI).



często występują w Karpatach na obszarach zbudowanych z serii o przewadze łupków lub rozsypliwych piaskowców. Tworzą one na stokach nowe formy wklęsłe (Wiśniowa — obszar III, Trzemesna — obszar II), albo powodują cofanie lejów źródłowych (obszar I, III, Duszatyn i inne).

Osuwiska w sztywnych piaskowcach występują rzadziej. Są one związane z zachwianiem równowagi stoków przez erozję boczną (stok Śnieżnicy) lub przez człowieka [27] i z wyciskaniem plastycznych łupków podścielających kompleksy piaskowcowe (Flis [21]), z poszczelinieniem oraz rozluźnieniem struktury wewnętrznej piaskowców (obszar X). Warunki takie istnieją na stokach Beskidu Śląskiego [68], Wysokiego (obszar XV, Radziejowa [21]), Małego (obszar IX), Wyspowego (obszar X, XI, Lubogoszcz [148]) i Niskiego (Cergowa [156], Lipowica [27]). Stwierdzenie zgodności czasowej powstania osuwiska w Lipowicy ze wstrząsem sejsmicznym [27] pozwala przypuścić, że drgania te mogą być przyczyną powstania wielu osuwisk, a także poszczelinienia serii piaskowcowych, tworzących grzbiety górskie (ruchy tensjonalne). Masy są przemieszczane w postaci wielkich skib, które zwykle mają charakter zerw, gdyż zachodzi w nich zwykle przemieszczanie materiału. Czasem jest to jedna skiba, często jednak na stokach o nachyleniu 30—40° po osunięciu się jednego pakietu osiadają wyższe części. Formy zerw są śmiałe i długo zachowują swą wyrazistość (Luboń Wielki, Gruszowiec). Nisze mają przebieg prostolinijsy, czasem zygzakowaty. Odklucie następuje wzdłuż szczelin, na co wskazuje charakter jaskiń szczelinowych w Beskidach [68]. W obrębie nisz zachodzą wtórne obrywy i osypiska aż do zupełnego ich złagodzenia i okrycia rumowiskiem skalnym. Schody osuwisk mają powierzchnię płaską, wyruszoną z pierwotnego położenia i nachyloną w kierunku niszy. Duża odporność materiału sprzyja długiemu zachowaniu się rowów — szczelin między skibami i tworzeniu skalistych grzbietów na czołach skib (Luboń Wielki, Babia Góra). Osuwiska tego typu rzadko są ponownie uruchamiane. Podziemny spływ wody utrudnia ich przemodelowanie przez wodę płynącą.

Przepojenie wodą stanowi bezpośredni impuls niemal wszystkich postglacialnych osuwisk ziemnych i skalnych, obejmujących masy plastyczne. Lata szczególnie wilgotne są równocześnie latami powstania osuwisk, które rozwijały się albo w wyniku ulewnych długotrwałych deszczów (lata 1913, 1927, 1934, 1955), lokalnych ulew (1953 — obszar V, III), albo gwałtownych roztopów i deszczów wiosennych (1907, 1956). Drobne zsuwy ziemne występują częściej, duże osuwiska natomiast są zjawiskiem rzadszym i powstają raczej w okresie letnio-jesiennym [119]. Takim rokiem powstania licznych osuwisk był rok 1913. Wysokość opadów letnich była wtedy przeciętnie dwukrotnie wyższa od średniej; w lipcu, a często

i w sierpniu, sięgała 300 mm\*. Poza czterema osuwiskami zbadanymi przez Ludomira Sawickiego czynne były w tym roku osuwiska w rejonie Przemyśla, Ropczyc i innych (według relacji ludności). Okresy osuwiskowe zdarzają się co kilka lub kilkanaście lat i powodują przeważnie odmładzanie lub dalszy rozwój istniejących osuwisk [145].

Ze względu na rolę osuwisk w rzeźbie można je podzielić na stokowe, zboczowe i osuwiska w lejach źródłowych dolin (Klimaszewski [58]).

Osuwiska stokowe modelują stoki okryte pokrywami plejstoceńskimi, powodują ich uprzątanie, łagodzenie i cofanie. Równocześnie tworząc formy negatywne i wyzwalając wody gruntowe w postaci źródeł umożliwiają powstawanie nowych dolin erozyjnych. Osuwiska stokowe są chyba najliczniejsze w Karpatach. Grupują się na stokach wzniesień zbudowanych z serii mieszanych (obszar III, VIII) i na stokach „krawędziowych“ (obszar I, II, X, XI, XIV, XV), na których języki nie osiągają często dolin. Na stromych skalistych stokach częste są też zerwy skalne, np. na stokach Śnieżnicy, Lubogoszcy i Babiej Góry.

Zbocza dolin i podcięcia powstałe w holocenie są modelowane przez płytsze osuwiska zboczowe, powodujące intensywne cofanie krawędzi nisz i poszerzanie dolin. Procesowi temu sprzyja wylesienie. Niekiedy zbocza dolin w wyniku osuwania rozszerzają się na cały stok i powstają wtedy w łupkach U-kształtne doliny osuwiskowe (obszar IV). Języki osuwiskowe zsunięte ze zboczy zasypują czasem dno doliny powodując podparcie górnego odcinka (Postołów, Wieliczka, Gruszowiec).

Osuwiska w lejach źródłowych mają w Karpatach największe rozmiary ze względu na stromość (30—50°) zamknięć dolinnych i duży spadek dolin i powodują cofanie się zamknięcia (obszar XI, obszar X, Kruhel koło Przemyśla — fot. 27, Szymbark, Duszatyn). Osuwanie współdziała w tworzeniu dolin. Później woda płynąca uprząta masy nagromadzone w rynnie osuwiska i przeobraża niszę. Masy skalne w czasie ruchu przemodelowują dno i zbocza rynny-doliny. W rezultacie materiał zsuwający się ulega znacznemu sfałdowaniu lub też pokruszeniu (w wypadku mas sztywnych), przystosowując się do konfiguracji podłoża. Uprzątnięcie mas i erozja wsteczna pozwalają na powstanie nowego osuwiska [119, 128]. Większość dolin Beskidu Wyspowego (obszar X, XI), Beskidu Niskiego [156], czy też wielu regionów Pogórza Karpackiego (obszar I—IV) cofa się więc dzięki procesom osuwiskowym w zamknięciach źródłowych.

Osuwanie się mas ziemnych i skalnych jest procesem typowym dla holocenijskiego okresu ciepłego i wilgotnego. W okresie peryglacialnym, wskutek istnienia wiecznej marzłoci, nie było możliwe ani nasiąkanie wodą

\* Podobne natężenie opadów i ruchów osuwiskowych wystąpiło w Karpatach w lipcu i sierpniu 1960 r.

grubszej warstwy pokryw i skał ani podziemny drenaż. W klimacie zimnym trwało rozluźnienie i wietrzenie kompleksów skalnych, które umożliwiło późniejsze osuwiska. Nie widzę warunków rozwoju osuwisk w pełni glacjału. Występowanie osuwisk o różnym stopniu świeżości form, osuwisk żywych i zamartwych [128] w obszarach leśnych i wylesionych pozwala wyróżnić w późnym glacialu i holocenie kilka faz intensywniejszego rozwoju osuwisk. Uważam, że intensywnie rozwijały się one w okresie późnego glacjału w czasie powstawania zbiorników w ślad za ustępującą wieczną marzłocią. (Ś r o d ó Ń [147]), szczególnie na stokach podcinanych. Na istnienie tej fazy wskazywałyby młodsze od pokryw peryglacialnych a rozcięte holocenijskimi dolinkami wielkie osuwiska skalno-ziemne o formach załagodzonych w obszarach wylesionych (obszar I—III, XI) i formach bardzo wyraźnych w lasach (obszar III, VIII, XI). Drugi okres wzmożonych ruchów wiąże się z wylesieniem. Brak lasu umożliwił wystąpienie masowe drobnych zsuwów i osuwisk ziemnych oraz uruchomienie wielu dużych osuwisk starych [81, 131, 128, 27].

Procent powierzchni osuwiskowych waha się od około 2 do około 40 (części obszaru III w rejonie Dębicy). Są jednak znane w Karpatach obszary (o powierzchniach wielkości terenów reprezentacyjnych), w których osuwiska obejmują ponad 50% powierzchni (T e i s s e y r e [156]) oraz inne, w których osuwiska nie zajmują nawet 1% powierzchni (Doły Jasielsko-Sanockie, obniżenie Czarnej). Ten sam kompleks skalny ma często różną odporność na osuwanie w zależności od tektoniki. Na przykład obszary zbudowane z piaskowcowo-lupkowych warstw krośnieńskich przy mniejszym nachyleniu warstw obfitują w osuwiska ([25], obszary III, IV, V), przy stromym ustawieniu natomiast powszechnym w dorzeczu górnego Sanu, brak jest powierzchni poślizgu i nawet pylaste pokrywy prawie nie osuwają się (obszary VI, VII, częściowo XII, XIII).

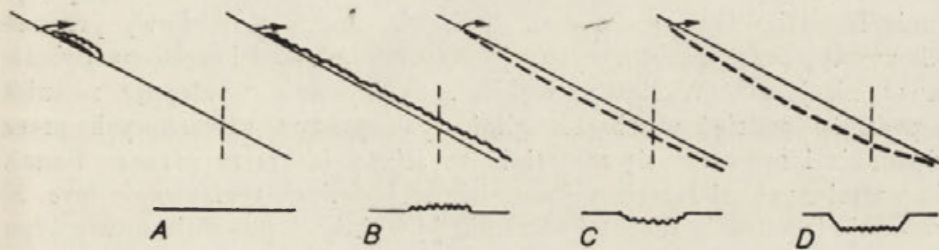
### S p e ł z y w a n i e

Spelzywanie jest w Karpatach procesem często spotykanym, ale modeluje większe powierzchnie tylko w obszarach zbudowanych z łożysk (części terenów I, III, VIII). Na żadnym z terenów reprezentacyjnych nie obejmuje nawet 10% powierzchni.

Proces wolnego pełnienia zwietrzliny zachodzi w przypadku przepojenia wodą warstwy powierzchniowej o miąższości poniżej 1,0 m, leżącej na podłożu ilastym, nieprzepuszczalnym (fot. 28). Najczęstsze jest na stokach o nachyleniu 8—20°, ale stwierdziłem je też przy nachyleniu 2—4°. Proces ten odbywa się albo przez cały prawie okres bezśnieżny, gdy pokrywa zwietrzelinowa jest zasilana przez źródła (obszar VIII), albo okresowo, tj. w czasie roztopów i letnich długotrwałych opadów (obszar I,

III i inne). Spelżywaniu podlega pokrywa darniowa, która przesuwana się w postaci skib w dół. Często pełznie jednak grubsza warstwa, ale na powierzchni obserwujemy tylko marszczenie, a bardzo rzadko pęknięcia. Poszczególne nabrzmienia i obniżenia osiągają długość kilku metrów i wysokość 0,5—1 m. Ze względu na plastyczność materiału po ulewach występują najwyżej drobne odklęcia i zsuwy powierzchniowe. Spelżywanie stwierdziłem również i w lesie na stoku nachylnym powyżej 10° (Rabka — Skalisne); jako następstwo nasiąknięcia wodą i płytkiego korzenia się drzew. Materiał pełznący dostaje się tu do koryta i jest odprowadzany, co umożliwia trwanie procesu.

Na powierzchniach podmokłych w wielu wypadkach obserwowałem rozpoczęcie się procesu spelżywania, które następowało bezpośrednio po wylesieniu (Rabka — Skalisne). Spelżywanie utrudnia i osłabia uprawa



Ryc. 28. Powstawanie niecek złaziskowych i wądołów (profile podłużne i poprzeczne)  
 A — źródło i mlaka na stoku okrytym pokrywami ilastymi; B — pełznący, wypukły pas złaziskowy,  
 C — pełznąca masa doprowadziła do powstania niecki złaziskowej; D — dojrzały, płaskodenny wądoł

i drenowanie gleby, uniemożliwiające długotrwałe przepojenie wodą (tylko raz obserwowałem pełznięcie gruntów ornych). Optymalne warunki istnieją wtedy, gdy powierzchnia terenu jest trwale zadarniona; potwierdza to wyniki badań przeprowadzonych przez Schmidta [120].

Spelżywanie zwykle przeobraża formy już istniejące, stare lub powstałe w postglacjale. W regionach zbudowanych z łupków prowadzi do powstawania form nowych. Najczęściej złaziska zajmują obszary poniżej strefy zbudowanej z wodonośnych piaskowców (obszary reprezentacyjne III, VIII, IX, X). Pełznięcie powoduje odpreparowywanie leżących wyżej odpornych na pełznięcie ławic (obszar VIII, II, Milówka). W rezultacie rozwija się forma przypominająca niszę osuwiskową.

Pełznące stoki są szczególnie często spotykane w Beskidzie Niskim w strefach zbudowanych z pstrych łupków [156]. Często woda płynąca ze źródła po stoku powoduje namakanie wąskiego pasa. Początkowo zaczyna pełznąć otoczenie źródła (tzw. powierzchnie zamłaczone), materiał nasuwa się na powierzchnię stoku i w ten sposób tworzy nabrzmienie (ryc. 28). Z czasem powstaje pas — smuga złaziskowa, częsta nawet

w lasach, schodząca aż do osi walnej doliny. Pełznący stale materiał złobi podłoże i prowadzi do powstania płytkiej niecki złaziskowej. Niecki rozwijają się często w pokrywach ilasto-gruzowych, ponieważ pełznący gruz o wiele silniej koroduje (obszary IX—XII, XIV, por. fot. 28). Niecki te o spadku zwykle 15—20° z czasem poszerzają się i przybierają postać płaskodennych dolinek, zwanych wądolami. Wądoly w lasach, po docięciu do litej skały, przeobrażają się we wciosy (obszar XII). Na powierzchniach bezleśnych formy erozyjne są przekształcone w wądoly, o ile dno ich ma wystarczające nachylenie, tj. ponad 8° (obszary II, VIII, XIV). W wypadku nierównomiernej szybkości pełznięcia i przepojenia wodą na rozległych powierzchniach złaziskowych powstają również niecki złaziskowe i wądoly.

Częściej przez spłyzywanie przemodelowywane są formy młode o innej genezie. Do takich należą zadarnione języki i nisze osuwiskowe. Spłyzywanie łagodzi wały i podwyższa obniżenia. Język osuwiskowy przemodelowywany przez złaziska wykazuje przy swej płaskości często nachylenie nawet niżej 10° (Wieliczka, Dębica). Spłyzywanie występuje również u podnóży podcięć w obrębie gliniastych pokryw utworzonych przez odpadanie i osuwanie się materiału ze ściany (dorzecze górnego Sanu). Na wylesionych zboczach wciosów i innych dolinek spłyzywanie (ryc. 5) powoduje łagodzenie zboczy i akumulację w dnie — powstają formy typu parowów. Jest to proces decydujący o kierunku przeobrażeń na pokrywach ilastych. Parowy takie mają charakterystyczny profil głębokiej niecki (Wieliczka, niektóre formy w Postołowie). W obszarach zalesionych spłyzywanie stoków prowadzi do zwężenia młodych nacięć erozyjnych (obszar VIII).

### S o l i f l u k c j a

Spływanie mas ziemnych po przemarzniętym podłożu, zdarzające się w półroczu zimowym, występuje wyłącznie na powierzchni pól uprawnych lub łąk o nachyleniu zwykle powyżej 20°. Jest to zatem proces, który wystąpił w związku z wylesieniem Karpat. Przemieszczanie po przemarzniętym podłożu obserwowałem na glebach ilastych, pylastych i gliniastych, rzadziej piaszczystych, nasiąkających wodą. Czas trwania procesu ogranicza się do kilku dni w ciągu roku, są lata, kiedy w ogóle nie zachodzi. Wśród soliflukcyjnych ruchów współczesnych można wyróżnić dwie grupy: spływy i zsuwy.

Spływy odmarzniętej i upłynnionej gleby osiągają miąższość zwykle kilka centymetrów. Powstają języki błotne długości do około 4 m o wyraźnie wypukłym czole. W miejscu oderwania znajdują się nisze w kształcie rynny, szerokości kilku do kilkudziesięciu centymetrów, zamknięte progiem o wysokości odpowiadającej miąższości zsuniętej masy.

Grunt w obserwowanych punktach nie był pokryty zwartą darnią, ani też nie był świeżo zaorany. Z rozmieszczenia spływów wynika, że modelują one pozbawione zwartej darni zbocza małych dolin i wcięć drogowych, nagie nisze osuwisk ziemnych i ściany podcięć. Spływy te obserwowałem w Karpatach niemal wyłącznie na Pogórze (okolice Wieliczki, Dobczyc). Znane są one z terenu Sudetów [101] i Wyżyny Łódzkiej [16].

Gdy podłoże jest głębiej przemarznęte (np. do 1 m), wówczas ochłodzenie po krótkotrwałych roztopach może spowodować, że odmarzanie gleby zatrzyma się na określonej głębokości. Tego rodzaju warunki i odmarznięcie tylko do 0,5 m nastąpiło w marcu 1956 r. Rozpoczęła się wtedy druga faza ruchów. Przepojona wodą roztopową i opadową pokrywa glebowa na stromszych, zwykle zadarnionych zboczach zaczęła się lokalnie zsuwać. Powstały formy z s u w ó w, których powierzchnia odkłucia jest prawie równoległa do powierzchni zbocza i przebiega w materiale jednorodnym. Tego typu zsuwy opisywane przez K l i m a s z e w s k i e g o [49] obserwowałem masowo po pierwszej fazie roztopów w marcu 1956 r. na obszarze Wieliczka (fot. 3) i na Wyżynie Miechowskiej.

### S p ł u k i w a n i e

Splukiwanie jest najpowszechniejszym procesem w Karpatach występującym w okresie opadów deszczowych i tajania pokrywy śnieżnej. Gleby pylaste Pogorza, wykazujące stosunek frakcji pylastej do koloidalnej około 5,0 [19], są intensywniej degradowane niż szkieletowe gleby górskie. W Beskidzie Małym, partiach Beskidu Śląskiego, Wysokiego i innych splukiwanie powierzchniowe jest niedostrzegalne ze względu na gruzowy charakter pokryw. W lesie, w warunkach naturalnych, splukiwanie jest niewielkie [9], ponieważ woda spływa częściowo po ściółce, a częściowo pod ściółką, zdzierając ją niekiedy całymi płatami (obszar IX, XI). Na stokach stromszych wielokrotnie obserwowałem wymyte korzenie drzew (fot. 15). Na łąkach i pastwiskach splukiwanie jest niewiele mniejsze nawet niż w lesie [6, 120, 138] i ma charakter powierzchniowy. Badania G e r l a c h a [26] w Jaworkach koło Szczawnicy wykazały, że na stokach nachylonych 12—19° i 68—200 m długich (niekiedy sztucznie sterasowanych) w pasie 0,3 m szerokości, woda przemieściła w ciągu niemal całego roku 10—20 g gleby. Szczególnie duże rozmiary splukiwania stwierdził G e r l a c h w okresie topnienia śniegu i późnej wiosny podczas ulewnych deszczów, gdy darń była jeszcze słabo rozrośnięta. Na polach ornych splukiwanie jest najintensywniejsze, kiedy powierzchnia jest wyrównana (zbronowana) i pozbawiona roślinności. Wtedy w okresie roztopów i ulew rozwijają się żłobiny, które w dolnej części stoku o nachyleniu 20° biegną w odległości 0,5—1 m przy przekroju żłobin niekiedy ponad 10 × 10 cm

(Wieliczka). Gerlach [26] obliczył, że z ziemniaczyska o powierzchni 350 m<sup>2</sup>, położonego w dolnej części stoku, zostało wyniesione w czasie jednego sezonu roztopów około 0,9 m<sup>3</sup> gleby.

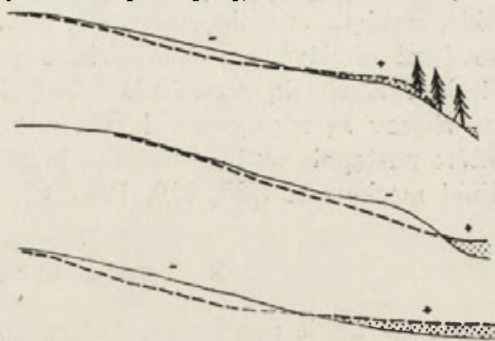
Mniejsze rozmiary spłukiwania, a często zupełny brak żłobin, obserwowałem na sąsiednich zagonach, których powierzchnia była porośnięta zbożem lub niewyrównana (świeża orka bez bronowania), a także gdy bruzdy miały kierunek równoległy do poziomic. Uprawa prostopadła, szczególnie roślin okopowych, sprzyja koncentracji wody w bruzdach. W okolicy Wieliczki i na terasach Dunajca obserwowałem bruzdy pogłębione w ciągu jednego sezonu roztopów o 30—40 cm. Akumulacja następuje w wypadku zmniejszonego spadku i większego tarcia o podłoże. Dlatego materiał osadzany jest w dnach dolin, w bruzdach poprzecznych do kierunku żłobin, na spłaszczeniach stokowych powyżej krawędzi oraz na stromych powierzchniach zadarnionych poniżej pól ornych (miąższość jednorazowej akumulacji do 10 cm).

Rozmiary spłukiwania są różne w poszczególnych latach, zależnie od częstotliwości ulew i roztopów oraz typu upraw w danym roku. Najintensywniej przebiega spłukiwanie w czasie nagłego topnienia śniegu przy przemarzniętym podłożu i w czasie letnich, gwałtownych ulew. Natężenie procesu jest zróżnicowane zależnie od ekspozycji. W latach 1955—1957 stwierdziłem, że zależnie od pogody intensywniej są spłukiwane albo zbocza o ekspozycji północnej (nagle ocieplenie i topnienie śniegu, podczas gdy na przeciwległym zboczach śnieg już stał w mroźne, słoneczne dni, albo o ekspozycji południowej (przy pogodzie ciepłej i słonecznej śnieg topnieje tu szybko, na przeciwległym wolno). Równocześnie zmywanie na wszystkich stokach odbywa się w czasie roztopów adwekcyjno-opadowych. W czasie ulew szczególnie degradowane są stoki o wystawie zachodniej (obszar I) a także stok południowy, wysuszony w lecie. Na razie trudno ocenić, gdzie jest intensywniejsze spłukiwanie, czy na stoku południowym czy północnym. Większa miąższość pokryw deluwialnych u stóp stoków południowych na obszarze Wieliczki wskazywałaby, że w ogólnym bilansie spłukiwanie jest tu większe. Na podstawie krótkiego okresu obserwacji nie można wysnuwać wniosków o asymetrii klimatycznej, tak jak to uczyniła Pierzchałko [101] dla Gór Kaczawskich.

W czasie roztopów materiał stokowy przenoszony jest na niewielką odległość; często odbywa się akumulacja deluwii na śniegu (fot. 4). W czasie ulew letnich materiał znoszony jest zwykle do den dolinnych.

Spłukiwanie, które modeluje całą powierzchnię stoku, rzadko tworzy formy nowe. Stoki mniej więcej jednostajnie nachylone są denudowane na całej długości (obszary IX, XII). Jeżeli stok nie jest podmywany, u podnóża występuje wąska równina akumulacji deluwialnej o nachyleniu do 2—4° [108, 174]. Stoki wypukłe, powszechne w niektórych regio-

nach Pogórza i w większości dolin Beskidów, denudowane są na całej długości, ale intensywniej w części dolnej, stromszej \*. Ponieważ stromy odcinek dolny jest zazwyczaj zalesiony lub zadarniony, to na nim oraz powyżej niego trwa akumulacja (ryc. 29a; por. [14]). Często w obrębie pola ornego przy nachyleniu tylko  $5^\circ$  przebiega denudacja, niżej na darni natomiast odbywa się akumulacja nawet przy nachyleniu  $30^\circ$  (obszar Wieliczki). Jeżeli cały stok jest uprawiany, wówczas szczególnie silnie niszczone jest odcinek dolny — stromy (ryc. 29b). W czasie katastrofalnych ulew woda skoncentrowana u podnóża zamiast osadzenia powoduje wymywanie całych płatów gleby (1956). Stoki wklęsłe, a raczej wypukłokłęsłe, występujące w kotlinach śródgórskich i w innych regionach Pogórza, kształtowane intensywnie przez procesy peryglacjalne, są właściwie nadal w podobnym kierunku przemodelowywane. Górny odcinek stromszy (wypukły) jest denudowany, dolny o nachyleniu do  $4\text{--}6^\circ$  — namywany (ryc. 29c).



Ryc. 29. Typy przemodelowywania stoków przez splukiwanie (a, b, c)  
Znak — oznacza ubytek mas na stoku,  
znak + akumulację deluwiów

Maksymalna stwierdzona miąższość deluwiów na Pogórzu sięga do 3 m (obszar I). W śródbeskidzkich terenach o rzeźbie pogórskiej spotykałem natomiast pokrywy o miąższości tylko do 0,5 m, ponieważ większość materiału odprowadziły rzeki.

W nieodmłodzonych dolinach nieckowatych na granicy zadarnionych den i uprawianych zboczy powstały krawędzie zbudowane w całości z deluwiów, osiągające 2 m (obszar I). Krawędzie te nadają dolinom charakter płaskodennych parowów.

Jedynymi trwałymi formami negatywnymi, związanymi bezpośrednio ze splukiwaniem, są niecki z rozmycia, które obserwowałem na stokach o nachyleniu  $15^\circ$ . Przyczyną nierównomiernego wymywania bywa zmienna odporność gleby, bruzdy między zagonami pogłębiane w czasie spływu i stale zaorywane, spływ dośrodkowy ku zamknięciu źródłowemu młodej dolinki erozyjnej (obszar VIII), a nawet różnie rozmieszczone zasypy śnieżne (obszar I). W omawianych przypadkach powstają formy niecko-

\* S. Ziemiński i Z. Mazur [174] podają, że na zboczu doliny Skawy koło Jordanowa następująco zmienia się miąższość warstwy próchnicznej: górna część stoku 25 cm, dolna część stoku 16 cm, podnóże 130 cm.



wate o głębokości do 2 m, nachyleniu zboczy od kilku do kilkunastu stopni, często zawieszane nad załosem zboczowym większej doliny (Wieliczka); przechodzą one łagodnie w powierzchnie stoków.

Woda spływająca po powierzchni przeobraża również formy holocenijskie, wycięte w mało odpornych pokrywach. Następuje wypełnienie deluwiami obniżen osuwiskowych, a na stokach powstają złobiny (Wieliczka). Z chwilą wylesienia młodych dolin erozyjnych masy zsunięte ze zboczy są rozmywane i składane na dnie doliny. Powstają parowy, które następnie woda deszczowa przy współudziale orki przeobraża w dolinki nieckowate ([33, 116, 128, 28]; ryc. 8).

### S u f o z j a m e c h a n i c z n a

Wymywanie podziemne stwierdzamy w obrębie przepuszczalnych pokryw stokowych (gruzowych, gruzowo-gliniastych, pylastych) leżących na nieprzepuszczalnym lub słabo przepuszczalnym podłożu\*. Formy sufozyczne stwierdziłem w obszarach reprezentacyjnych: I, IV, VI, VII—VIII, X—XIV. Sufozję obserwowałem na głębokości od kilku centymetrów do 2 m, a prawdopodobnie i głębiej. Ponieważ większość stoków w Karpatach fliszowych ma budowę sprzyjającą rozwojowi sufozji, uważam, że jest ona procesem powszechnym w Karpatach (J a h n sygnalizuje ją z obszaru Sudetów [36]).

Sufozja odbywa się niezależnie od szaty roślinnej. Więcej wody wsiąka w głąb i spływa podziemnie w lasach — powinny tam istnieć warunki lepszego rozwoju sufozji. Las jednak siecią korzeni hamuje szybkie zapadanie stropu kanałów. Ze względu na czas trwania można wyróżnić trzy odmiany sufozji: stałą, epizodyczną i „zmarzlinową“.

S u f o z j a s t a ł a spotykana jest w dolnej części długich stoków. Woda spływa zwykle przez cały rok wyraźną rynną podziemną. Ciek taki jest zasilany przez zbiornik w samej pokrywie lub też przez podziemne źródło skalne, bijące na kontakcie łupków z piaskowcami, tworzącymi zwykle górną część stoku (Skalisne, Gruszowiec).

Obecnie częściej spotyka się s u f o z j ę e p i z o d y c z n ą, czyli wymywanie w okresie ulew czy roztopów. Trwa ona dłużej niż spływ powierzchniowy na stokach. Poza spływem po powierzchni litej skały obserwowałem spływ w obrębie warstwy ornej, poddarniowej lub też w humusowym poziomie gleby leśnej, szczególnie porowatym w piętrze górnego regła (obszar I, V, XI, VIII). Wykorzystywane są zwykle korytarze zwierząt ryjących.

\* Osobne studium procesom sufozycznym w dorzeczu górnego Sanu poświęcił ostatnio T. C z e p p e (Biul. IG. nr 150, t. 9, Warszawa 1960).

Pewną odmianą sufozji epizodycznej jest na obszarze Wieliczka s u f o z j a „z m a r z l i n o w a“, która występuje tylko w okresie zimowym, gdy podłoże przemarznęte powoli odmarza i coraz to nowe, głębiej przebiegające korytarze zwierzęce mogą być wykorzystywane przez wodę roztopową. Woda w tym okresie łatwiej żłobi kanał w poziomie odmarznęty, topi podłoże, a płynąc często pod ciśnieniem hydrostatycznym wykonuje dużą pracę erozyjną i transportową. Wypływając na powierzchnię sypie stożki. W marcu 1956 r. stwierdziłem na Pogórze koło Wieliczki trwające przez okres ponad 2 tygodni wymywanie podziemne w warstwie leżącej na podłożu przemarznętym.

Na istnienie sufozji wskazują występujące w profilach glebowych na różnych głębokościach (od 0,5 do 2,0 m) warstwy gruzowe pozbawione materiału drobnego, albo też warstwy podziurawione komunikującymi się kanałami. Takie kanały stwierdziłem zarówno w pylasto-piaszczystych pokrywach obszarów Wieliczka i Bukowiec—Korbana, jak też w pokrywach obszaru Rabka—Skalisne i Luboń Wielki oraz na stokach Babiej Góry w piętrze górnego regła i kosówki. Wypływy epizodyczne i niewielkie stożki napływowe u podnóży stoków Śnieżnicy (obszar XI) również wskazują, że w obrębie wietrzejących pokryw rumowiskowych trwa wymywanie podziemne.

Z sufozją związane jest w Karpatach powstawanie form zapadliskowych typu kotłów [84] i form dolinnych. Zapadliska o ścianach pionowych mają do 9 m długości i 2 m głębokości. Najgłębsze są w pylasto-piaszczystych pokrywach leżących na warstwach krośnieńskich (obszar VI, VII, XII, XIII), najczęściej na stokach o nachyleniu od 2 do 28°. Na stromszych stokach kotły nie występują, ponieważ gruzowy szkielet zwietrzliny na zalesionych stromiznach nie pozwala na powstanie form zapadliskowych. Kotły występują zarówno na polach ornym i łąkach, jak i w lasach. Na powierzchniach niezalesionych powstają najłatwiej, ponieważ korzenie drzew utrzymują długo pokrywę stropową gleby. Na polach ornym raz powstałe zapadliska są zaorywane lub zasypywane. Stosunkowo najlepsze warunki poszerzania zapadlisk istnieją na powierzchniach zwarcie zadarnionych, niezagospodarowywanych przez człowieka w części dorzecza górnego Sanu. Zapadliska występują w wyraźnych ciągach na osi kanału sufozyjnego. Jeżeli materiał jest podatny na wymywanie, a woda płynie obficie, zapadliska rozrastają się, łączą i powstaje dolinka ślepa lub mająca połączenie z główną doliną. Podcięcie stoku i warstwy wodonośnej przez rzekę przyspiesza rozwój dolinek (por. [167]). Formę taką pogłębia potok, a jej zbocza są łagodzone przez zsuwy, złaziska i splukiwanie. Początkowo dolinka ma charakter wąwozu-debrzy, która w wypadku braku zalesienia jest szybko przeobrażana w formę przypominającą parów o niewyrównanym podmokłym dnie i zboczach nachy-

lonych do  $30^\circ$  (obszar XII). Przy odpowiednim spadku podmokłe dno może pełznąć. Dolinka zapadliskowa w lesie na stromym stoku zmienia się w normalny wciós erozyjny (obszar VIII, XII—XIV). Na polach ornych zaorywanie zapadlisk prowadzi do powstania dolinek nieckowatych. W ich dnach, w wypadku zaniechania uprawy, rozwijają się nowe wąwozy sufozyjne (obszar XII).

Niezależnie od powstawania zapadlisk trwa powolne, nierównomierne osiadanie gleby, a zatem i obniżanie stoku, wyraźne na gruntach ornych (obszar I i III).

W oparciu o obserwacje współcześnie rozwijających się form w dorzeczu górnego Sanu i okolicy Rabki można przyjąć, że w wielu obszarach Karpat sieć młodych dolin rozwinęła się na drodze sufozji. Ze względu na morfologiczne skutki sufozji wydzielałam dwie grupy stoków.

Do grupy pierwszej należy przeważająca część górnych partii stromych stoków beskidzkich, na których ze względu na bardzo grubą frakcję materiału pokrywowego i na szatę leśną proces nie przekształca wyraźniej powierzchni stoku. Jedynie u podnóża gromadzone są deluwia (Gruszowiec). Jest to proces trwający nieprzerwanie od okresu ustępowania klimatu peryglacjalnego. Wskazywałyby na to cienka pokrywa glebowa leżąca na luźnym gruzie w strefie wysokogórskiej.

Grupa druga obejmuje obszary zbudowane z pokryw pylasto-piaszczystych zalegających przeważnie dolne partie stoków. Szczególnie na warstwach krośnieńskich sufozja wysuwa się na plan pierwszy wśród procesów morfogenetycznych. Sufozja w tych pokrywach nie mogła przebiegać na większą skalę w klimacie peryglacjalnym, gdy istniała wieczna zmarzłość. Udział jej stale rośnie w postglacjale wskutek postępującego wietrzenia chemicznego, rozkładającego gruz piaskowców o spoiwie ilastym lub wapnistym. Materiał wymyty nie jest składany na stoku, ale wynoszony poza jego obręb, ponieważ koryta zorganizowanego spływu podziemnego nawiązują zazwyczaj do sieci dolinnej.

### Erozja i transport rzeczny

Dowodem dużego udziału wody płynącej w modelowaniu rzeźby w holocenie są młode formy erozyjne. Gęstość ich na  $1 \text{ km}^2$  sięga na terenach reprezentacyjnych 2 do 7 km długości. Przyczyną powszechnego rozwoju form erozyjnych w postglacjale był nie tylko gwałtowny wzrost spływu wody, ale również zmniejszenie transportu na stokach utrwalonych roślinnością. Woda płynąca modeluje w Karpatach dna dolin o założeniu plejstoceniowym lub plioceńskim oraz tworzy na stokach nowe formy dolinne \*.

\* Nie omawiam tu erozji w walnych dolinach karpackich.



Fot. 27. Język osuwiskowy wypełniający dno doliny. Widoczne czoło języka —  
niżej źródło. Kruhel koło Przemyśla



Fot. 28. Stok złaziskowy o wystawie wschodniej. Na planie pierwszym młaka i po-  
czątek niecki złaziskowej. Dolina dopływu górnej Wisły w Beskidzie Śląskim,  
Kwiecień 1956



Fot. 29. Podcięcie w dolinie Bystrej koło Milówki. Widoczne również t



Fot. 30. Stożek napływowy torrencjalny u wylotu debrzy — skutek krótkotrwałej ulewy w Sieniawie koło Rabki. Zdjęcie wykonane w kilka dni po ulewie w czerwcu 1956



z boczna: po prawej piaskowce, po lewej itołupki (fot. K. K l i m e k)



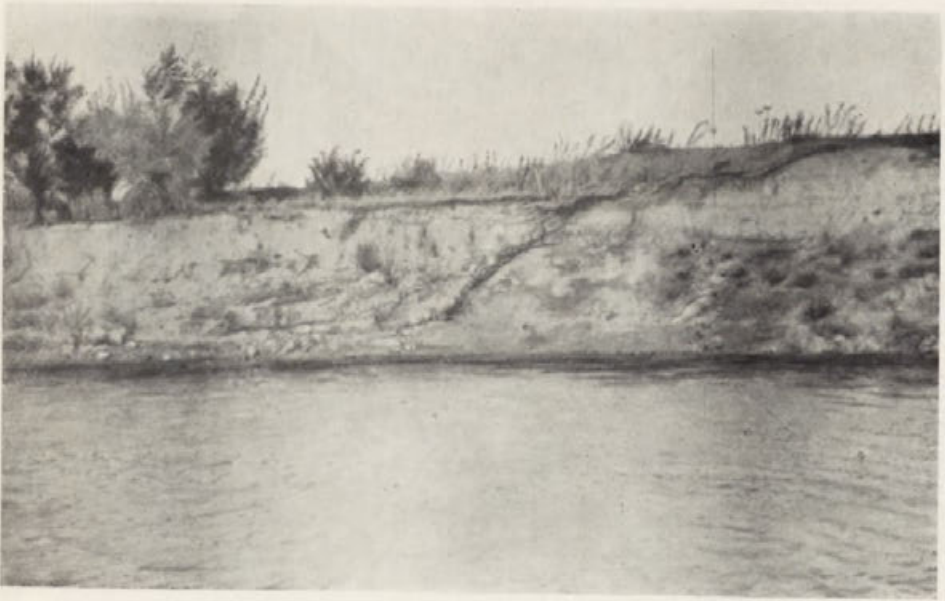
Fot. 31. Szybko cofający się wawóz nacinający krawędź terasy w dolinie Białego Dunajca koło Szaflar



Fot. 32. Sucha, wylesiona debrza nacinająca skaliste zbocza doliny Bystrej koło Milówki



Fot. 33. Transport i akumulacja rumowiska w szerokim korycie Koszarawy



Fot. 34. Pokrywa terasy łęgowej 5 m wysokiej włożona w pokrywę terasy rędziny 7 m. Dolina Sanu koło Radymna





Fot. 35. Profil mad holocenijskich tworzących terasę rdzinną. Pod 3, 6-metrową warstwą glin piaski krzyżowo warstwowane. Cegielnia w Dębicy w dolinie Wisłoki

W większych dolinach Beskidów o dużych spadkach ( $4-20^\circ$ ) transportowane są głazy o średnicy nawet ponad 0,5 m. Podobną siłę ma woda płynąca w niewielkich ilościach w korytach źródłowych odcinków dolin i małych nacięć stokowych o spadkach często nawet ponad  $200\text{‰}$  (obszar IX, XI, XII). Na Pogórzu wynoszony jest materiał ziemisty, większe głazy pozostają w korycie.

Doliny stale odwadniane, tak w Beskidach jak i na Pogórzu, różnią się niewiele od odwadnianych okresowo. W obu wypadkach erozja przemodelowująca zarówno dno jak i zbocza działa w okresach wysokich stanów wody. Wysokie stany zdarzają się zwykle kilka razy w roku, tj. w czasie roztopów, długotrwałych opadów letnich i opadów burzowych. Katastrofalne opady zdarzające się raz na wiele lat odgrywają często decydującą rolę w przemodelowywaniu poszczególnych dolin (fot. 30). Na przykład w czerwcu 1956 r. obserwowałem w Sieniawie, po opadzie sięgającym do 100 mm, pogłębienie erozyjne wielu form o kilkudziesiąt centymetrów i znaczne cofnięcie lejów źródłowych małych dolin (por. skutki powodzi w 1934 r. [48]). W dolinach stale odwadnianych, zasilanych przez wydajne źródła, stale istnieją potencjalne warunki transportu materiału, którego jednak brak z powodu zalesienia zboczy i wyprątnięcia najdrobniejszych frakcji poza obręb koryta (obszar VIII, IX, XII i inne). Można przyjąć, że czas intensywniejszego modelowania przez wodę płynącą dnami większych dolin, sięga łącznie kilkuset do kilku tysięcy godzin w ciągu roku, w małych nacięciach natomiast, drenowanych tylko w czasie padania deszczu lub tajania śniegu, spada nawet poniżej 100 godzin rocznie (np. deprze w obszarach I, III, IX). Siła transportowa ulega dużym i stałym wahaniom, zresztą podobnie jak w dużych dolinach karpackich, zbierających wodę wszystkich małych cieków (tab. 8). W rezultacie tak zmiennej siły transportowej wody i powszechnego występowania w korytach progów i wodospadów, bystrzy i głębozczków materiał zawieszony, a przede wszystkim wleczony, przenoszony jest w czasie jednej ulewy na niewielką odległość kilku lub kilkudziesięciu metrów. Większe jego nagromadzenie występuje w odcinkach zmniejszonego spadku, gdzie „fala powodziowa“ osadza nawet drobny materiał (liczne przykłady z obszarów VIII, IX, XI, XII). Dlatego spotykamy w korytach potoków tak górskich jak i pogórskich zwały aluwii. Równoległe obok siebie występuje materiał o różnym stopniu obtoczenia i wielkości od iltu i pyłu po otoczaki o średnicy np. 10—20 cm [108]. Ułożenie otoczków jest zwykle na pozór chaotyczne, przeważa jednak dachówkowate, a zdarza się nawet pionowe (Lipowe [130]). Równoziaernisty materiał występuje zwykle w wypadku, jeżeli akumulacja trwa w dnie o jednostajnym spadku (w dużych rzekach), lub gdy dolina jest wcięta niemal wyłącznie w drobny materiał pokrywowy (nieliczne wcioty w obszarach II, III).

Rezultatem niszczącej działalności wody płynącej są rozcięcia w dnach dolin starych, nowe formy dolinne i podcięcia erozyjne. Kształt i rozmiary tych form zależą od stopnia współdziałania procesów denudacyjnych różnego typu w modelowaniu form erozyjnych. Wiele z tych form straciło swój charakter erozyjny; są dziś przemodelowywane tylko przez różne procesy stokowe (parowy, wądoły, niecki). Ze względu na stosunek do form starych, przedholoceńskich, można wyróżnić wciosy odmładzające stare doliny V-kształtne i nieckowate oraz dolinki erozyjne rozcinające powierzchnie stoków modelowanych wyłącznie przez procesy denudacyjne [128].

Stare wciosy występują przede wszystkim w Beskidach oraz w wododzielnych i przełomowych partiach Pogórzy, charakteryzujących się większymi deniwelacjami. Formy te o zboczach wysokości często ponad 100 m i nachyleniu 20—40° zostały przeważnie pogłębione od 1 do 8 m, a pokrywy peryglacjalne częściowo z nich wyprątnięte. W górnych odcinkach dolin o spadku dna do 30° nastąpiło docięcie do litej skały. Z wielu starych wciosów o dużym spadku koryta, wciętych w litą skałę, zostały już niemal w całości usunięte pokrywy (obszar IX). W innych o spadku mniejszym (zawsze poniżej 10°), wyścielonych grubymi pokrywami chłonącymi wodę, odkształcenie formy peryglacjalnej jest minimalne (niektóre doliny w obszarach IX i XI). Dolne odcinki tych wciosów, wypełnione pokrywami, są rozcięte postglacjalnymi wciosami do głębokości 15 m (obszar XI, X). Na Pogórzu starsze formy dolinne wyścielone peryglacjalnymi pokrywami soliflukcyjnymi lub deluwialnymi (ryc. 5, 8) mają kształt nieckowaty i rozcięte są niekiedy do głębokości 10—15 m\*. Tak głębokie rozcięcia stwierdziłem raczej w pobliżu zamknięć źródłowych; związane są one z większym spadkiem i małą odpornością pokryw (wciosy obszarów: III, VI, VII, IX, XII, XIV) i z reguły docinają się do litej skały. Niszowate leje źródłowe dolin są niekiedy pocięte zbiegającymi się koncentrycznie formami erozyjnymi, które cofają całe zamknięcia (obszary III, IV, VIII, X).

Nowe doliny wciosowe założone są na wygładzonych stokach, okrytych pokrywami soliflukcyjnymi, zwietrzelinowymi, deluwialnymi i innymi, a ich nachylenie nie przekracza z reguły 20°. Głębokość ich w poszczególnych wypadkach sięga do 20 m [128]. Niekiedy są one założone również na postglacjalnych powierzchniach osuwiskowych, zbudowanych ze skał przeważnie luźnych, słabo przepuszczalnych.

Na osuwiskach i na podciętych stokach gęstość rozdolinienia wciosami

---

\* W obszarach o małych deniwelacjach szereg niecek nie zostało odmłodzonych (Wieliczka, Dębica, Czarna — Żołobek).

lub innymi dolinkami sięga często 10 dolin na 1 km biegu doliny głównej (obszar III, XII, XIV). Powstały one na różnej drodze.

Wśród dolin karpackich, w których trwa erozja, można wyróżnić następujące rodzaje: wcięcia przypominające żleby i rynny gruzowe, wciósodebrze i wąwozy, wciós normalne i wciós skrzynkowe.

Wcięcia o charakterze żlebów i rynien gruzowych mają do 5 m głębokości, w ich dnach o spadku często 20—30° transportowany jest materiał nie tylko przez wodę, ale również przez grawitacyjne zsypanywanie i spływanie. Zbocza niewiele stromsze od dna objęte są również podobnymi procesami. Formy te występują zwykle w lejach źródłowych dużych wciósów beskidzkich (Beskid Mały — obszar IX, Wysoki, Wyspawy — X, XI, Bieszczady — XII i inne). Jak wykazują obserwacje na stoku Cwilina (XI) i w strefie wysokogórskiej Babiej Góry, mają one założenia starsze. Inne, świeże są formą wyjściową dla debrzy (nisze osuwisk w obszarach X i XI).

Wciósodebrze osiągają głębokość nawet do 10 m. Są to formy krótkie, o niewyrównanym spadku, odwadniane zwykle epizodycznie [58], czasem zalesione lub co najmniej zadarnione. Wycięte są w pokrywach, rzadziej w skale (fot. 32). W wąskim dnie trwa erozja okresowa, na zboczach o nachyleniu 30—60° splukiwanie, rzadziej spływanie. Występują one licznie w górnych odcinkach pogórskich wciósów (obszar III, VI, XII) albo też grupowo na starych podcięciach erozyjnych, np. w dolinie Soły, Raby, Dunajca. Intensywny ich rozwój wiąże się z wylesieniem stromych zboczy. U wylotów debrzy sypane są torencjalne stożki napływowe o nachyleniu do 15°, które szybko wędrują w górę zasypując dna dolinek i powodując ich zamieranie.

Zbliżone do debrzy są wąwozy posiadające w stadium młodocianym wąskie, erozyjne dno, zbocza modelowane przez obrywy [58, 28]. Stwierdziłem je w pylastych pokrywach (lessowych, zwietrzelinowych, deluwalnych, aluwialnych), rzadziej w piaszczystych (Nockowa — obszar III, fot. 31) na Pogórzu (obszary II, III, IV) i na krawędziach teras (obszary III, X). Dziś wąwozy są formami bardzo rzadko występującymi; zostały one przekształcone w parowy i niecki (obszary I—III, ryc. 8; [128]). Jeśli dotną się do odporniejszych skał i zostaną zalesione, następuje stałe odwadnianie i przekształcanie w normalne wciós (obszar III).

Wciós normalne są najczęstszą formą dolinną występującą w obszarach zalesionych. Dno ich jest wąskie, stałe lub okresowo odwadniane, wolno pogłębiane erozyjnie, zbocza natomiast są nachylone od 25 do 40°. Wciós o zboczach stromych (czasem pionowych), o głębokości 2—4 m, modelowane prawie wyłącznie przez erozję wgłębnią, obserwowałem tylko w kilku wypadkach na skalistych stokach, po których stale spływa woda ze źródeł (obszar VII, XIV). Wciós, na zbo-

czach których trwa tylko spłukiwanie i spelzwanie, występują przeważnie w skałach nie podlegających łatwo osuwaniu, a więc w piaskowcach, rogowcach, pokrywach gruzowych i piaszczystych (powszechne w obszarach II, III, VI, IX, XI—XIV). Natężenie procesów w związku z zalesieniem terenu jest niewielkie; wciosa takie robią nieraz wrażenie „martwych“ dolin.

Gdy wciosa wycięte są w iłolupkach, nad erozją przeważa dostawa materiału pełznącego ze zboczy. Dno jest zasypywane, zwężane, zbocza osiągają nachylenie 10—30°. Zachodzi to w dwóch sytuacjach: silnego przepojenia wodą, zalesionych zboczy zbudowanych z iłów (obszar VIII) i wylesienia zboczy wciósów wyciętych w pokrywach (obszar III, IV, VIII). W pierwszym wypadku jest to proces długotrwały, współdziałający w modelowaniu zboczy, w drugim tylko okresowy, prowadzący do przemodelowywania wciosa o zboczach stromych w parów lub wadół.

Modelowanie zboczy wciósów przez osuwiska występuje w obszarach zalesionych, zbudowanych z utworów gliniastych i ilastych; natężenie modelowania wzrasta, gdy zbocza zostaną wylesione (obszary I, V, VIII, XI). Po wcięciu się w litą skałę ruchy powoli zamierają. Jeżeli jednak litą skałą są iłolupki, wówczas całe zbocza są uruchamiane i aż po garby międzydolinne ulegają odmłodzeniu (obszar IV).

W c i o s y s k r z y n k o w e są formami o dnie płaskim, erozyjnym szerokości do 10 m, które zawałone jest okresowo przemieszczanym rumowiskiem. Dno to ma spadek niewyrównany, miejscami wychodzi lita skała, co świadczy o jego erozyjnym charakterze. Wciosa te powstają zazwyczaj w wyniku erozji bocznej i obrywania się zboczy (obszar II, VI, VIII, IX, XI, XII), często mają przebieg kręty. Erozję boczną umożliwia, a często w wielu dolinach warunkuje docięcie się strugi do litej skały, np. na obszarze Rabki (VIII), na stokach Korbani (XII), w Beskidzie Małym (IX) oraz dostawa rumowiska związana z dużą zlewnią lub z wylesieniem czy osuwiskami w zamknięciu doliny. W wielu wypadkach wciosa skrzynkowe występują w dolnych odcinkach młodych form erozyjnych i stanowią przejście do dolin o dnach akumulacyjnych, tak pospolitych na Pogórze (obszary II, III, IV).

Podobną formę mają wciosa powstałe w dnach większych dolin o małym spadku, rozwinięte z początkowo płytkich koryt. Przyczyną rozcięcia był tu znaczny wpływ wody, która rozcięła starą peryglacialną równinę akumulacyjną. Przeważnie są to wcięcia niegłębokie (rzędu 2—6 m), ale o dnach szerokich, powstałych dzięki erozji bocznej. Dno szerokości nawet do kilkunastu metrów ograniczają zbocza podcinane, modelowane przez zsuwy, obrywy i złaziska (np. obszar I).

Erozja boczna na większą skalę rozwija się w większych dolinach karpackich. W Karpatach występują p o d c i ę c i a czynne i nieczynne.

Podcięcia stają się nieczynne z powodu zmiany koryta po powodzi lub też oberwania się tak dużych mas skalnych (ziemnych), że nie może ich rzeka wyprzątnąć.

Wiek podcięć jest często złożony. Krawędzie niskich teras, stożków i spłaszczeń akumulacji soliflukcyjnej są holocèneskie, a początkiem mogą sięgać do późnego glacjału. Postglacialne są też świeże podcięcia stoków w płaskodennych dolinach pogórskich i podcięcia języków osuwiskowych. Strome podcięcia natomiast o wysokości 40—80 m, częste w beskidzkich dolinach Sanu, Solinki, Soły i innych (obszar VII, XII), uważam za formy stare, ponieważ nie mogły one zostać wycięte w krótkim okresie postglacialnym w odpornych piaskowcach. Wiele z nich składa się z 2 części: górnej o nachyleniu 30—50°, i dolnej przykorytowej, skalistej, świeżo podcinanej.

Od odporności skały zależy wysokość podcięcia, nachylenie, typ i szybkość modelowania. Podcięcia terasowe wysokości kilku metrów najdłużej utrzymują swą świeżość, gdy są zbudowane w spągu z ilów lub litej skały (Gruszowiec, Dębica). Ił odpadając odrywa się pakietami utrzymując stromość ściany i powoduje frontalne cofanie się podcięcia, w piaskach i żwirach materiał osypuje się. Gdy strop zbudowany jest z glin napływowych, wówczas glina spływa i zaciera pierwotną formę erozyjną (Gołkowice). Podcięcia w skałach litych typu łupków i ilów długo nie utrzymują się — są cofane przez osuwanie i spełzywanie. W piaskowcach u stóp ścian, np. w dolinie Solinki, obecnie nie podcinanych, brak bywa często zwalów usypiskowych. Przykładem różnic w modelowaniu podcięć może być długie, lewobrzeżne podcięcie w dolnym biegu Bystrej, koło Milówki. Stok podcinany zbudowany z iłolupków składa się z 2 odcinków: górnego wklęsłego, pełznącego, o nachyleniu 20—30°, i dolnego — ściany o wysokości około 4 m, świeżo obrywającej się ku rzece. W piaskowcach natomiast wznosi się pionowa ściana o wysokości około 30 m (fot. 29). Podcięcia są w Karpatach fliszowych formą przejściową. Podcinanie jest przyczyną odmładzania osuwiskami całych powierzchni stoków w obrębie kompleksów mniej odpornych i rozcinania dolinkami wskutek nagłego obniżenia podstawy erozji dla wód spływających po stoku. Powstanie lub odmłodzenie osuwisk w dolinie Zawadki (obszar III), Kamionki (VIII), Gruszowca (XI) czy też małych dolinek erozyjnych na zboczach Strusiny (II), Hoczewki (VI), Kamionki (VIII), potoku Miedzianego (X), Czarnej (XIII, XIV) wiąże się właśnie z podcinaniem. Podczas gdy młode dolinki erozyjne są rezultatem zmiany obiegu wody na stokach, to podcięcia są wyrazem dojrzałości den dolin karpackich, nie związanej bezpośrednio z klimatem dziś panującym.

## A k u m u l a c j a r z e c z n a

W rozdziale tym omawiam procesy zachodzące w górnych odcinkach dolin, gdzie zasadniczo przeważa erozja i denudacja.

Akumulacja aluwii w dolinach karpackich jest spowodowana zmianą spadku u wylotów małych dolin do dużych, podparciem przez masy osuwiskowe (obszar I, V, XIII), zwężeniem doliny i progami w obrębie odpornych skał (obszary IV, VI, VIII, XI, XII, XIII), nasypem drogowym w poprzek doliny (obszary I, VIII), wreszcie dużą dostawą materiału z górnych, niezalesionych partii doliny i ze zboczy (obszary I, III—V, VIII, XI i inne). Stożki sypane u wylotów dolin małych osiągają różne rozmiary (np. przy zlewni około 30 km<sup>2</sup> stożek o powierzchni do 5 km<sup>2</sup>). Nachylenie stożków waha się od 2—6° na Pogórze (obszary I, III) do 15° w Beskidach (obszar XI, przełom Dunajca przez Beskid Wysoki). Materiał tworzący stożki osadzany jest niemal wyłącznie w czasie ulew letnich lub też gwałtownych roztopów. W czerwcu 1956 r. po ulewie trwającej niecałe 3 godziny obserwowałem w Bramie Sieniawsko-Pieniążkowickiej, zbudowanej z warstw magurskich, świeże nadsypanie, a nawet utworzenie nowych stożków u wylotów dolinek stokowych (fot. 30) i dróg polnych. Dolinki te drenowały uprawiane zbocza doliny Raby. Wyniesiony materiał złożony został w postaci wydłużonych wałów lub płaskich pokryw na powierzchniach podstokowych stożków o nachyleniu 10°. Objętość świeżych pokryw u wylotu poszczególnych rozcięć sięga kilkudziesięciu m<sup>3</sup>. Materiał występujący w pokrywach był słabo obtoczony i różnoziarnisty. Obok piasku obserwowałem glazy o średnicy do 35 cm ułożone często dachówkowato. Stożki, w ten sposób nadbudowane w czasie ulew czy roztopów (IV. 1956), osiągają miąższość do 5 i więcej metrów [146].

Akumulacja związana z podparciem jest typowa dla Karpat fliszowych. We wciosach o zboczach osuwiskowych prowadzi do powstawania lokalnych teras akumulacyjnych, niekiedy rozciętych następnie do 2 i więcej metrów (obszar I, III). Terasa taka może być utworzona w ciągu nawet kilku lat. Czasem ma ona charakter stożka napływowego wsypanego na masy osuwiskowe (obszar XIII). Również powyżej zwężeń i progów następuje w rozszerzeniach wciosów zmniejszenie spadku i zaczyna się akumulacja; dna takie dochodzą do szerokości nawet 20 m (Gruszowiec, Korbania). Podobną rolę spełniają sztuczne zapory przeciwszutrowe, nasypy drogowe i inne (obszar I, VIII, IX, X — [33, 116]). We wszystkich tych wypadkach powstają formy o płaskich dnach akumulacyjnych, ale zboczach stromych, pozostałych z poprzednio istniejącego wciosu.

Inaczej wygląda akumulacja we wciosach wylesionych. Materiału dostarczonego ze zboczy przez splukiwanie i ruchy grawitacyjne nie jest

w stanie uprzętnąć woda okresowo płynąca, czy też drobny stały ciek. Dlatego przy małych spadkach nie przekraczających zwykle 10—15° powstają parowy o szerokich do 30 m dnach akumulacyjnych i zboczach o nachyleniu 15—30°. Stwierdzona miąższość deluwioów w dnie przekracza często 3 m (obszar I, III). Podobnie zasypywane są w postglacjale nieckowate doliny peryglacjalne (ryc. 5, 32), nie odmłodzone w obniżeniach śródgórskich i częściowo na Pogórze [128].

Obecnie odbywa się zasypywanie den dolin i powstawanie stożków. Większość z tych form akumulacyjnych zawdzięcza swe powstanie wykarczowaniu lasów (parowy) i związanemu z nim nierównomiernemu, gwałtownemu spływowi wód. Są jednak zachowane poza walnymi dolinami Karpat formy akumulacyjne martwe i rozcięte, a równocześnie młodsze od ostatniej morfogenezy peryglacjalnej. U wylotów doliny Zięmbówki [54, 146], potoku Dziurdziowskiego (obszar VI) można obserwować dwie generacje stożków włożonych w pokrywy peryglacjalne. Ś r o d ó Ń [146] oba niższe stożki Zięmbówki, o wysokości 3 i 1 m nad poziom koryta, wiąże z holocenem.

Ze stożkami wiążą się w wielu dolinkach Karpat terasy holocèneskie. W brzeźnych częściach Pogórze (obszary I—IV) i w kotlinach występuje zasadniczo jedna terasa denna, rozcięta tylko korytem i nadsypywana. Ale w górnych odcinkach dolin na obszarze Beskidów (obszary IX—XI XIV) i wyższych części Pogórze (obszary III, VIII) zaznaczają się jeden, dwa a nawet trzy stopnie terasowe młodsze od pokryw peryglacjalnych, a nawet od wyciętych w nich teras erozyjnych związanych z późnym glacją [130]. Najwyższa z teras osiąga wysokość 3—4 m nad poziom dzisiejszego koryta. Terasy te mają charakter albo równin akumulacyjnych (Ryki, Lipowe), albo też równin erozyjnych, nadsypanych cienką warstwą żwirów (obszary III, X, XI). Te różne serie akumulacyjne i równiny terasowe jestem skłonny uważać za dowód istnienia w postglacjale uwarunkowanych klimatycznie faz o różnym natężeniu erozji i denudacji.

### Deflacja

Wiatr w holocenie odegrał minimalną rolę z powodu pokrycia Karpat lasami. Obecnie na polach uprawnych gleby pylaste są nieznacznie przewiewane w okresie „czarnych zim“ i susz letnich. Wskazuje na to między innymi obserwowane w zimie żółtawe zabarwienie śniegu zwanego z odsloniętych pól ornych [136].

### Rola rzeźbotwórcza człowieka

Procesy naturalne, których natężenie, a nawet i typ zmieniły się pod wpływem gospodarki człowieka, omawiałem poprzednio. Obok tego istnieją



formy i procesy związane bezpośrednio z działalnością gospodarczą człowieka.

W Karpatach fliszowych można wyróżnić trzy większe grupy form, związane z rolnictwem, komunikacją i eksploatacją surowców mineralnych.

Orka równoległa do poziomic na stokach beskidzkich o nachyleniu 10—20°, a na łagodniejszych na Pogórzu, prowadzi do powstawania tzw. teras śródpolnych, których krawędzie osiągają wysokość do 3 m i biegną niekiedy w odległościach co 10—50 m. W rezultacie ulega zmianie kształt stoku [174], profil glebowy, a także natężenie i typ naturalnych procesów denudacyjnych. Na poszczególnych terasach w ich dolnej części zaczyna przeważać wymywanie podziemne (obszar I, VIII — fot. 11), a na stromych krawędziach o nachyleniu 30—50° rozwijają się zsuwy [26]. Przy orce prostopadłej do poziomic gleba jest przemieszczana przez pług w dół stoku.

Sieć dróg kolejowych i szos w Karpatach jest rzadka, natomiast bardzo gęsta jest w niektórych okolicach sieć dróg polnych (gospodarczych), związanych ze znacznym rozdrobnieniem ziemi (gęstość przekracza często 5 km długości na 1 km<sup>2</sup>) i sieć dróg leśnych związanych z eksploatacją lasów. Ponieważ osadnictwo w Karpatach skupia się przede wszystkim w dolinach, drogi biegną przeważnie z góry na dół (obszar I—IV, VII, X, XI). Są one intensywnie pogłębiane przez erozyjną działalność spływającej nimi wody. Głębokość wcięć sięga na Pogórzu pokrytym leśsem do 10 m (Ropczyce), w pokrywach gliniasto-gruzowych i w łupkach fliszowych do 6 m (Rzyki). Zwykle wcięcia te są intensywnie pogłębiane, aż do momentu gdy dotrą do litej skały stanowiącej poziom wodoszczelny. Woda tworzy wyrwy, które uniemożliwiają użytkowanie dróg. Drogi przesuwają się obok. W ten sposób powstają na stokach beskidzkich niekiedy szerokie do 50 i więcej metrów strefy „rozjeżdżone“ (m. in. w terenach X, XI i w Beskidzie Wysokim). Przekształcając się one w obrębie pokryw gruzowych, piaskowcowych w debrze i wciosa (obszar X), na lessach w wąwozy [128], na glinach, ilach i łupkach w pseudoparowy, a nawet w wądoły (dorzecze górnego Sanu). Jeżeli droga przecina małe dolinki erozyjne, wówczas użytkownicy sypią nasyp drogowy, a tym samym podpierają górny odcinek doliny. Drogi o niewielkim spadku prowadzone prawie równoległe do poziomic również ulegają w górach pogłębianiu, ponieważ w czasie ulew droga taka drenuje olbrzymi obszar leżącego powyżej niej stoku (obszar IX). Głębokość takich rozcięć jest mniejsza, rzędu 1—2 m. Jeżeli woda jest odprowadzana z takiej drogi w bok do dolinki erozyjnej, wówczas w tej ostatniej obserwuje się wzmożoną i gwałtowną erozję (obszar I, IV).

Z eksploatacją surowców skalnych w Karpatach związane są na zbo-

czach drobne kamieniołomy (o ścianach długości kilkudziesięciu metrów), a u podnóży stoków glinianki. Podcinanie zboczy sprzyja osuwaniu się mas skalnych, np. w Lipowicy [27].

#### ROZNY CYKL PROCESÓW

Na tle obserwacji procesów współcześnie zachodzących, przeprowadzanych w latach 1955—1957 na terenach reprezentacyjnych (I, VIII, X, XI) i poza nimi oraz przebiegu termiki i opadów można by wyraźnie wyróżnić w ciągu roku dwa zasadnicze okresy morfogenetyczno-klimatyczne, charakteryzujące się różnym zespołem i natężeniem procesów \*: zimowy o cechach klimatu zimnego i letni \*\*.

1. Na okres zimowy składają się zwykle trzy typy pogody, charakteryzujące się odmiennym zespołem procesów:

- a) okres trwania mrozów i zwartej pokrywy śnieżnej,
- b) okresy bezśnieżne — częste w niższych partiach Karpat,
- c) okresy roztopowe o różnym natężeniu procesów, zależnie od typu pogody i minionej zimy.

Czas trwania i natężenie procesów w okresach zimowych są różne w regionie o klimacie górskim i pogórskim, różne też w poszczególnych latach. W czasie zim mroźnych i śnieżnych w całych Karpatach następuje zamarcie procesów i narasta gruba pokrywa śnieżna. Jeżeli po takiej zimie nastąpi szybko ocieplenie, wówczas rozmiary denudacji są olbrzymie, gdyż spływ w fazie początkowej następuje po podłożu przemarzniętym (III. 1956). Zimy mroźne, bezśnieżne (np. 1953/1954) cechuje słabe spłukiwanie i silne wietrzenie mechaniczne. Zimy łagodne i śnieżne (np. 1952/1953, druga część zimy 1957/1958), sprzyjają magazynowaniu wody w odmarzniętych pokrywach, a przez to rozwojowi spelzowania, płytkich zsuwów, długotrwałej wiosennej sufozji mechanicznej. Gdy śnieg topnieje szybko, intensywne jest zmywanie powierzchniowe. Okresy zimowe łagodne, odwilżowe, do których należała na Pogórze zima 1956/1957, cechuje niewielkie natężenie procesów.

2. Okres letni również nie jest jednolity. Procesy zachodzą w tym czasie gwałtownie, mają bardzo duże nasilenie, ale trwają krótko, często mają zasięg lokalny [119, 48, 33, 125]. Można w nim wydzielić trzy typy okresów o różnej dynamice procesów:

- a) okresy wiosenne, poroztopowe,
- b) okresy ulew letnich przegradzane okresami susz,
- c) okresy typu „szarug jesiennych“.

\* M. Dorywański [14] wyróżnia trzy okresy o różnym typie i natężeniu procesów: roztopowy, letni — burzowy i późnojesienny.

\*\* Zagadnieniu temu zostanie poświęcony osobny artykuł.

W poszczególnych latach natężenie procesów okresu letniego bywa różne, zależnie od rozkładu opadów i termiki, która wpływa na wielkość parowania. Miesiące wiosenne są przeważnie wilgotne, splukiwanie jest znaczne \*. Jeśli w czasie roztopów nastąpiło zmagazynowanie wody w pokrywach, na wiosnę rozwijają się ruchy mas i trwa sufozja. Wraz z rozwojem wegetacji na powierzchniach wylesionych już w czerwcu maleje natężenie splukiwania [26]. Lato suchsze składa się z wielodniowych okresów susz przegradzanych krótkotrwałymi opadami burzowymi, w czasie których trwa gwałtowna erozja (Sieniawa, fot. 30) i powstają masowo zsuwy (Postołów, fot. 6 i 7). Lato chłodne, wilgotne, o wysokich opadach, dość równomiernie rozmieszczonych cechuje duże natężenie ruchów grawitacyjnych i złazisk oraz aktywność wądołów i kanałów sufozyjnych przez dłuższy czas (np. lato 1955 r.).

Rozwój procesów na konkretnym obszarze zależy w znacznym stopniu, szczególnie zimą, od warunków lokalnych, tj. wysokości (ryc. 2), ekspozycji, nachylenia stoku, przepuszczalności gleby itd. Okres zimy cechuje przede wszystkim duże natężenie splukiwania powierzchniowego i wymywania podziemnego, a także udział procesów typowych dla morfogenezy peryglacialnej jak: wietrzenie mrozowe, przemieszczanie przez lód gruntowy, a nawet soliflukcja i deflacja. Ostatnie procesy występują jednak przeważnie ponad górną granicą lasu i poniżej, tam gdzie nastąpiło wylesienie a nawet zupełne pozbawienie gleby roślinności.

Okres letni cechuje szczególnie natężenie erozji liniowej i ruchów masowych typu osuwisk, zarówno płytkich jak głębokich. Jest to okres typowy dla holocenu. W klimacie peryglacialnym takiego okresu nie było. Dlatego formy erozyjne, osuwiskowe oraz sufozyczne są tak charakterystyczne dla holocenu i one właśnie tworzą wyrwy w obrębie stoków modelowanych w klimacie peryglacialnym.

W okresie gospodarki człowieka spływ w sezonie letnim jest o wiele szybszy na gruntach ornych niż w lasach. Stąd wielkie nasilenie erozji liniowej, szczególnie w okresach gdy powierzchnia gleby jest przesuszona. Zbliża to wylesione Pogórze do obszarów klimatu stepowego [14], opisanych przez Sobolewa [125].

#### TYPY I KIERUNKI MODELOWANIA STOKÓW W HOLOCENIE

W rzeźbie terenów reprezentacyjnych zwraca uwagę duża różnorodność form. W jednych obszarach przeważa splukiwanie (część obszaru I), w innych osuwiska (części obszarów I, II, III, IV, VIII), w jeszcze

---

\* Jak wykazały obserwacje Gerlacha [26], na okres od 12. IV do 20. VI. 1956 r. przypadało około 35% materiału przemieszczanego na stokach przez splukiwanie.

innych formy sufozyjne (obszar XII). W zależności przede wszystkim od warunków regionalnych, rzeźby starszej i budowy geologicznej, charakter modelowania stoków w Karpatach jest różny i przeobrażanie postępuje w różnym tempie. Należy jednak podkreślić, że nie istnieją w Karpatach większe powierzchnie, na których zachodziłby wyłącznie jeden proces — zawsze działa zespół procesów. Ze względu na proces podstawowy, decydujący o kierunku przekształcenia stoku, wyróżniłem w Karpatach 6 zasadniczych odmian przebiegu modelowania stoków w warunkach naturalnych (las). Trzy typy modelowania: erozyjny, osuwiskowy i sufozyjny postępują szczególnie szybko, gdy dno doliny głównej zostało pogłębione i poszerzone erozyjnie a stok podcięty. W ten sposób bowiem następuje obniżenie podstawy erozji dla wód spływających po stoku i zachwianie równowagi mas na stoku. Gospodarka człowieka niszczy często wyrazistość form pierwotnych i zmienia kierunek rozwoju stoku. Poniżej podaję zasadnicze typy modelowania stoków wyróżnione w oparciu o analizę form, procesów i zmian w obiegu wody na stokach.

A. T y p z m y w o w y. Stoki modelowane w postglacjale niemal wyłącznie przez słabe splukiwanie powierzchniowe były w warunkach naturalnych (las) częste w Karpatach. W Beskidach splukiwanie modeluje stoki o nachyleniu do około  $15^\circ$  zbudowane z łupków, które jako jednolite serie nie stwarzają warunków do powstania zbiorników w pokrywach (części stoków Beskidu Małego — obszar IX, stoków Lubonia Wielkiego — obszar X). Dziś do grupy tej należą łagodne stoki w obrębie Pogórza, falistych den kotlin śródgórskich i Przedgórze, zbudowane z grubych pokryw gliniastych lub pylastych (obszar I—IV). Splukiwanie dąży do tworzenia wypukło-wklęsłego profilu stoku (B a u l i g [5]) ze spłaszczeniami akumulacji deluwialnej u podnóża. Często stok starszy, okryty pokrywami peryglacjalnymi, był już wklęsły lub wypukło-wklęsły — wówczas holocenijskie procesy są kontynuacją poprzednich i nie prowadzą do powstawania formy nowej, różnej od peryglacjalnej. W wypadku wylesienia wzrasta zmyw powierzchniowy, a na stokach długich lub stromych istnieją warunki powstawania świeżych form erozyjnych. Stoki w Beskidach natomiast zaczynają być intensywniej modelowane przez splęzywanie i zsuwy (obszar VIII, IX, X).

B. T y p z m y w o w o - s u f o z y j n y. Jest on najpowszechniejszy w Karpatach. Najlepszym przykładem mogą być wypukło-wklęsłe stoki obszaru Bukowiec—Korbania, zbudowane z warstw krośnieńskich. Typ ten występuje na stokach zbudowanych z przepuszczalnych pokryw, leżących na nieprzepuszczalnych lub słabo przepuszczalnych skałach; szacunkowo obejmuje ponad 50% stoków Karpat fliszowych. Na stokach o nachyleniu ponad  $20^\circ$  zbudowanych z grubych pokryw gruzowych, mimo że sufozja trwa nieprzerwanie od okresu peryglacjalnego, nie pro-

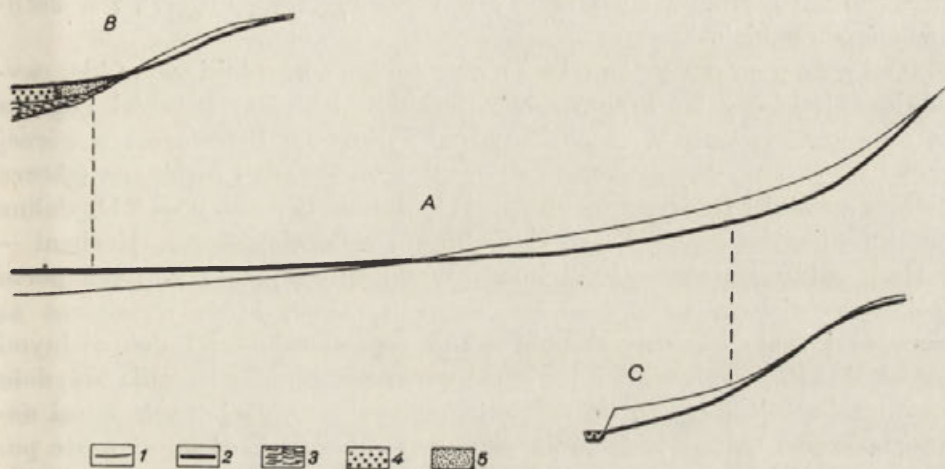
wadzi obecnie do powstawania form nowych. Przeważa zmywanie — dlatego stoki te niewiele różnią się od objętych typem A. Takie stoki są na warstwach magurskich (górna część stoku Lubonia — obszar X, Śnieżnicy — XI, Babiej Góry — XV), na warstwach godulskich w Beskidzie Śląskim i Małym (obszar IX), a także na warstwach gezowych (obszar IV). Na stokach o nachyleniu 8—28° zbudowanych z pokryw pylastych i piaszczystych, gdzie przeważa spływ podziemny, stwierdziłem natomiast szybki rozwój kanałów, zapadlisk, a następnie dolin (niższa część obszarów XII, XIII, obniżenie Dziurdziowa—Hoczwi — obszar IV, nieckowate doliny — obszar VII, górne odcinki wypukło-wklęsłych stoków doliny Kamionki — obszar VIII). Stoki mają profil wypukło-wklęsły odziedziczony po morfogenezie peryglacjalnej. Sufozja albo łagodzi stoki, albo w wypadku obniżenia podstawy denudacji powoduje zwiększenie nachylenia dolnego odcinka stoku i uprzątanie pokrywy.

C. T y p e r o z y j n y. Polega na pocięciu całych stoków przez wodę linijnie płynącą i jest w warunkach naturalnych rzadki.

Ten typ modelowania spotyka się w górach, gdzie powierzchnia stoku przecina poziomy wodonośne, a miąższość pokryw jest niewielka (stoki wypukłe). Stoki i leje źródłowe otulone pokrywami peryglacjalnymi, rozcięte dolinami powstałymi przez erozję linijną i nadal w ten sposób degradowane obserwowałem w obszarach: XIII, XIV, VIII, III, IV. Często też na zboczach wypukłych powstają w dolnej części nacięcia typu wąwozów-debrzy, które cofając się wstecz rozczłonkowują cały stok (Zagorzyce — obszar III, Hoczew — obszar IV, Porąbka nad Sołą). Po przecięciu się zboczy szybko obniżana jest pierwotna powierzchnia stoku — obniżanie to postępuje od dołu w górę stoku.

D. T y p o s u w i s k o w y. Jest on szczególnie właściwy dla fliszowych Karpat, w niektórych regionach powszechny (Beskid Wyspowy, Niski, części Pogórzy zbudowane z warstw podmagurskich, inoceramowych i inne). Stoki osuwiskowe występują wszędzie tam, gdzie kompleksy piaskowcowe albo grube pokrywy stokowe leżą na łupkach (częste w obszarach I, II, III, IV, VIII, X, XI, XII, XIV). Większość stoków karpackich w wypadku podcięcia ma warunki do przeobrażania się w stoki osuwiskowe. Występowanie kontaktu poziomów wodonośnych z wodoszczelnymi w niszy powoduje przeobrażanie stoków w osuwiskowo-erozyjne (obszary III, VIII, XI, XII). Wylesienie początkowo przyspiesza tempo procesów, które jednak zamierają w niedługim czasie — zaczyna przeważać spelzywanie, splukiwanie i sufozja (obszar I—III, VIII, XI). W rezultacie osuwania stok wypukło-wklęsły ulega cofaniu lub powstaje z pierwotnego wypukłego stok wklęsły. Osuwanie jest najbardziej efektywnym typem modelowania stoków, ponieważ przemieszczaniu ulegają duże masy, a poprzednia forma zostaje zupełnie zniszczona.

E. Typ zła ziskowy. Wiąże się on z nieprzepuszczalnym podłożem skalnym okrytym gliniastymi pokrywami. Stwierdziłem go na wzniesieniach podmagurskich (obszar VIII), pstrych łupkach (Dębica — [128], według Teisseyre'a w Beskidzie Niskim [156]), łupkach krośnieńskich (obszar XII). Stok jest zasilany w wodę przez opady lub częściej przez źródła bijące w górnej jego partii. Spędywanie prowadzi do obnażania całej powierzchni stoku (Zagorzyce, obszar — III), a przy spływie liniowym pełniąca pasami zwietrzelina żłobi rynny niecek i wądołów.



Ryc. 30. Związek holocenijskich procesów zachodzących na stokach z procesami odbywającymi się w dnach dolin karpackich

A — profil podłużny (schemat) doliny karpackiej w ostatnim glacie i w holocenie; B — przekształcenie profilu stoku w brzeżnej części Pogórza: w części górnej i środkowej denudacja, w dolnej akumulacja, nakładająca się często na pokrywy z ostatniego glaciału; C — przekształcenie profilu stoku w Beskidach: pogłębianie den dolin i odpreparowywanie postępujące od dołu; 1 — profil dna doliny lub stoku w ostatnim glacie; 2 — profil dna lub stoku obecnie lub ku któremu zmierzają procesy denudacyjne; 3 — pokrywy peryglacialne; 4 — pokrywy fluwialne holocenijskie; 5 — pokrywy holocenijskiej akumulacji stokowej

F. Bardzo rzadkim typem stoków są ściany skalne modelowane przez odpadanie, stwierdzone na północnym stoku Babiej Góry (XV, por. [177]), stokach wzniesień Beskidu Wyspowego (Luboń — X, Śnieżnica — XI) i na Pogórzu (formy skalne). Są to zwykle stare nisze osuwisk. Ten typ modelowania uwarunkowany jest nachyleniem stoku i odpornością skał; nie jest związany zatem z klimatem postglaciału. Nawet przeciwnie, w niższych partiach gór roślinność uniemożliwia rozwój stoków tego typu.

Często mamy do czynienia z bardzo skomplikowanym typem modelowania, zależnie od złożonej budowy geologicznej, spływu wody na stoku

i gospodarki człowieka. Niemal w każdym typie modelowania na różnym etapie modelowania stoku, np. osuwiskowego, może pojawić się erozja linijna.

Holocenijskie procesy stokowe w Karpatach fliszowych zmierzają do zmiany profilu stoku i uprzątnięcia pokryw peryglacialnych. Przekształcenie to idzie w dwóch zasadniczych kierunkach (ryc. 31):

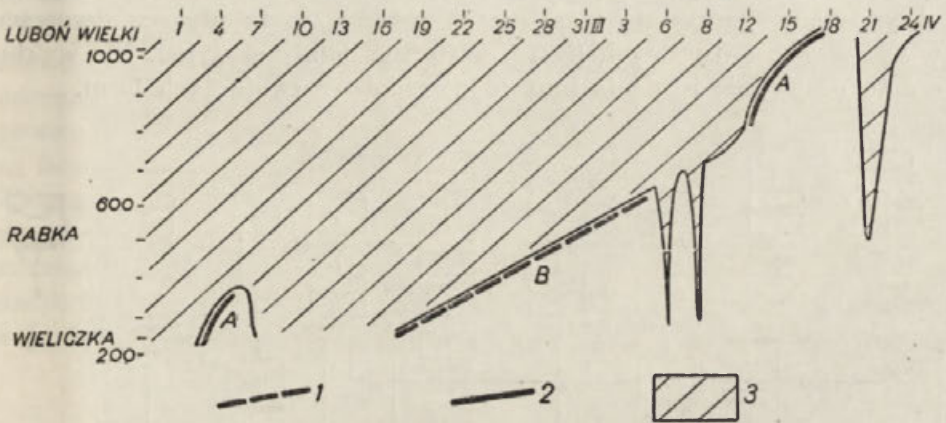
1. Odpreparowywania powierzchni skalnych form starych w górach i obszarach pogórskich o stokach wypukło-wklęsłych lub wypukłych.

2. Denudacji górnych i środkowych odcinków stoków przy równoczesnym zasypywaniu ich podnóży w brzeżnej części Pogórza i w kotlinach śródogórskich.

**O d p r e p a r o w y w a n i e n a s t o k a c h.** Stoki wypukłe, wypukło-wklęsłe czy też krawędziowe Beskidów i wyższych części Pogórza są odpreparowywane w zasadzie na całej długości. Przeważnie w górnej części stoku pokrywy gruzowe są powoli denudowane i rozcinane (zbocza dolin Zawadki i Budziszka — obszar III, dolina Bereźnicy — VII, dolina potoku Miedzianego — X, stoki Ćwilina i Śnieżnicy — XI, Korbani — XII, Beskidu Małego — IX i inne). Woda spływająca z górnych partii stoków powiększa zasoby wodne dolnych części, które wyścielone są zazwyczaj mało odpornymi pokrywami soliflukcyjnymi i deluwialnymi nawet do 15 m miąższości [59]. Odpreparowywanie postępuje od dołu i uzależnione jest często od rozcięcia pokryw peryglacialnych w osi doliny, a często też od podcinania zboczy. Grubsze i bardziej ziemiste pokrywy są silnie denudowane, rozcinane (obszary IX—XI), osuwają się (obszar XI), pełzną (obszar VIII) lub też są niszczone przez sufozję (obszary XII, XIII, XIV). W ten sposób pierwszy, przeważnie nadal trwający etap klimatycznie uwarunkowanej degradacji stoków prowadzi do zestrojenia poprzez odmładzanie powierzchni całego stoku lub też rozcięcie jej siecią dolin. Kontrasty form i deniwelacje rosną, stoki oczyszczane są z pokryw, a na obszarach osuwiskowych nawet szybko się cofają. Niszczenie przyspieszone jest wzrostem natężenia denudacji po wycięciu lasów. Nim jednak nastąpi pełne odpreparowanie dolnych części stoków, na zachowanych nieodmłodzonych powierzchniach stoków trwa nadal denudacja powierzchniowa w odcinku górnym, a akumulacja lub też transport deluwii w odcinku dolnym (obszary VIII, XI, XII). Czasem odpreparowywanie ma przebieg złożony.

Często stoki są poderwane i cofają się wskutek erozji bocznej rzeki (np. zbocza dolin obszarów I—III, VIII, XI). Wówczas stok jest nie tylko odpreparowywany, ale i odmładzany. Nieliczne stoki krawędziowe (obszary X, XI, VIII, XV) niezależnie od odpreparowywania cofają się w odcinku górnym, stromym 30—50°. Cofanie to było intensywniejsze w klimacie zimnym (Babia Góra).

Łagodzenie stoków. Inny przebieg denudacji stoków stwierdziłem w różnych regionach Pogórza Karpackiego (części obszarów I, III, IV, VI), w kotlinach śródgórskich (części obszaru III, XIV) i na Przedgórzu zbudowanym z osadów miocenijskich i czwartorzędowych (obszar I—III). W górnym, a szczególnie w środkowym odcinku stoku odbywa się degradacja, a w dolnym akumulacja. Zasypywanie podnóży stoków postępuje równocześnie z zasypywaniem den dolin (ryc. 31).



Ryc. 31. Przebieg roztopów w 1956 r. w Karpatach (marzec—kwiecień)  
1 — roztopy typu insolacyjnego; 2 — roztopy typu adwekcyjno-opadowego; 3 — zalążanie przez pokrywę śnieżną różnych pięter wysokościowych

W tym kierunku przeobrażane są wypukło-wklęsłe stoki wyścielone drobnoziarnistymi pokrywami i nie podcinane, modelowane nie tylko przez splukiwanie ale także przez osuwanie, spłyzywanie, a nieraz rozcinanie dolinkami w środkowym i górnym odcinku.

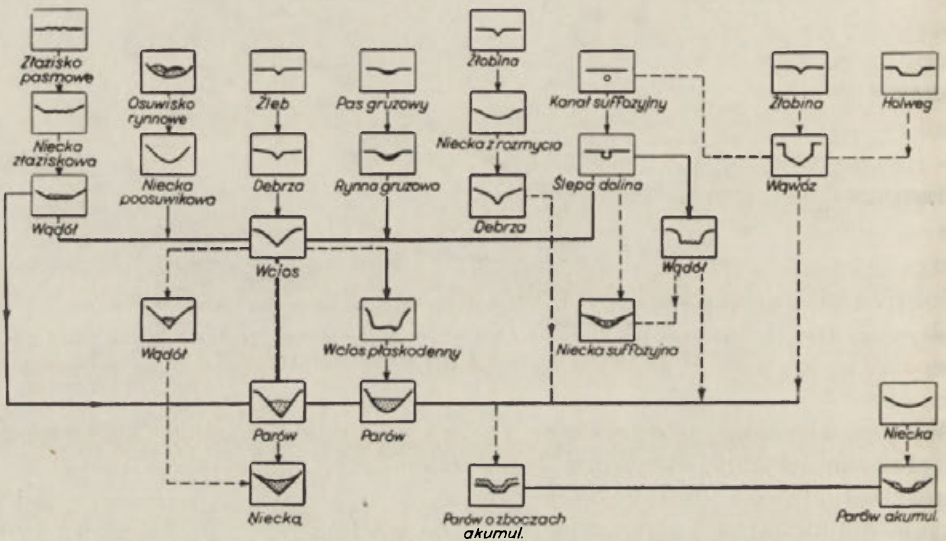
Rozmieszczenie obszarów o różnym przebiegu odpreparowywania stoków w holocenie wiąże się z procesami przebiegającymi w dnach dolin. Jeżeli dna dolin głównych i bocznych zostały w holocenie rozcięte i pogłębione, a zbocza często podcinane, to wraz z obniżeniem baz denudacyjnych postępuje odpreparowywanie stoków. Jeżeli zaś w holocenie akumulacyjne dna dolin są podnoszone, to wraz z podnoszeniem bazy dla procesów stokowych w dolnej części stoków rozpoczyna się akumulacja; następuje podparcie i łagodzenie stoków. Proces ten przebiega szybko w wylesionej, brzeżnej części Pogórza, pokrytej pylastymi glebami.

Mimo że w wielu regionach Pogórza wzniesienia, zgodnie z koncepcją Davis'a, są obniżane i stoki łagodzone, a stoki krawędziowe cofają się równolegle, jak to przyjmuje W. Pencik [100], to jednak oba wyżej omówione kierunki przeobrażania stoków prowadzą do wyprątania pokryw peryglacialnych.



## HOLOCENSKI „CYKL DOLINNY“ W KARPATACH

Równocześnie z modelowaniem powierzchni stoków dojrzewają i starzeją się nowo powstałe dolinki holocenijskie nacinające stoki. Holocenijskie doliny powstają z różnych form inicjalnych, czasem o założeniu plejstoceńskim (ryc. 32) i są charakterystyczne dla wszystkich zasadniczych typów modelowania stoków. Młode formy wklęsłe powstałe na drodze spłukiwania, sufozji, erozji liniowej, spęływania, osuwania się czy też obrywania wykorzystuje i zazwyczaj pogłębia woda płynąca, tworząca w warunkach naturalnych (las) V-kształtne doliny erozyjne. Nie wyklucza to oczywiście istnienia innych kierunków rozwoju tych form.



Ryc. 32. Kierunek rozwoju dolinek holocenijskich

Strzałki i połączenia linią ciągłą oznaczają naturalne kierunki rozwoju dolin holocenijskich w Karpatach od form inicjalnych do późnodojrzałych. Linie przerywane oznaczają kierunek rozwoju związany ze zmianą użytkowania ziemi przez człowieka. Z rysunku widać, że podstawowymi typami młodych form dolinnych są w Karpatach fliszowych wciós i parów

Wciósy są najpospolitszą naturalną formą dolinną fliszowych Karpat. Stwierdziłem je na wszystkich terenach reprezentacyjnych, a w lasach stanowią ponad 3/4 wszystkich dolin. Wciósy bardzo powoli ulegają zasypywaniu materiałem transportowanym przez wodę w korycie przeważnie wskutek zwolnionej dostawy materiału z zalesionych zboczy. Z czasem wciósy przeobrażają się w doliny erozyjne o dnach płaskich i w parowy. Doliny o dnach szerokich, erozyjnych, występują często w Beskidach, gdzie potoki łatwiej docinają się do litej skały. Parowy natomiast powszechne są na Pogórzu, gdzie małe spadki i podparcie

akumulacją w dolinach głównych spowodowały akumulację w dnach dolin bocznych. Główną jednak przyczyną przedwczesnej dojrzałości dolin jest wylesienie, które zmieniło natężenie i przebieg modelowania nie tylko całych stoków, ale przede wszystkim zboczy samych dolin. Zbocza te, podobnie jak stoki starsze, można podzielić na: zmywowe, usypiskowe, złaziskowe i osuwiskowe. Jak wykazali Sobolew [125] i Spiridonow [126], typ modelowania tych zboczy zmienia się wraz ze zmniejszeniem nachylenia.

Wylesienie ułatwia równocześnie akumulację na dnie materiału zboczowego, który przy udziale wody płynącej rozmieszczony zostaje równomiernie na powierzchni dna (ryc. 5, 7, 8). Z dawnych V-kształtnych dolin powstają parowy, przekształcone po długim okresie czasu w niecki. Niecki są formami znacznie rozleglejszymi i często nie mają wyraźnych granic. Zbocza ich powstały z połączenia cofającego się zbocza i rozwijającej się ponad załomem strefy denudacji przykrawędnej. Jeżeli młoda dolinka odmładza oś rozległej starej doliny, wówczas nad załomem nie ma denudacji, tylko trwa akumulacja deluwiów, które podnoszą załom i warunkują trwałość formy parowu (obszar I).

#### REGIONY MORFOLOGICZNO-KLIMATYCZNE KARPAT W HOLOCENIE

W obrębie umiarkowanej dziedziny morfogenetycznej (Peltier) zarysowują się w Karpatach fliszowych trzy regiony morfologiczno-klimatyczne ułożone piętrowo, różniące się od siebie zespołem procesów morfogenetycznych i ich natężeniem oraz różnym stopniem przeobrażenia rzeźby starszej w postglacjale.

Zdaniem Klimaszewskiego [54], najwyraźniejszymi procesami współczesnymi na obszarze Pogórza są powolne ruchy masowe i spłukiwanie, a w Beskidach działalność erozyjna potoków. Różnice między wyższymi piętrami morfologiczno-klimatycznymi a dolnym podkreślone są wyraźniej przez różnice litologiczne i orograficzne. Niemal wszystkie grzbiety beskidzkie są zbudowane z odpornych piaskowców i okryte gruzowymi pokrywami.

Najniższa strefa pogórska obejmuje obszar do wysokości około 700—800 m n. p. m., a więc z grubsza biorąc regiony o rzeźbie pogórskiej. Panuje tu duża różnorodność procesów — występują właściwie wszystkie typy modelowania stoków. Wyraźnie zaznaczają się procesy okresu zimowego — roztopowego. Szczególnie duże jest natężenie spłukiwania i osuwisk ziemnych, dzięki przewadze pokryw pylastych i gliniastych oraz wylesieniu. Nieliczne pokrywy gruzowe uległy przeważnie silnemu zwiertzeniu chemicznemu. Holoceńskie formy dolinne są już w dolnych

odcinkach przeważnie dojrzałe (parowy). Materiał, zdzierany ze stoków w regionach o stokach wypukło-wklęsłych, jest przeważnie osadzany u ich stóp i w dnach dolin (obszary I, II, częściowo III, IV, XIV). Natomiast regiony o stokach wypukłych są raczej rozczłonkowane dolinkami (obszary V—VII, częściowo III, VIII).

Wyższa strefa górska sięga prawie do górnej granicy lasu, tj. do blisko 1400 m n. p. m. Stoki są zwykle strome (15—30°), pokryte słabo lub silnie zwietrzalymi pokrywami gruzowymi. Przeważa drenaż podziemny, procesy są mniej zróżnicowane. Na czoło wysuwają się erozja linijska oraz sufozja i spłukiwanie powierzchniowe. Zalesienie, długi prawie martwy okres zimowy i wysokie opady letnie sprawiają, że niszczenie odbywa się przede wszystkim w okresie ulew letnich. W tym czasie rozwijają się erozyjne formy dolinne i szybko postępujące płytkie zsuwy i głębokie osuwiska. Rozwój dużych osuwisk umożliwiają wysokie zbocza. Materiał ze strefy górskiej jest wynoszony zwykle w całości poza obręb stoków. Stopień przeobrażenia form peryglacialnych jest niewielki (obszar IX, XI, XV). Uważam, że przyczyna różnic między strefą pogórską a górką tkwi nie tylko w nieco odmiennej orografii i cechach litologicznych skał. Różnice te widzę w krótszym okresie trwania morfogenezy postglacialnej w górach. Intensywniejsze wietrzenie chemiczne i utrwalenie stoków lasem trwa na wysokości ponad 1050 m najwyżej od około 10 000 lat [146], na Pogórzu natomiast dłużej niż 15 000 lat [143]. Morfologicznych granic zasięgu klimatu „leśnego“ w Allerödzie i w młodszym dryasie nie udało mi się prześledzić. Praktycznie, granice te nie istnieją, ponieważ w późnym glacialu górna granica lasu stale wędrowała w górę, albo w dół. Dowodem istnienia erozji i ruchów mas w strefie górskiej o klimacie wilgotnym, ale bezleśnym, są pokrywy stożków napływowych (obszar XI). Duża siła transportowa wód pozwoliła obszarom górskim, mimo krótszego czasu, osiągnąć podobne jak w pogórskim rozmiary wyprzątania w holocenie (tab. 9). Erozja jest tu jednak ograniczona zwykle do den starych dolin erozyjnych (obszar IX, X), które znajdują się już zwykle w strefie niższej.

Najwyższa strefa, bezleśna — w s o k o g ó r s k a zajmuje szczyty Babiej Góry i Pilska. Została ona sztucznie powiększona przez wyalesienie partii grzbietowych w Beskidach (Bieszczady). Klimat, duże spadki, brak lasu warunkują rozwój wietrzenia mrozowego, odpadania i spływania rumowisk (obszar XV). Brak tutaj typowych form holocenijskich. Ze względu na długą śnieżną zimę, brak wiecznej marzłoci, krótkie lato obfite w ulewne opady powodujące intensywne spłukiwanie, nie można uznać zespołu procesów za typowo peryglacialne.

PRÓBA OCENY ROZMIARÓW DEGRADACJI STOKÓW KARPACCICH  
W HOLOCENIE

Ocena rozmiarów przeobrażeń stoków Karpat nie jest prosta. W oparciu o tereny reprezentacyjne i opublikowane dane liczbowe [40, 102, 108, 109] próbuję określić rząd wielkości przemian i stwierdzić stopień przekształceń w różnych regionach. Jako wskaźnik wielkości przemian przyjmuję wzrost gęstości rozdolinienia, procent powierzchniowego zniszczenia rzeźby starszej, modelowanej przez procesy peryglacjalne, objętość mas wyprzątniętych z holocenijskich dolin i natężenie niektórych współczesnych procesów denudacyjnych (tab. 9).

Przed holocenem gęstość rozdolinienia, uwzględniając 8 różnych terenów reprezentacyjnych, kształtowała się w Karpatach od 2,2 do 3,9 km/km<sup>2</sup>. W holocenie nastąpił wzrost rozdolinienia. Tylko w kotlinach na łażach miocenijskich (obszar III), w obniżeniach śródgórskich (Czarna — obszar XIV) i niektórych częściach Dołów Jasielsko—Sanockich formy stare nie zostały odmłodzone. W Beskidach najniższy wzrost rozdolinienia stwierdziłem w partiach podgrzbietowych, zbudowanych z pokryw gruzowych. W Beskidzie Małym (obszar IX) długość dolin nie wzrosła nawet o 20%. Na Pogórzu wzrost jest z reguły znaczny, sięga często 100—150% (np. Rabka—Skalisne — 120%); długość dolin na powierzchni 1 km<sup>2</sup> dochodzi do 6 km (tab. 9). Tworzenie nowych dolin dosłownie „na oczach“ obserwujemy na stokach sufozycznych w dorzeczu górnego Sanu, gdzie wzrost rozdolinienia w postglacjale jest jeszcze niewielki, np. na obszarze Bukowiec — Korbania nastąpił wzrost tylko o 42%.

Przy obliczaniu procentu powierzchni przeobrażonej w holocenie nie mogłem wziąć pod uwagę spłukiwania i płytkich ruchów masowych, gdyż są one trudno uchwytne. W obszarach o glebach szkieletowych zwykle minimalnie przeobrażają one powierzchnię\*. Największy procent zajmują formy holocenijskie na obszarach osuwiskowych, zbudowanych z mieszanych kompleksów warstw podmagurskich (obszar VIII, XI), inoceramowych (obszar II, III), lgocko-wierzowskich (obszar I, II) i innych. Obszary reprezentacyjne Wieliczka i Rabka — Skalisne mają ponad 20% powierzchni o rzeźbie zupełnie przekształconej w postglacjale. Na Pogórzu (obszar III) czy też w Beskidzie Niskim [156] na zwartych obszarach odpowiadających wielkością terenom reprezentacyjnym (rzędu 5 km<sup>2</sup>) często ponad 50% powierzchni zostało zupełnie przemodelowane w postglacjale. Czasem jednak przekształceniu uległo najwyżej kilka procent powierzchni (części obszarów III, VII, VI, IX, XIII, XIV). Ma to miejsce

\* Obserwacje z okolic Wieliczki i Dębicy, okrytych glebami pylastymi, wskazują na znaczne przekształcenie stoków Pogórza właśnie przez spłukiwanie i płytkie ruchy mas.

Obszar (przy terenach reprezentacyjnych nr)	Powierzchnia w km <sup>2</sup>	Typ modelowania *	Długość dolin w km na km <sup>2</sup> przedholocenijskich; holocenijskich	% powierzchni przeobrażonej w postglacjale	Objętość mas wyniesionych z dolin holocenijskich
Wieliczka I	4,5	A, D, B	wzrost długości ok. 50%	> 20	(ok. 50 m <sup>3</sup> /km <sup>2</sup> /rok) **
Dębica — flisz III	przeciętnie 5—10 km <sup>2</sup>	C/D, D, A	wzrost długości 50—150%		
Dębica — miocen III	przeciętnie 5—10 km <sup>2</sup>	A, B	brak wzrostu długości	10—40	
Grabownica IV	6,0	A, C/D	3,9 5,5	około 20	150 000 m <sup>3</sup> /km <sup>2</sup>
Rabka — Skalisne VIII	3,5	B, D, C/D	2,7 6,0	> 20	280 000 m <sup>3</sup> /km <sup>2</sup>
Rzyki — Leskowiec IX	7,2	C, D	2,5 3,3 (2,7) ***	< 10	130 000 m <sup>3</sup> /km <sup>2</sup>
Luboń Wielki X	1,7	B, C/D	3,0 3,5	< 10	380 000 m <sup>3</sup> /km <sup>2</sup>
(część dorzecza potoku Miedzianego)					
Gruszowiec XI	6,5	B, D, C	2,2 3,4	około 10	140 000 m <sup>3</sup> /km <sup>2</sup>
Bukowiec—Korbania XII	8,0	B	3,1 4,4	< 10	135 000 m <sup>3</sup> /km <sup>2</sup>
Czarna—Żołobek XIV (część)	4,0	A, B, C	2,8 5,6	< 10	
dorzecze Łukawicy					
(wg Reniger — [108])	9,5				(122,5 m <sup>3</sup> /km <sup>2</sup> (rok) **
dorzecze potoku Stasikowskiego					
(wg Pietruszewskiego — [102])					(41 m <sup>3</sup> /km <sup>2</sup> (rok) **
dorzecze potoku Świdnik					
(wg Pietruszewskiego — [102])					(122,2 m <sup>3</sup> /km <sup>2</sup> (rok) **
dorzecze Mlecзки (wg Reniger [109], Jarockiego [40])					
stacja Bystrowice	80				około 70 t/km <sup>2</sup> (rok)****
stacja Kańczuga	138				około 93 t/km <sup>2</sup> (rok)****

\* Najważniejsze typy modelowania. Litery oznaczają różne typy modelowania (objaśnienia w tekście).

\*\* Ilość materiału wyprzątniętego w ciągu roku wg pomiarów w zbiornikach zaporowych.

\*\*\* W nawiasie podana długość dolinek czynnych w holocenie.

\*\*\*\* Ilość materiału zawieszonoego wg pomiarów na stacjach batometrycznych.

w regionach, gdzie pokrywy nie podatne są na osuwanie (zalesione rumowiska skalne, pylaste pokrywy, w których trwa drenaż sufozyjny), na obszarach zbudowanych z jednolitych kompleksów skalnych lub o małych nachyleniach stoków (np. kotliny śródgórskie).

Objętość materiału wyniesionego z dolin powstałych i odmłodzonych w holocenie waha się na terenach reprezentacyjnych w granicach 130 000 — 400 000 m<sup>3</sup> z 1 km<sup>2</sup>. Wartości te są dość podobne na Pogórze i w Beskidach, z tym że na Pogórze materiał jest wyprzątany dość równomiernie z różnych dolin, podczas gdy w Beskidach erozja koncentruje się we wcięciach dolin głównych. Liczby te nie oddają jednak rozmiarów przemieszczenia mas przez wszystkie procesy (trudne do uchwycenia spłukiwanie, masy osuwisk przesunięte w dół pozostają w obrębie stoków). Jeżeli około połowa powierzchni małej zlewni jest objęta młodymi osuwiskami o miąższości np. do 10 m, wówczas wielkość mas przemieszczonych w obrębie 1 km<sup>2</sup> sięga kilku milionów m<sup>3</sup>. Mniejsze ilości gleby przemieszczane są przez spłukiwanie, ale i ono, jak wynikałoby z obserwacji chociażby zjawisk roztopowych, sięga na pylastych glebach brzeżnej części Pogorza wartości około 1 miliona m<sup>3</sup> na 1 km<sup>2</sup> w ciągu 1000 lat gospodarki człowieka. Mniejsze zmiany nastąpiły w obszarach zalesionych, zbudowanych ze szkieletowych pokryw i tam ograniczyły się przede wszystkim do erozji wgłębnej i bocznej w dolinach np. Beskidu Małego (obszar IX) czy Wysokiego. Tam też prawdopodobnie wielkość materiału przemieszczonego niewiele różni się od wyprzątniętego. Można zatem przyjąć, że wielkości przemieszczeń materiału na terenie Karpat w postglacjale kształtują się w granicach od około 150 000 m<sup>3</sup> do kilku milionów m<sup>3</sup> na 1 km<sup>2</sup>. W Beskidach i w wyższych częściach Pogorza o stokach wypukłych materiał wynoszony jest poza obszar stoków i składany często daleko od miejsca, skąd został usunięty. W regionach Pogorza natomiast, gdzie przeważają stoki wklęsłe, tylko część materiału jest unoszona przez potoki poza obręb stoku.

Należy jeszcze omówić zagadnienie rozmiarów przemieszczania w okresie współczesnym i stosunek zmian w okresie gospodarki człowieka do zmian na przestrzeni całego postglacjału. Obserwacje własne na obszarze Wieliczki (akumulacja w jeziorze zaporowym — obszar I) i pomiary na stacjach batometrycznych w dorzeczu Mleczy [40, 109] pozwalają stwierdzić, że z obszarów słabo zalesionych brzeżnej części Pogorza, o glebach w znacznej mierze pylastych, odprowadzane jest w ciągu roku około 50 m<sup>3</sup> z 1 km<sup>2</sup> zlewni (por. tab. 8). Dla górskich zlewni Beskidu Wysokiego, zalesionych mniej niż w 30%, ilość odprowadzanego materiału, ale grubszego, wyerodowanego z wcięć erozyjnych wynosi według obliczeń podanych przez Pietruszewskiego [102] i Reniger [108] 40—120 m<sup>3</sup> z 1 km<sup>2</sup> na rok. Są to zatem wartości zbliżone do wartości

## Zmiany ilości materiału zawieszonoego, transportowanego

Dorzecze — stacja	Obszar zlewni w km <sup>2</sup>	Rok	Całkowita ilość w t
Dunajec — Krościenko	1 583	1949	313 370
		1950	98 607
Dunajec — Nowy Sącz	4 345	1949	858 219
		1947	99 875
Wisłok — Rzeszów	2 068,5	1952	145 741
		1951	67 627
San — Przemyśl	3 676	1950	456 141
		1951	138 177
San — Radomyśl	16 750	1952	1259 506
		1950	556 691
Mlecza — Bystrowice	80,5	1953	8 818
		1951	4 125

wyprzątania z terenów pogórskich. Różnica jednak tkwi w tym, że podczas gdy w zaporach szutrowych w górach złapana została przeważająca część materiału zdzieranego ze stoków i den dolin \*, to na Pogórzu o wiele mniejsza część jest wynoszona. Dlatego rozmiary denudacji, a szczególnie jej dzisiejsze tempo w obszarach pogórskich, są prawdopodobnie większe niż w górach, czasem nawet kilkakrotnie. Profile pokryw stokowych oraz obserwacje procesów wykazują, że w warunkach naturalnych, tj. w lesie, rozmiary denudacji są mniejsze (obszar VIII, IX, XI, por. [138, 120]). Rozmiary te zależą oczywiście od typu modelowania i odporności podłoża. Przy dzisiejszym tempie wyprzątania, które np. w Beskidzie Wyspowym wynosi 100 m<sup>3</sup> z 1 km<sup>2</sup> na rok (średnia z kilku przytoczonych obliczeń — tab. 9), w ciągu 10 000 lat holocenu z 1 km<sup>2</sup> powinniśmy otrzymać około 1 000 000 m<sup>3</sup>. Tymczasem obliczenia pojemności wcięć holocenijskich, które w obszarach niższych zaczęły się rozwijać już co najmniej w Allerödzie, wykazują wartości rzędu 130—400 000 m<sup>3</sup>/km<sup>2</sup>. Ponieważ peryglacialne pokrywy na stokach są często dobrze zachowane, przepuszczalne, zwietrzałe tylko w warstwie przypowierzchniowej, wykluczam możliwość intensywniejszej powierzchniowej degradacji stoków przed wylesieniem. Rozbieżność przytoczonych liczb nie może być przypadkowa. Dlatego uważam, że rozmiary wyprzątania ze zlewni górskich

\* Pomiary materiału unoszonego w przekroju Nowy Sącz wynoszą 6,6 t z 1 km<sup>2</sup> dorzecza na rok [40].

w rzekach karpackich (według Jarockiego [40])

Tabela 9

Miesiąc o maksymalnej ilości	Miesiąc o minimalnej ilości	Ilość w kg na 1 km <sup>2</sup>	Odptyw roczny w mln m <sup>3</sup>
129 830 (VII)	799 (X)	197 961	1492
21 337 (VIII)	2 084 (XII)	62 292	975
364 402 (VII)	12 237 (X)	197 519	2256
46 747 (III)	24 (X)	22 986	1069
108 639 (IV)	964 (I)	70 458	571
29 169 (V)	165 (X)	32 694	305
133 413 (XII)	3 835 (IX)	124 093	1011
35 115 (V)	290 (VIII)	37 591	1073
797 432 (IV)	9 270 (IX)	75 195	4694
257 586 (II)	3 092 (IX)	33 234	3306
5 111 (VI)	24,1 (IX)	109 552	30,5
2 042 (III)	36,8 (XII)	46 249	9

musiały być w warunkach naturalnych kilkakrotnie mniejsze i mogły być rzędu 20 m<sup>3</sup> z 1 km<sup>2</sup> w ciągu roku.

Ogólnie należy uznać rozmiary przeobrażeń ilościowych (transport mas) i jakościowych (nowych form) w postglacjale za bardzo duże, choć są one mniejsze niż przeobrażenia peryglacjalne. Wskazuje na to chociażby sięgająca 10—15 m miąższość pokryw soliflukcyjnych wyścielających dolne części stoków [59, 130]. Trzeba pamiętać, że postglacjal — nawet w tym szerszym znaczeniu regionalnym — rozumiany jako okres morfogenezy różnej od peryglacjalnej, trwał w różnych piętrach wysokościowych od 10 do 17 tysięcy lat. Był to krótki okres czasu w porównaniu z poszczególnymi glacjałami. Tak duże zmiany i powstanie tylu nowych form dolinnych i osuwiskowych było możliwe dzięki zmianie obiegu wody i całego zespołu morfogenetycznego na początku tego okresu. Stoki pokryte peryglacjalnymi pokrywami były wtedy i są nadal przystosowywane do nowych warunków klimatycznych, w jakich zasięgu znalazły się Karpaty. Przyjmując szacunkowo rozmiary przeobrażeń na powierzchni 1 km<sup>2</sup> na około 500 000 m<sup>3</sup> (por. str. 186) można obliczyć, że przeciętnie powierzchnia stoków karpackich została obniżona o 0,5 m. Przegląd różnych obszarów reprezentacyjnych pokazuje jednak, jak bardzo faktyczne rozmiary przeobrażeń odbiegają od tej średniej. Przyczyna tego tkwi w ogromnym urozmaiceniu litologii i tektoniki fliszu i w tym, że starsze elementy rzeźby Karpat są bardzo różnorodne.



## FORMOWANIE DEN DOLIN KARPACKICH W HOLOCENIE

### TERASY I OSADY HOLOCEŃSKIE W DOLINACH KARPACKICH

W dnach dolin i na przedpolu Karpat występuje zróżnicowana seria osadów późnoglacialnych i holocenijskich, które są podstawą do ustalenia zmienności natężenia denudacji w Karpatach i określenia stopnia przekształcenia samych den dolin.

Współcześnie obserwuje się w korytach dolin karpackich transport i akumulację grubych żwirów lub piasków równocześnie z nadsypywaniem mułkami i piaskami w czasie powodzi teras wysokich do 8 m i z wypełnianiem mułkami lub zarastaniem torfami rynien starorzeczy. W różnych odcinkach biegu rzeki w zależności od spadku i wielkości przepływu przeważa akumulacja w korycie lub akumulacja na terasach (por. [50, 51, 54, 128]). Współcześnie zachodząca akumulacja jest więc zróżnicowana facjalnie (fot. 33, 35).

Ponieważ koryta rzek, terasy i starorzecza istniały w okresie całego holocenu, osady rzeczne z różnych faz holocenu powinny być również zróżnicowane. Tylko taka interpretacja wyjaśnia fakt istnienia równowiekowych osadów, leżących na różnej wysokości nad lub pod poziomem dzisiejszego koryta, zróżnicowanych facjalnie. Wśród osadów tych wyróżniłem trzy facje: gruboziarnistą fację korytową, przeważnie pylasto-piaszczystą, fację powodziową (terasową) i ilasto-torfową fację starorzeczy.

#### Dolina Wisłoki

W dolinie górnej Wisłoki powyżej Dołów Jasielsko-Sanockich Klimaszewski [54] wyróżnia akumulacyjny kamieniec, terasę łągową 1,5 m wysoką i terasę rędzinną 4—6 m, zbudowaną ze żwirów z cienkim nadkładem glin. Koło Przysiek, w dolnym biegu dopływu Ropy, wykształcona jest wyraźna terasa rędzinna [7] około 4 m wysoka, zbudowana z na przemian leżących glin i żwirów o łącznej miąższości do 6,80 m. W wierzeniach na głębokości 4 m od powierzchni terasy w dolnym poziomie glin stwierdzono pnie drzew, wskazujące na postglacialny wiek co najmniej stropu terasy.

W dolinie Jasiołki rozległa terasa rędzinna wiąże się z terasą Wisłoka

[54]. W Roztokach Klimaszewski i Szafer [55, 142] stwierdzili w obrębie tej terasy istnienie osadów glacialnego jeziora. Są to (od góry):

Głębokość w m      Utwory

- 0,00—2,20    ły, piaski, żwiry  
 2,20—2,55    torf zbity mszysty z roślinnością leśną — holocenijską  
 2,55—2,65    strop gytii z przewagą pyłków traw i *Pinus*; nieliczne pyłki *Betula* (klimat chłodniejszy — młodszy dryas)  
 2,65—3,00    kreda jeziorna ze szczątkami makroskopowymi *Larix*, *Pinus*, *Betula* i pyłkami drzew liściastych, zdaniem Szafera [142] reprezentuje Alleröd  
 3,00—3,15    gytia piaszczysta zawierająca szczątki *Pinus montana*, *P. cembra*, *Betula nana*, tzn. drzew towarzyszących górnej granicy lasu  
 3,15—5,00    spągowe ły piaszczyste osadzone jeszcze w klimacie zimnym.

Na zachód w Hankówce, na nierównym cokole skalnym, leży seria mułków ilastych i glin do 6 m o miąższości, niekiedy z wtrąceniami materiału grubszego lub torfów (na głębokości 2—2,50 m). Jest to profil podobny do profilu z Roztok. Terasę rędzinną w dolnym biegu Jasiołki uważam za holocenijską, ponieważ równina jej powstała w tym okresie. Została w niej jednak wycięta i nadsypana niższa terasa łągowa [55]. Osady spągowe z późnego glacialu wiążą się z podparciem rynn erozyjnej Jasiołki przez stożek Wisłoki (Klimaszewski [55]), który prawdopodobnie w tym okresie zaczął być sypany u zbiegu trzech dolin [por. 128].

Odcinek pogórski doliny Wisłoki ma dno szerokie 1—4 km zajęte przez terasę rędzinną i węższą łągową. Na północ od Jasła w Ulaszowicach i Podzamczu wiercenia na pięciometrowej terasie rędzinnej wykazują, że pokrywa aluwialna o miąższości około 7 m składa się z 3-metrowej serii żwirów, na których leży cienka warstwa piasków oraz seria piaszczystych mad do 4 m miąższości. Terasa łągowa jest na tym odcinku wycięta. Nieco dalej na północ, w obrębie stożka bocznej doliny na warstwie żwirów leży seria glin pylastych 9,80 m, w której spągu znaleziono resztki roślinne. Są to drewna gatunków *Salix* i *Betula*, igły *Larix* i *Picea*, a wśród pyłków *Pinus*, *Picea*, *Larix*, *Pinus cembra* i *Alnus*. Zdaniem mgr Wąsa zespół ten wskazuje na późny glacial (Alleröd). Odpowiadałoby to wysokością położenia znaleziskom w dolinie Strusiny w Tarnowie (obszar II) w dolinie Wisłoki w Dębicy [128] oraz omawianym niżej — w dolinie Wisłoka i Sanu. To stanowisko łącznie z profilem Roztok wskazywałoby na składanie osadów późnoglacialnych w rynnach erozyjnych, a zatem na istnienie fazy erozyjnej poprzedzającej akumulację w pogórskich odcinkach dużych dolin.

Na rozległym lewobrzeżnym płacie terasy rędzinnej podwyższonej stożkami w Brzyskach i Błazkowej stwierdzono występowanie trzech serii glin i podścielających je trzech serii żwirów. Serie żwirów mogą

reprezentować trzy okresy wilgotniejsze, wiek ich jednak trudno określić.

W dolinie Dulczy w Pilźnie u jej wylotu do doliny Wisłoki przewidziano:

Głębokość w m	U t w o r y
0,00—2,40	gлина brunatna (deluwia lessowe)
2,40—4,10	mada piaszczysta
4,10—4,90	żwir drobnoziarnisty
4,90—5,10	ił plastyczny
5,40—6,00	żwir gruboziarnisty
6,00—8,40	duże kamienie piaskowcowe leżące na miocenie.

Na wiek serii stropowych rzuca światło stanowisko z florą dryasową i holoceniską [146] u wylotu małego dopływu Dulczy w Łękach Dolnych, uważane pierwotnie za stanowisko interglacjału [52, 54]. W 8-metrowej pokrywie zaznacza się wyraźnie sześć poziomów o odmiennych zespołach roślinnych (S z a f e r [52]):

- mułki i piaski z florą dryasową z *Salix* i *Belula*,
- strop mułków i spąg żwirów z *Larix*,
- żwiry i piaski z *Betula alba* i *Pinus silvestris* (poziom b i c — to seria późnoglacialna + ewentualnie próg holocenu) \*,
- poziom z florą leśną *Carpinus*, *Alnus*, *Tilia*, *Quercus*, *Abies* (schyłek optimum klimatycznego?),
- piaski i mułki z *Abies*, *Carpinus*, *Fagus*, *Tilia*, *Alnus*, *Corylus* (okres subatlantycki),
- piaski i gliny poziomu kulturowego, do 3,5 m miąższości (okres wylesienia i wzmożonej denudacji gleb).

Profil ten wskazuje, że wraz ze zmianą klimatu rozpoczęło się w późnym glacialu wyprzątanie z małych dolinek Pogórza Karpackiego. Być może, że z tego okresu pochodzi w dolinie Dulczy poziom żwirów występujący na głębokości 4,1—4,9 m. W holocenie dno doliny Wisłoki było podnoszone — dolina Dulczy nawiązywała do niego. Tak powstała dzisiejsza równina akumulacyjna doliny Dulczy i jej dopływów, podnoszona nadal pylastymi deluwiami.

Na północ od Pilzna dolina Wisłoki rozszerza się i terasa rędzinna o charakterze stożka osiąga koło Dębicy 6 km szerokości. Wysokość rośnie tu do 10 m, a w miejscach podniesionych stożkami np. potoku Wolickiego i Gawrzyłowskiego do 14 m. W terasie tej wycięta jest lub włożona niższa terasa łęgowa, często dwustopniowa. Formy i osady omówiłem w osobnej pracy [128]. Tu chcę zwrócić uwagę na pewne szczególności, przeważnie nowo stwierdzone, które rzucają światło na wiek osadów i zmiany procesów w czasie narastania pokryw.

W profilach koło mostu kolejowego odsłaniają się wyraźne 4 serie osadów. Najstarsze są żwiry scementowane, często żelaziste, sięgające

\* W nawiasach podana interpretacja według Ś r o d o n i a [146] i częściowo autora.

do wysokości 4—5 m nad poziom koryta (ryc. 33 A). Powiązałem je z fazą anaglacjalną ostatniego zlodowacenia [129]. W niej włożona jest seria tłoku żwirowo-piaszczystego z pniami drzew *Pinus*, *Larix*, *Betula*, *Salix* miąższości 3,5 m, która spoczywa na powierzchni erozyjnej ilów mioceńskich. Serię tę wiążę z Allerödem. Wyżej leży 0,9 m piasków i 2 m glin z wkładkami torfu. Gliny reprezentują prawdopodobnie okres młodszego dryasu, gdy zmniejszyło się wyprątanie z Karpat [128]. Strop 7,5-metrowy mułków ilastych, glin i piasków jest młodszy, niewątpliwie holocenijski. Część tej serii stropowej jest osadem potoku Wolickiego, na co wskazywałyby: wypukła forma stożka i znaczna wysokość jego powierzchni nad dzisiejsze koryto (11—12 m).

Na terenie miasta, u wylotu potoku Gawrzyłowskiego, przeprowadzono ponad 70 wierceń na poziomie terasy rędzinnej. Wiercenia wykazały, że istnieje tu wyraźna powierzchnia erozyjna na wysokości 3 m nad poziom koryta Wisłoki (11 m pod powierzchnią terasy), ścinająca starsze serie żwirów i wycięta w cokole ilów mioceńskich terasy średniej (rys. 33 B, D). Ponieważ leżała ona na wysokości torfów ze schyłku plejstocenu, uznałem ją początkowo błędnie za powstałą przez erozję boczną Wisłoki na początku holocenu [129]. Bezpośrednio na tym cokole erozyjnym leży seria piasków rzecznych dobrze obtoczonych, różnoziarnistych, podścielonych niekiedy w spąg cienką warstwą żwirów. Miąższość tych piasków jest zmienna, waha się od 2 do 4 m. Na profilach zaznacza się w konfiguracji stropowej powierzchni piasków wyraźna rynna, która powstała prawdopodobnie równocześnie ze składaniem piaszczystych odsypów. Seria mułków leży właśnie w tej rynnie (ryc. 33 C, D). Mułki mają przeciętnie 1 m miąższości i są typowymi osadami starorzeczy. Analiza pyłkowa torfu z głębokości 8,9 m (ryc. 33 B), wykonana przez dr S o b o l e w s k ą, wykazała następujące pyłki drzew: *Pinus* — 63,2%, *Betula* — 32,0%, *Picea* — 0,6%, *Corylus* — 4,0%. Z zielnych występują dość licznie *Artemisia* (9,3%). Nadto wśród szczątków makroskopowych znaleziono orzeszek *Betula alba*.

Istnienie lasu sosnowo-brzozowego, znacznej ilości *Artemisia* przy obecności pyłków leszczyny wskazuje, zdaniem S o b o l e w s k i e j, na początek holocenu (okres preborealny). Zatem seria piasków dolnych jest starsza. Jestem skłonny wiązać ją z okresem późnego glacjału, gdy głębokie rynny wycięte w osadach glacjału zostały zasypane żwirem (ryc. 33 A) i panowała zapewne intensywne erozja boczna. Równocześnie z akumulacją piasków po stronie wypukłej zakola, samo koryto rzeki, około 2 m głębsze, przesuwało się na południowy wschód. W korycie tym został złożony wyżej opisany torf z okresu preborealnego.

Wyżej spoczywa seria mułków przeważnie ilastych i piaszczystych z wtrąceniami piasków. W jej stropie na głębokości 4—5 m występuje

warstwa namulów zbitych, bitumicznych, 20—80 cm miąższości. Powtarza się ona we wszystkich niemal wierceniach, tworząc poziom przewodni (ryc. 33 D). Ma ona wyraźne nachylenie około 5‰ ku północnemu zachodowi, ku północy lub ku północnemu wschodowi podkreślając wyraźnie ówczesną wypukłą powierzchnię stożka potoku Gawrzyłowskiego. Potok ten na tym poziomie nie akumulował, tylko raczej rozlewał się po powierzchni powodując powstawanie ilastej gleby bagiennej.

Na warstwie ilastej leży seria 4—5 m mułków ilastych, pylastych, piaszczystych, nawet z soczewkami piasków (facja korytowa). Osady te tworzą wypukłą powierzchnię dziś istniejącego stożka. Samo już położenie 8—14 m nad dzisiejszym poziomem koryta Wisłoki wskazuje, że jest to osad usypany wyłącznie przez potok Gawrzyłowski, którego koryto jest wcięte tylko 2—3 m. Przez analogię z innymi profilami poza doliną Wisłoki (Rzeszów [23, 38, 54], Waława [70]) wiąże tę serię z okresem subatlantyckim, niższą zaś (pod poziomem gleby bagiennej) zawierającą również piaski, z postglacjalnym optimum klimatycznym.

W osi doliny Wisłoki szereg wierceń wykazuje pomimo dużej zmienności osadów pewną monotonię, tj. w całym profilu przeważają np. gliny lub żwiry. Wskazuje to na zróżnicowanie facjalne osadów; w jednym miejscu była niemal stale strefa koryta (facja korytowa), z dala zaś od nurtu osadzone były drobne namuły. Zawsze jednak strop terasy rędziny stanowią mady o miąższości minimum 2—3 m. Brak żwirów w seriach holocenijskich powyżej wysokości około 4—5 m nad poziom dzisiejszego koryta wykazuje, że materiał gruby nie był w czasie powodzi osadzany na terasach, a koryto Wisłoki nigdy w holocenie nie leżało wyżej. Na osadzenie mad przez krótko płynące wody powodziowe oraz na zmianę facji korytowej na powodziową wskazuje wyraźnie profil w cegielni w Dębicy:

Głębokość w m	U t w o r y
0,00—1,60	glina pylasta, żółta (less przemity przyniesiony przez potok Gawrzyłowski)
1,60—1,80	ił siwozielonkawy, gruzełkowaty (stary poziom glebowy)
1,80—2,40	glina pylasta, zbita siwożółta
2,40—2,90	glina ilasta gruzełkowata (poziom glebowy), w stropie zielonkawa, niżej siwordzawa, w spągu stalowoczarna
2,90—3,55	glina żółta, plastyczna, smugowana.
3,55—3,60	ił barwy czekoladowej o ostrej, ale nierównej powierzchni spągowej
3,60—6,40	piaski zwykle różnoziarniste, sypkie z wkładkami żwirków o średnicy do 5 cm, warstwowane na przemian poziomo i ukośnie. Na głębokości 6,2 m leżą pnie drzew.

Na głębokości 3,6 m występuje wyraźna granica między serią piasków osadzanych w korycie rzeki, a madami facji terasowej (powodziowej), osadzonymi w czasie wylewania rzeki, która wcięła swe koryto

w osady serii piaszczystej (fot. 35). Brak scementowania, świeżość pie-sków dolnych oraz drewniaków skłania mnie do uznania ich za pochodząca z subatlantyckiego zwilgocenia klimatu.

Na lewobrzeżnej terasie doliny Wisłoki im dalej do koryta rzeki tym frakcja mad staje się drobniejsza.

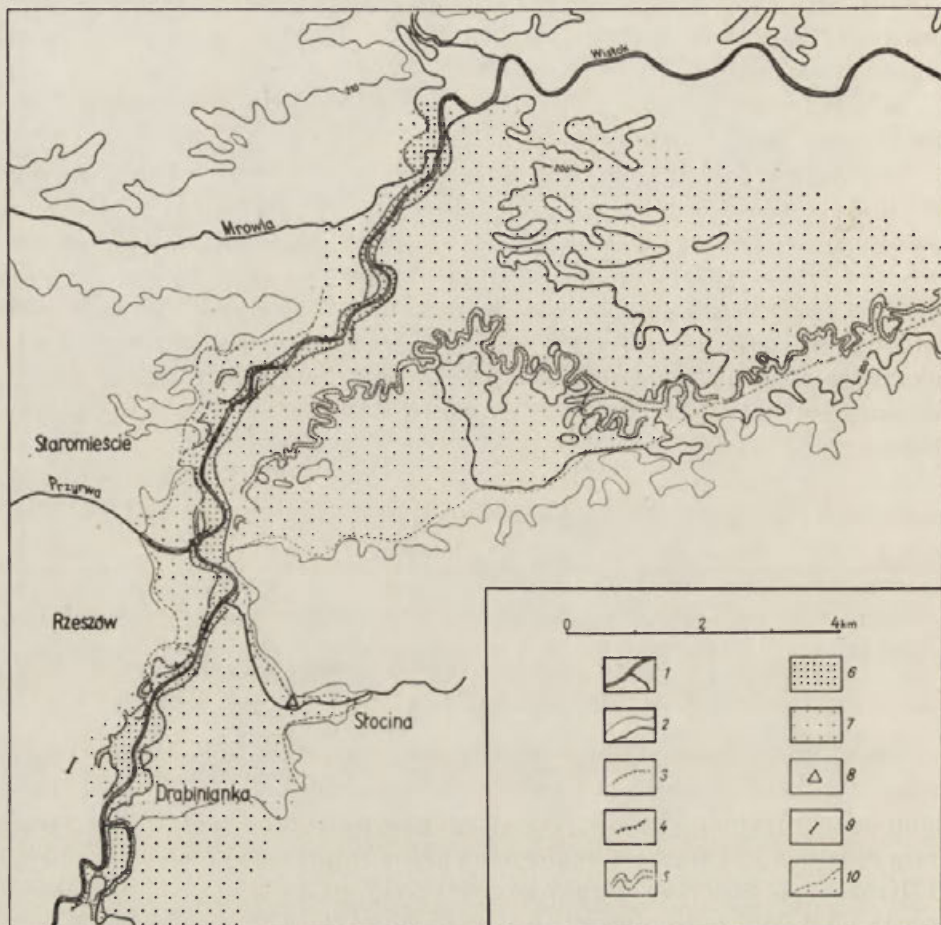
Na północ od Dębicy wysokość terasy obniża się do około 6 m, co wskazuje, że powierzchnia terasy rędzinnej jest powierzchnią stożka napływowego Wisłoki na przedpolu Karpat. Dalej na północ osady starsze prawdopodobnie wylaniają się nawet spod pokrywy holocenijskiej. Wskazują na to równiny akumulacyjne w przełomie Wisły przez wyżyny południowe, wiązane przez P o z a r y s k i e g o z późnym glaciałem [104], i ukazywanie się na powierzchni lub też płytko pod powierzchnią terasy rędzinnej (w dolinie Wisły pod Krakowem) mułków z florą dryasową i torfów ze schyłku glaciału.

W dolinie Wielopolki, dopływu Wisłoki, która w dolnym biegu płynie obniżeniem Rynny Podkarpackiej, zauważyłem już poprzednio [128] ciągłość sedymentacji mad pylastych w czasie całego holocenu. Pomimo istnienia wąskich tylko koryt potoków i tutaj, np. w Ropcycach, obok monotonnych mad pylasto-piaszczystych wyraźnie zaznacza się facja korytowa w postaci piaszczystych wkładek, często z roślinnością (ryc. 33).

### Dolina Wisłoka

Górny, górski bieg Wisłoka kończy się przełomem koło Beska. Niżej płaskie dno kotliny Beska o powierzchni ponad 50 km<sup>2</sup> jest wysłane aluwiami holocenijskimi. Koryto jest tu wcięte do 5 m. Dalej w dół rzeki terasa rędzinna jest wąska, zbudowana z piasków przykrytych glinami [54]. Od Krosna po Strzyżów terasa rozszerza się do 1—2 km, jej wysokość wzrasta od 4 do 7 m i pojawia się niższa łęgowa 2—4 m wysoka. W kilkudziesięciu wierceniach koło Odrzykonii pod 3-metrową warstwą glin pylastych lub piaszczystych ciągnie się dość wyrównany cokół żwirowy. Te żwiry lub piaski spągowe K l i m a s z e w s k i [54] uważa za pokrywę aluwialną z ostatniego glaciału. W Dobrzechowie terasa rędzinna o wysokości 7 m jest pokryta madami o 3—5 m grubości. Pod glinami w obniżeniach dawnych starorzeczy spoczywają na żwirach torfy. Na odcinku Strzyżów—Babica terasa zwęża się, miejscami prawie zupełnie zanika. Niżej, po próg Karpat ciągnie się szeroka do 4 km powierzchnia terasy rędzinnej 8—9 m wysokiej i fragmenty niższych o wysokości około 6 i 3—4 m (ryc. 34—36). Na terenie Rzeszowa i okolicy terasy denne obfitujące w szczątki roślinne były tematem prac wielu badaczy [23, 78, 54, 46, 38]. Nowych materiałów dostarczają liczne wiercenia.

Lewobrzeżną terasę rędzinną na terenie Rzeszowa tworzy seria 11—16 m miąższości (ryc. 34). Aluwia te spoczywają na nierównym cokole



Ryc. 36. Terasy holocenijskie na przedpniu Karpat w dolinie Wisłoka

1 — rzeki; 2 — poziomicę; 3 — krawędzie teras; 4 — podcięcia; 5 — starorzecza; 6 — równina terasy rędzinnej; 7 — równina terasy łęgowej; 8 — torfowisko w Stocinie; 9 — przekrój dolinki zasypanej w holocenie, przedstawionej na ryc. 38 A; 10 — granica zasięgu aluwii holocenijskich

ilów miocenijskich, w których wycięte są często stopnie erozyjne, podobne jak w dolinie Wisłoki [128]. W szeregu wierzeń przytaczanych również przez J a h n a [38] powtarza się następujący profil:

Głębokość w m	U t w o r y
0,00—4,00	gliny (mady) pylaste lub piaszczyste
4,00—7,00[8,00]	mulki ilaste lub piaszczyste z wkładkami torfów ułożonych często w wyraźnych ciągach rynnowych na głębokości zmiennej 6,00—7,50 m
8,00—11,00	żwiry i piaski niezbyt dobrze obtoczone, wiązane przez J a h n a z fazą anaglacjalną ostatniego zlodowacenia

Profil ten ulega jednak zmianom w niektórych wierceniach. Dla przykładu podam 2 profile:

Głębokość w m	Utwory
1) 0,00— 4,20	glina piaszczysta
4,20— 5,10	piaski zglinione
5,10— 6,80	torf brunatny
6,80— 8,40	torf czarny
8,40—11,60	masa piaszczysta szara
11,60—14,20	ił siwy plastyczny z piaskiem
14,20—15,80	żwiru gruboziarniste
2) 0,00— 2,20	gliny pylaste
2,20— 6,60	gliny piaszczyste z wtrąceniami piasków
6,60— 7,80	piaski gliniaste ze szczątkami roślin ( <i>Salix</i> , <i>Pinus</i> )
7,80— 8,70	piaski drobnoziarniste
8,70— 9,10	mułki
9,10—13,30	żwiru

Pierwszy profil, poza 3-metrową warstwą torfów prawdopodobnie holocenijskich, zawiera serię mad i mułków, sięgającą 3 m poniżej cokołu żwirów, stanowiącego według J a h n a poziom przewodni. W drugim profilu makroskopowe szczątki roślin napotkane na głębokości około 7 m wskazywałyby, że seria piasków może reprezentować nawet późny glacjał, nie jest to zatem seria z okresu subatlantyckiego. Jedno jest bezsporne, że terasa rędzinna jest wyraźnie włożona w wyższą (ryc. 34 B), w stropie której występują lessy związane z ostatnim glacjałem [54, 38]. Dolina, rozcinająca krawędź poziomu lessowego do głębokości około 13 m, wypełniona jest serią namułów organicznych z poziomami torfów o łącznej miąższości 8—9 m. Zasypanie i zarośnięcie dna dolinki (ryc. 34A) nastąpiło tu w związku z podparciem przez aluwia składane na terasie rędzinnej Wisłoka. Dno doliny Wisłoka leżało zatem na początku holocenu o wiele niżej.

W północnej części Rzeszowa, w Staromieściu (ryc. 34 F) na nierównej powierzchni żwirów leżą dobrze obtoczone piaski do 3 m miąższości, nadsypane 4-metrową serią mad pylastych. Niekiedy piaski są zastąpione przez pyły, które osiadają wtedy miąższość do 8 m. Tu właśnie w rynnach wyciętych w piasku F r i e d b e r g [23] znalazł szczątki roślinne, wśród których według oznaczenia R o g a l i występowały: *Salix*, *Quercus*, *Populus*, *Fagus*, *Carpinus*, *Alnus* i *Acer*. Również w Staromieściu L u d e r a [78] stwierdził leżący na głębokości 5,50—5,75 m bezpośrednio na żwirach torf, w którym znalazł szczątki gatunków: *Corylus*, *Pinus*, *Quercus*, *Alnus*, *Sambucus*. O ile flora znaleziona przez L u d e r e wskazuje tylko ogólnie na holocen, to szczątki oznaczone przez R o g a l e dowodzą, że osadzanie się mułków w rynnach wyciętych w piaskach następowało prawdopodobnie w okresie subatlantyckim. J a n o w s k i (wiadomość ustna) we wkopie koło potoka Przyrwy w Staromieściu zna-



łaż szczątki naczyń neolitycznych, z których jedno z głębokości 5 m pochodzić miało sprzed około 2000 lat, a drugie z głębokości 7 m sprzed około 4000 lat. Znaleźiska te potwierdzają subatlantycki wiek górnych mad.

Na prawym brzegu Wisłoka terasa rędzinna jest rozleglejsza i osiąga koło Drabinianki 3 km szerokości. W podcięciu na południe od ujścia Strugi w terasie 8-metrowej odsłaniają się:

Głębokość w m	Utwory
0,00—6,50	gliny, mady piaszczyste z wkładkami piasków warstwowanych w części niższej
6,50—7,60	seria żwirów i piasków o zmiennym ułożeniu, warstwowanych poziomo lub przekątnie, z wkładkami namytych szczątków roślinnych z pniami drzew o średnicy do 30 cm włącznie
7,60—7,80	płaskie żwiry i otoczaki poziomo ułożone, scementowane.

Seria środkowa piasków i żwirów ze świeżymi szczątkami roślinnymi może pochodzić z początkowej fazy okresu subatlantyckiego. Wtedy w czasie gwałtownych powodzi [146] koryta zostały zasypane. Wiek żwirów spągowych trudno ustalić. L u d e r a [78] podaje, że w Drabiniance, leżące na głębokości od 5,20 do 7,25 m, torfy podścielone są ilami piaszczystymi z pniami drzew. Znalaziono tu: *Quercus*, *Tilia*, *Acer*, *Fraxinus*, *Alnus*, *Pinus* i *Corylus*. Brak rodzaju *Fagus* i *Abies* wskazywałby na pochodzenie osadów z okresu optimum klimatycznego. Aluwia te leżą w podobnej głębokości, jak w innych miejscach osady z okresu subatlantyckiego. Pogląd na budowę płaskiej, o deniwelacjach do 2 m, równiny terasy rędzinnej daje ponad 250 wierceń.

W wierceniach tych zazwyczaj wyodrębniają się wyraźnie następujące serie:

- 1) mady (gliny) pylaste lub piaszczyste o miąższości do 8 m z torfami w różnych poziomach, szczególnie jednak częstymi w spągu,
- 2) piaski miąższości 0,5 do 2,5 m spoczywające na głębokości 6—9 m od powierzchni.
- 3) żwiry spągowe, przebite w jednym wiercieniu na głębokości 12,30 m od powierzchni terasy.

Analiza pyłkowa torfów z głębokości 6,3—6,8 m (wiercenie 1, ryc. 35 B) przeprowadzona przez mgr M a m a k o w ą wykazała:

Drzewa	Zawartość %	Rośliny zielne	Zawartość %
<i>Pinus</i>	51,5	<i>Artemisia</i>	5,0
<i>Betula</i>	44,0	<i>Chenopodiaceae</i>	1,0
<i>Salix</i>	4,5	<i>Conarum</i>	1,0
		<i>Compositae</i> tub.	0,5
		<i>Cyperaceae</i>	92,0
		<i>Equisetum</i>	2,0
		<i>Filipendula</i>	4,5

Drzewa	Zawartość %	Rośliny zielne	Zawartość %
		<i>Gramineae</i>	33,5
		<i>Menyanthes</i>	0,5
		<i>Polypodiaceae</i>	1,5
		<i>Potamogeton</i> sp.	1,0
		<i>Rosaceae</i>	2,0
		<i>Rubiaceae</i>	1,5
		<i>Sparganium</i> sp.	0,5
		<i>Thalictrum</i> sp.	1,5
		<i>Umbelliferae</i>	0,5
		Varia	1,5

\*Stosunek pyłków roślin zielnych do pyłków drzew = 150%.

Spektrum to zdaniem M a m a k o w e j wskazuje na osadzanie się torfów na granicy holocenu (okres preborealny), gdy zaczęła się inwazja brzozy (44% pyłków drzew). Oznacza to, że niżej leżąca w tym wierceniu seria mułków miąższości 1,4 m musiała zostać osadzona wcześniej, prawdopodobnie w młodszym dryasie.

W innym profilu (wiercenie 2, ryc. 35) próbka z cienkiej serii mulistych piasków, leżących bezpośrednio na żwirach w głębokości 7,0—7,6 m, zawierała:

Drzewa	Zawartość %	Rośliny zielne	Zawartość %
<i>Pinus</i>	56	<i>Artemisia</i>	14,5
<i>Betula</i>	36,0	<i>Batrachium</i> sp.	1,5
<i>Salix</i>	7,0	<i>Chenopodiaceae</i>	4,0
<i>Quercus</i>	0,5	<i>Compositae</i> tub.	2,5
<i>Alnus</i>	0,5	<i>Cyperaceae</i>	24,0
		<i>Ephedra</i> sp.	0,5
		<i>Caryophyllaceae</i>	0,5
		<i>Filicinae</i>	1,0
		<i>Filipendula</i>	1,0
		<i>Gramineae</i>	26,5
		<i>Myriophyllum</i>	8,5
		<i>Planago media-maior</i>	0,5
		<i>Pleurospermum austr.</i>	1,0
		<i>Polygonum amph.</i>	0,5
		<i>Polypodiaceae</i>	1,0
		<i>Ranunculaceae</i>	3,0
		<i>Rosaceae</i>	0,5
		<i>Rubiaceae</i>	2,0
		<i>Sparganium</i> sp.	1,0
		<i>Thalictrum</i> sp.	1,0
		<i>Umbelliferae</i>	6,5
		<i>Valeriana</i>	0,5
		Varia	5,0

Stosunek pyłków roślin zielnych do pyłków drzew = 107%.

Piaski te osadzone zostały niewątpliwie w późnym glacie, na co wskazuje wysoki procent *Artemisia* i bogactwo innych zielnych w tym wielu — według wypowiedzi M a m a k o w e j — nie opisanych z holocenu. Ponieważ jest to osad grubszy od wyżej leżących pylastych glin, wiązałbym go z okresem Allerödu [128], ale wykształconym w facji terasowej. Występowanie na obu brzegach rzeki serii mułków włożonych w żwiru pozwala przyjąć, że podobnie jak w dolinie Wisłoki erozyjne koryto Wisłoka leżało pierwotnie głębiej. Seria holocenijskich glin stropowych również nie jest jednolita. Występują w niej poziomy piasek, a niekiedy i żwirów, nawet już na głębokości 4—5 m, wskazujące na istnienie faz o wzmożonej erozji lub akumulacji w samym holocenie.

U wylotu małej doliny Słociny na powierzchni stożka, który wznosi się do 3 m nad płaską terasą rędzinną Wisłoka, a następnie przechodzi w nią, znajduje się torfowisko (ryc. 35). Najgrubsza warstwa torfu została przebita poza osią dolinki. Pod 5,3 m torfu z poziomami gytii leży do głębokości 7,5 m siwy mułek z wtrąceniami piasku i torfu. W osi dolinki natomiast na spągowej warstwie torfu spoczywa często do 4,8 m glina, która jest albo włożona w torfy, albo też osadzała się równocześnie z rośnięciem torfowiska. M a m a k o w a wykonała narazie dwie analizy z głębokości 4,85 i 7,50 m. Górna próbka wskazuje na początek holocenu, natomiast dolna, pobrana ze spągu mułków, jest bezsprzecznie późnoglacialna. Wśród pyłków drzew reprezentowane są tu: *Pinus* 76%, *Betula* 12%, *Alnus* 4%, *Corylus* 1%. Profil zawierający osady zalegające się z aluwiami Wisłoki wskazuje, że seria mad na prawym brzegu Wisłoka reprezentuje cały holocen. Akumulacja w dolinie głównej była bezpośrednią przyczyną rośnięcia torfowiska u wylotu podpartej bocznej doliny.

Odkrytki i wiercenia po obu stronach rzeki w Rzeszowie wykazują, że budujące terasę rędzinną osady reprezentują różne fazy późnego glaciału i holocenu. W osi doliny w wyciętych rynnach występowała w okresach wilgotniejszych akumulacja w facji korytovej, a z dala od nurtu w czasie powodzi odbywała się przez cały holocen akumulacja mułków.

Terasa łęgowa o wysokości 3—4 m ma w Rzeszowie szerokość do 300 m i oddzielona jest od rędzinnej wyraźnymi krawędziami o przebiegu zakolowym. Wiercenia wykazują, że na głębokości około 4 m od powierzchni terasy leży zwarta seria żwirów — na tym samym poziomie, co w spągu terasy rędzinnej. Wskazuje to na pierwotnie erozyjne pochodzenie terasy. Nadkład jest jednak inny (ryc. 38 D, E). W części spągowej są to piaski, a nawet żwiru, oddzielone jednak od żwirów dolnych poziomem mułków. W stropie jest często nadkład świeżych mad powodziowych. Koło Staromieścia terasę tę budują piaski i żwiru poziomo lub przekątnie warstwowane, włożone w utwory terasy rędzinnej.

Poniżej Rzeszowa, Wisłok płynąc łagodnymi zakolami skręca na północny wschód, a następnie na wschód. Dalej płynie on północnym skrajem szerokiego na 4—6 km płaskiego obniżenia, które wykorzystuje obniżenie Rynny Podkarpackiej. Korytu towarzyszą fragmenty terasy łęgowej wysokości do 3 m i szerokości najwyżej 200—500 m. Terasa rędzinna, niższa niż w Rzeszowie, bo 6—7 m wysoka, zajmuje całe dno obniżenia. Powierzchnia tej terasy jest wyraźnie urozmaicona, występują na niej szerokie wałowe nabrzemia i obniżenia, liczne drobne starorzecza. W części południowej obniżenia starorzecze ma niespotykaną długość i kształt. Jest to rynna szeroka około 20 m i 2—3 m głęboka (obserwacje z okolicy Strażowa), niekiedy wypełniona wodą, o zboczach stromych i fantastycznym meandrowym przebiegu (ryc. 36). Na odcinku Pobitno koło Rzeszowa — Wola Dalsza koło Łańcuta rozwinięcie tego koryta wynosi 108%. W części zachodniej koryto biegnie nie osi obniżenia, ale przeciwnie, osi kopulastego wału sterzącego ponad sąsiednimi depresjami. Świadczy to o tym, że wody Wisłoka płynęły tym korytem w momencie akumulacyjnego podnoszenia terasy. Wody wylewające się z koryta osadzały materiał na równinie terasowej i sypały w ten sposób wały. Świeżość starorzecza wskazuje, że rynna ta funkcjonowała jeszcze niedawno\*. Wąskie koryto wskazuje natomiast, że raczej tylko część wód Wisłoka płynęła tędy. Potwierdza to również obecne koryto z towarzyszącymi mu niższymi terasami. Ponieważ strop terasy rędzinnej tworzy osady, które co najwyżej mogą sięgać swym początkiem do fazy początkowej okresu subatlantyckiego, rynna ta nie może być starsza. W miarę wcinania się Wisłoka na linii jego dzisiejszego biegu, terasa rędzinna była zalewana i nadsypywana w czasie katastrofalnych powodzi. Wówczas wody wykorzystywały tę starą rynnę i płynąc w niej zapobiegały jej zamuleni. Późniejsze wylewy Wisłoka spowodowały usypanie równoległe do obecnego koryta wału powodziowego, który utrudnił dostęp wód do rynny starorzecza. I dlatego np. w lipcu 1934 r. wody nie dotarły do tego starorzecza, a dalej na północ zalały tylko niższe części terasy rędzinnej płynąc między innymi ku wschodowi obniżeniem koło wsi Łąka [171].

Budowa terasy rędzinnej w Rynnie Podkarpackiej jest podobna jak w Rzeszowie. W Trzebownisku, około 5 km na północ od Rzeszowa, przebito w wierceniach leżącą na żwirach serię glin pylastych i piaszczystych o miąższości do 6 m. W podcięciu odsłania się również seria glin, wśród których na głębokości 3,5—4,5 m występują torfy. Koło Terliczki pod 5 m glin ukazują się piaski i żwiry słabo obtoczone (nawet kanciaste),

\* Przepuszczenie to potwierdzają materiały archiwalne świeżo opublikowane przez B. S t r z e l e c k ą (Czasopismo Geograficzne, 1958).

żelaziste, które trudno mi powiązać z innymi stanowiskami żwirów holocenijskich. Prawdopodobnie są to osady serii peryglacialnej ostatniego zlodowacenia, które zachowane są pod pokrywami holocenijskimi [128]. Z Woli Dalszej koło Łańcuta L u d e r a [78] opisuje serie iłów torfiastych i piasków z roślinnością typowo holocenijską. Świadczy to, że pokrywa holocenijska jeszcze w odległości około 25 km od wylotu Wisłoka z Karpat nie traci swej znacznej miąższości.

Doliny boczne tego odcinka Wisłoka można podzielić na dwie grupy. Doliny nacinające strefę brzezną Pogórza Karpackiego i Przedgórze [53] mają u swego wylotu usypane stożki, podwyższające terasę rdzinną. U wylotu Mleczy w Przeworsku mady pylaste osiągają miąższość 9—14 m. W podpartych dolinach bocznych na terenie Kotliny Sandomierskiej osadzają się natomiast drobne mułki i rosną torfowiska. Typowy charakter rynny torfowiskowej ma dolina Mrowli, która stanowi część Rynny Podkarpackiej.

### D o l i n a S a n u

Kręta dolina Sanu składa się w odcinku karpackim z wyraźnych zwężeń i rozszerzeń, przy czym stale zaznaczają się wahania spadku [50]. San niesie niewiele materiału grubego, łachy kamieńców występują rzadko. Koryto, głównie w górnym odcinku po Międzybrodzie, jest szerokie do 100 i więcej metrów. Z wody wystają ciągnące się łańcuchami progi skalne (berda). U ujścia potoku Wołosatego wyraźnie zaznaczają się terasy 4—6 i 1—2 m, towarzyszące współcześnie pogłębianemu korytu, wyciętemu na dużych odcinkach w skale. Terasa o wysokości 4—6 m przechodzi łagodnie w stoki wyścielone pokrywami grawitacyjnymi. Żwiry spoczywają na wyraźnym cokole skalnym wysokim 3—4 m. Około 1 km od Sanu w bocznej dolinie w Smolniku występuje fragment tej terasy o wysokości 3 m zbudowany z tłoku żwirowego o różnym stopniu obtoczenia. Bliżej stoku wzrasta ilość materiału kanciastego, równina terasy przechodzi w powierzchnię stoku. W pokrywę tę włożona jest seria o miąższości 1,2 m tworząca terasę do 1,4 m wysokości:

Głębokość w m	U t w o r y
0,00—0,80	gliny napływowe (mady)
0,80—1,20	iłły napływowe ze szczątkami roślin (patyki), w spągu z wkładkami torfu
1,20—1,40	żwiry terasy 3-metrowej

Stosunek obu pokryw wskazuje, że terasa 3 m i wiążąca się z nią terasa Sanu 4—6 m powstały w okresie ostatniego glacjału, a terasa niższa jest holocenijska.

Na odcinku między Dwernikiem a Rajskim San płynie zakolową doliną o przeciętnym spadku 4%. Tu występują trzy, a nawet cztery terasy,

z których najwyższa osiąga wysokość 8 m i w czasie badań prowadzonych nad Sanem przez ośrodek krakowski (1954—1955) została powiązana z ostatnim glacialem na podstawie zazębienia się z pokrywami soliflukcyjnymi. Terasa ta oraz terasy młodsze są erozyjne i mają cienki nadkład żwirów. Łącznie zajmują pas o szerokości 200—400 m, przy czym korytu towarzyszą wąskie łachy kamieńca. Zaraz poniżej przełomu w Rajskim spadek Sanu dość raptownie maleje. Terasa z ostatniego glaciału osiąga tu wysokość 7—8 m, w miejscach podniesionych stożkami — do 10 m. Terasa ta zbudowana jest z serii piasków i żwirów słabo obtoczonych. W pokrywę tę włożone są osady 2 niższych teras o wysokości 4—5 i 1,5—2,5 m, na zakolach raczej wyciętych. W odróżnieniu od terasy 7-metrowej przechodzącej łagodnie w stoki, oddzielone są one wyraźnymi krawędziami. W piaskach i żwirach terasy niższej (1,5 m), w spągu podcięcia, występują wkładki ze szczątkami roślinnymi, wśród których stwierdziłem orzeszki buka. Świadczą one o młodoholocenijskim wieku najniższej terasy [141, 146].

Poniżej ujścia Czarnego w dolinie Sanu maleje wyraźnie odstęp pomiędzy dwiema terasami. Wyższa ma powierzchnię nierówną, na zakolach jej wysokość nad korytem zmienia się od 5 do 8 m. Nadkład glin i niekiedy dość świeże podcięcia przemawiałyby za jego późniejszym przemodelowywaniem. Terasa niższa osiąga wysokość 3—5 m, tak że często od terasy wyższej oddziela ją jedynie krawędź o wysokości do 2 m. Krawędź ta na zakolach, po stronie wklęsłej, jest często zupełnie niewyraźna — przeciwny zaś brzeg jest współcześnie podcinany. Wskazuje to na ześlizgiwanie się zakoli w okresie postglacialnym.

W odcinku Solinki sytuacja w dolnym biegu wygląda podobnie. Jeszcze poniżej przełomu przez grzbiet Czaków—Kiczera terasa z ostatniego glaciału, zbudowana ze żwirów z nadkładem utworów soliflukcyjnych, ma wysokość 6—9 m, terasy holocenijskie są wyraźnie wycięte. Powyżej Soliny granica zaczyna się zacierać.

Na północ od Myczkowiec rozciąga się kotlinka Uherek Mineralnych, której dno stanowi płaska terasa wysokości około 5 m nad San, przechodząca powoli w łagodne stoki \*. W kotlinie tej, odwadnianej przez potok Olszanica, pod 2,5 m serią mad piaszczystych ciągną się żwiry, nie przewiercone często do 10 m. Na głębokości 6 m występuje soczewka torfów. Należy przypuszczać, że i tu pokrywa z ostatniego glaciału została nadsypana w holocenie.

Poniżej Zwierzyna, gdzie spadek doliny wzrasta i brak jest większych dopływów, znów zaznacza się dwudzielność teras. W Zasławiu, niedaleko od ujścia Osławy, terasę o wysokości około 4 m buduje seria glin piasz-

\* Fragmentów terasy 1 m, towarzyszących korytu, nie brałem pod uwagę.

czystych i żwirów miąższości 2—4 m, leżąca na nierównym cokole skalnym. W Sanoku terasa 5—7 m wysoka podnosi się wyraźnie ku stokowi do wysokości 10 m (ryc. 37 A—D). Dalej od Sanu występują w niej gliny piaszczyste podścielone serią żwirów do 6 m miąższości. W osi doliny natomiast grubość aluwów maleje. Tu w spągowych żwirach na wysokości koryta występują szczątki roślinne. Wąs przeprowadził analizę pyłkową osadu, która wykazała następujący skład pyłków drzew: *Pinus* 71%, *Picea* 11%, *Betula* 9%, *Alnus* 7%, *Salix* 1%, *Corylus* 1%. Flora ta wskazywałaby, zdaniem Wąs a, na okres chłodny i wilgotny, który byłbym skłonny wiązać z Allerödem. Ponieważ dno skalne jest nierówne, a żwiry z roślinnością wypełniają jedną z rynien wyciętych w skale, należałoby przyjąć istnienie w późnym glacie intensywnej erozji. Została wtedy rozcięta pokrywa z ostatniego glacialu, a rzeki docięły się do litej skały. Młodsze osady wypełniły „wyrwę“ w obrębie terasy glacialnej. Dziś jest jedna zasadnicza terasa denna.

Na północ od Sanoka, aż po Przemyśl, San przepływa przez szereg zwężeń przełomowych i małych denudacyjnych kotlinek. Spadek waha się od około 3 do poniżej 0,15‰. Korytu towarzyszą płyty kamieńca erozyjnego, terasa łęgowa 3—4 m wysoka i terasa rędzinna 7—10 m [50]. Terasa rędzinna o szerokości czasem do 2 km jest dalszym ciągiem poziomu 5—7 m z rejonu Uhrec i Sanoka. Tworzą ją żwiry i piaski nad-sypane płaszczem glin miąższości 2—4 m. K a c z m a r [41] znalazła w spągowych żwirach koło Dynowa pnie drzew ułożone poziomo. Dość ostra granica spągowych żwirów i stropu gliniastego świadczy o dość nagłym przejściu z akumulacji korytowej do terasowej, które było związane z wecinaniem się koryta. W Podbukowinie koło Dubiecka w poziomie terasy rędzinnej leży duże starorzecze otaczające górę meandrową [54]. Terasa na początku pętli ma wysokość 6 m nad Sanem i jest zbudowana w stropie z glin. Dalej od rzeki zaczyna się torfowisko, którego powierzchnia podnosi się do wysokości 10 m nad poziom Sanu. W wierceniu wykonanym przez pracowników Instytutu Botaniki PAN została przebita 8-metrowa seria torfu z kredą jeziorną, gytą i mułkami w części spągowej. Nieopublikowane wyniki badań M a m a k o w e j pozwalają przyjąć późnoglacialny wiek niższych części tej serii. Niżej w poziomie 2 m nad dzisiejszym korytem Sanu leżą słabo obtoczone piaski i żwiry wskazujące na środowisko peryglacialne. Można zatem przypuszczać, że w okresie poprzedzającym akumulację mułków i torfów w starorzeczu, a więc u schyłku starszego dryasu, koryto erozyjne Sanu leżało na poziomie 2 m wyższym niż współczesne. W późnym glacie trwała erozja wgłębna Sanu. Koryto leżało może nawet niżej niż obecnie. Dopiero w holocenie równocześnie z rośnięciem torfowiska dno było podnoszone przez aluwia.

U wylotu Sanu z Karpat w Przemyśle dno doliny zajmuje terasa rędzina o wysokości 7—9 m oraz towarzyszące korytu fragmenty terasy łęgowej o wysokości 3—5 m. Terasę wyższą tworzą dwie zasadnicze serie. Są to: od góry 1) mady pylaste i piaszczyste z poziomami piasków w spągu miększe 5—7 m i 2) żwiry dobrze obtoczone, przewiercone w Prałkowcach koło Przemyśla na poziomie 9,5 m poniżej poziomu koryta [115].

W Przemyśle-Bakończycach już w obrębie stożka napływowego Wiaru przewiercono na terasie rędzinnej serię aluwiów miąższości 7—9,5 m (ryc. 37 F). Można tu również wydzielić zasadniczo dwa poziomy. Górny miąższości 4—6 m ma wyraźne wkładki torfów, w dolnym zaś żwirowym występują wkładki piasków. Na holocenijski wiek terasy w dolinie Wiaru zwrócił już wcześniej uwagę T e i s s e y r e [157], stwierdzając w podcięciach terasy pnie drzew.

Na wschód od Przemyśla dolina Sanu rozszerza się i za Hurkiem San skręca na północ. Dno doliny 6—8 km szerokie zajmuje terasa rędzina o niespokojnej powierzchni wzniesionej 7—9 m nad korytem Sanu. Równina terasy bliżej rzeki jest wyższa, a ku wschodowi obniża się. Urozmaicają ją liczne starorzecza — niektóre świeże, wypełnione wodą, inne zarównane. Często krzywizna zakoli tych jest tak duża, że zakola mają wyraźne wąskie szyje; forma ich zatem znajduje się w najdalszym stadium rozwoju. Większość starorzeczy jest dziś oddzielona od koryta Sanu naturalnymi wałami powodziowymi. Najwyraźniejsze z nich leżą w sąsiedztwie Sanu, a ich dna na poziomie terasy łęgowej. Terasa łęgowa występuje tylko w nielicznych fragmentach.

W Hurku w podcięciu terasy rędzinnej o wysokości 8,3 m odsłania się od góry do dołu sześć poziomów (ryc. 37 G):

Głębokość w m	U t w o r y
1) 0,00—4,30	gliny piaszczyste przechodzące niżej w siwe gliny i mulki przewarstwiane piaskami
2) 4,30—5,90	piaski żółte, równoziarniste, warstwowane
3) 5,90—6,05	mulki siwe leżące na płaskiej powierzchni erozyjnej, ścinające zarówno niżej leżące gliny (poziom 5) jak i włożone w nie żwiry (poziom 4)
4) 6,05—7,00 (i prawdopodobnie niżej)	łtok żwirowo-piaszczysty o nieznannej bliżej miąższości, włożony w osady poziomów 6—5. Są to żwiry i otoczaki często bardzo dobrze warstwowane o średnicy maksymalnej do 16 cm, w znacznym stopniu zażelazone. W łtoku tym tkwią toczneńce ilów barwy stalowej oraz ułożone poziomo gałęzie i pnie drzew do 30 cm średnicy
5) 6,05—6,60	głina siwa, plastyczna, w stropie żółta, wyraźnie zwietrzała (gleba kopalna?)
6) 6,60—8,30	piaski rzeczne o bardzo słabo zaznaczającym się warstwowaniu, dobrze lub słabo obtoczone, zwykle równoziarniste. W spągowej ich części na głębokości 7,80 m zaznacza się poziom mulków piaszczystych zawierający liczne szczątki roślinne



Analizę roślinności poziomu 6 przeprowadziła Sobolewska. Badania palynologiczne wykazały:

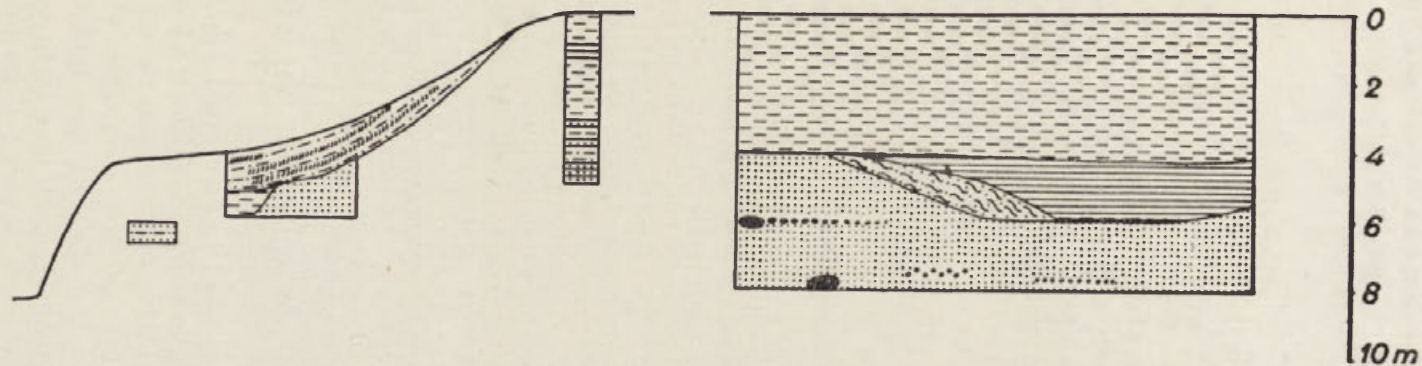
Drzewa	Zawartość %	Rośliny zielne	Zawartość %
<i>Pinus</i>	80	<i>Araliaceae</i>	2,0
<i>Betula</i>	18	<i>Artemisia</i>	2,0
<i>Picea</i>	4	<i>Chenopodiaceae</i>	4,0
		<i>Gramineae</i>	314,0
		<i>Polypodiaceae</i>	2,0
		<i>Rubus</i>	2,0
		<i>Thalictrum</i>	2,0

Stosunek pyłków roślin zielnych do drzew = 328%.

Zdaniem Sobolewskiej mała frekwencja pyłków, ich skład, a także znalezione 9 orzeszków *Betula alba* wskazuje na okres, w którym rósł rzadki las sosnowo-brzozowy z domieszką świerka. Osad reprezentuje „prawdopodobnie schyłek późnego glacjału“.

Na podstawie wyżej omówionych cech stwierdzam wyraźną trójdzielność osadów w Hurku. Najstarsza seria (warstwy 6 i 5) reprezentuje część schyłkową późnego glacjału. Początkowo trwała faza akumulacji korytowej (warstwa 6), która następnie w związku ze zmniejszeniem siły transportowej Sanu zmieniła się w fazę akumulacji terasowej, której prawdopodobnie towarzyszyło pogłębianie koryta rzeki. „Mady“ warstwy 5 powstawały już chyba w okresie najstarszego holocenu. Serię włożoną (warstwa 4) wiąże z wilgotnym okresem atlantyckim na podstawie stosunku do niżej omówionych odsłoneń z Torek (ryc. 38), w których stwierdziłem w podobnej wysokości osady z optimum klimatycznego. Po chwilowym zastoju akumulacji i fazie rozcinania koryt (warstwa 3) nastąpiła faza akumulacji piasków (warstwa 2), które wiąże z okresem subatlantyckim. Mady powodziowe składane były w okresie późniejszym, gdy rzeka znów zaczęła się wcinać.

W Chałupkach Medycznych terasę rędzinną 6,5 m wysoką budują gliny pylaste i piaszczyste do 4 m grube, podścielone piaskami, w spągu których występują wkładki żwirów o średnicy do 5 cm. Wiercenia przebijają serię aluwiiów 12—20 m miąższości, leżących na nierównym podłożu mioceńskim (ryc. 37). W szeregu przekrojów rysuje się pozornie prosty obraz „jednego“ cyklu sedymentacyjnego od żwirów w spągu, przez piaski do glin pylastych w stropie. Na obszarze największego zgrupowania wierceń (ryc. 37 H) wyraźnie widać nierówny poziom żwirów, których strop wykazuje deniwelacje do 3 m. W serii żwirów, których miąższość sięga do 13 m, na głębokości około 11—14 m zaznaczają się wyraźnie wkładki piasków i glin; w stropowej części żwirów, 11 m od powierzchni, występują piaski i żwiru z drewnem oraz korą drzew (rynnny późnoglacialne?).



Ryc. 38. Profil terasy rędziny i łąkowej w dolinie Sanu koło Torek

W serię piaskowców i żwirów z okresu atlantyckiego (z pniami drzew) włożone młodsze mułki, później nadsypane madami. Terasa łąkowa wycięta w rędzinie, później nadsypana.

Objaśnienia znaków jak ryc. 33

Wahania stropu piasków również sięgają tu do 3,5 m. To zróżnicowanie przestrzenne głębokości położenia różnych serii nie wyklucza, że i tutaj są zarejestrowane fazy erozji i akumulacji, a serie młodsze są włożone w starsze.

Inny ciąg wierceń (ryc. 37 I) bardzo przypomina sytuację z przekroju w Hurku. Na powierzchni erozyjnej ścinającej stare żwiry i ropy miocenijskie, 13 m od powierzchni terasy, leży poziom żwirów przechodzący w piaski o miąższości około 4 m. Żwiry te przykrywa warstwa mułków miąższości do 1 m, wyraźnie rozcięta (brak mułków) i nadsypana piaskami i żwirami młodszymi. Porównanie z profilami z Dębicy, Rzeszowa i Hurka nasuwa następującą interpretację: żwiry i piaski pod mułkami pochodzą z późnego glacjału, górne piaski i żwiry są młodsze (okres atlantycki?). Stropowe gliny o miąższości około 5 m z wyraźnymi soczewkami piasków uważam za osadzone w okresie subatlantyckim. Bliżej Sanu piaski tworzące wały powodziowe sięgają nawet do powierzchni terasy (ryc. 37 G). Dalej od rzeki gliny o miąższości 3—5 m spoczywają na piaskach, których strop leży na zmiennej głębokości od 4 do 7,5 m od powierzchni.

Na południe od Torek w podcięciu płaskiej terasy rędzinnej o wysokości 8 m odsłaniają się (od góry, ryc. 38):

Głębokość w m	U t w o r y
1) 0,00—4,00	gliny pylaste i piaszczyste smugowane, w stropie żółte, w spągu siwe
2) 4,00—6,00	ropy siwe osadzone w wodzie stojącej, wyścielające rynnę starorzecza wyciętą w piaskach poziomu 3. W spągu ropy leży poziom szczątków roślinnych przyniesionych przez wodę. Kopalna rynna ma dno płaskie, na jej zboczach o nachyleniu około 20° występuje warstwa spływów zboczowych o miąższości 1 m. Są to na przemian piaski i ropy zaburzone, o strukturze fluidalnej, osadzone prawdopodobnie na zboczu rynny wypelnionej wodą
3) 6,00—8,00	piaski poziomo warstwowane z wkładkami żwirów. Na uwagę zasługują tu dwa poziomy: <ol style="list-style-type: none"> <li>a) najniższy, złożony ze żwirów z pniami drzew o średnicy do 60 cm</li> <li>b) na wysokości 2 m nad korytem, zbudowany ze żwirów z dużą ilością szczątków roślinnych, muszli ślimaków i kongrecji lub soczewek ropy. Osady o podobnym charakterze powstają dziś na kamieńcach rzek górskich.</li> </ol>

Z poziomu b) pobrałem próbkę do analizy pyłkowej, którą wykonała *S o b o l e w s k a* (str. 171).

Spektrum odpowiada lasowi mieszanemu z przewagą lipy. Brak jodły, grabu i buka oraz ziarn zbóż i chwastów. Zdaniem *S o b o l e w s k i e j* osad może pochodzić z początku VI okresu Nilssona, a więc z początku okresu atlantyckiego. W profilu tym odsłaniają się zatem osady z okresu optimum klimatycznego, w którym zgodnie z poprzednimi przypuszczeniami [54, 128] istniała na przedpolu Karpat faza intensywnej akumulacji. Rozcięcie rynny starorzecza mogło powstać w stosunkowo długim

czasie od schyłku okresu atlantyckiego po początek okresu subatlantyckiego. Wypełnienie go i nadkład glin wiąże z okresem subatlantyckim.

Drzewa	Zawartość %	Rośliny zielne	Zawartość %
<i>Pinus</i>	37,5	<i>Filipendula</i>	1,6
<i>Betula</i>	3,0	<i>Gramineae</i>	4,6
<i>Salix</i>	1,6	<i>Lycopodium</i>	1,6
<i>Picea</i>	9,3	<i>Polypodiaceae</i>	23,4
<i>Corylus</i>	8,0	<i>Rosaceae</i>	1,6
<i>Quercus</i>	1,8	<i>Umbelliferae</i>	1,6
<i>Tilia</i>	25,0	<i>Juglandaceae</i>	10,9
<i>Ulmus</i>	6,2	<i>Varia</i>	3,0
<i>Alnus</i>	6,2		
<i>Prunus</i>	1,6		

Kilkadziesiąt metrów na północ od opisanej odkrywki dobrze odsłania się strop terasy rędzinnej i można uchwycić tu jej stosunek do niższej terasy łęgowej (ryc. 38). Strop terasy rędzinnej:

Głębokość w m	Utwory
0,00—0,80	gleba; mada ciemnoszara, humusowa
0,80—1,05	glina pylasta żółta
1,05—1,30	glina ilasta stalowa
1,30—3,20	glina poziomo smugowana, często piaszczysta, barwy zmiennej, przeważnie żółtawa
3,20—3,32	piasek pylasty
3,32—3,50	glina siwa, w spągu wapnista
3,50—3,60	piasek biały, plamisty, o zaburzonem warstwowaniu (złożony na powierzchni pokrytej roślinnością)
3,60—3,72	glina siwa, wapnista
3,72—3,75	wkładka piasku
3,75—3,85	mulek ilasty siwy
3,85—3,90	piasek gliniasty
3,90—4,05	ił siwy zązębiający się z piaskami
4,05—4,13	piasek barwy białej z rdzawymi naciekami
4,13—4,17	mulek ilasty siwy
4,17—4,32	piasek warstwowany plamisty
4,32—4,37	mulek ilasty siwy
4,37—4,61	piasek różnoziarnisty warstwowany, żółtordezawy
4,61—4,68	ił siwy wapnisty porowaty, smugowany, z wkładkami piasku
4,68—5,00	piaski poziomo warstwowane równoziarniste

Ta zmienność kilkucentymetrowych warstw piasków, glin i ilów na głębokości 3,20—4,68 m wskazuje, że rzeka osadzała na zmianę materiał drobny i gruby. Oznacza to, że w czasie gwałtowniejszych powodzi osadzany był piasek, w czasie wylewów ledwo przekraczających krawędź terasy — frakcja pyłowa i ilasta. Z czasem koryto wcięło się na tyle, że powierzchnia terasy była osiągalna tylko w czasie katastrofalnych wy-

lewów, a woda na tej wysokości mogła nieść tylko drobny materiał — tak powstał 3,3 m nadkład glin.

Poniżej terasy rędzinnej występuje terasa łęgowa 4,0—4,4 m. Jest ona zbudowana na wysokości 2—3 m nad poziom koryta z piasków i glin. Seria ta jest włożona w rynnę wcięta w piaskach z okresu optimum klimatycznego. Strop terasy tworzą namuły Sanu, zazębiające się z deluwiami zboczowymi dolnej części zadarnionej krawędzi terasy rędzinnej (ryc. 38).

Na północ od Torek znane są profile terasy rędzinnej opisane przez Kulczyńskiego [70], cytowane przez Klimaszewskiego [54]. W Wyszatycach na lewym brzegu Sanu pod 3 m glin i 3,30 m piasków, ale na żwirach, leżą w głębokości 6,90 m piaski zawierające szczątki *Abies*, *Picea*, *Taxus*, *Fagus*, *Quercus*, *Carpinus*. Podobna roślinność ukazuje się w odkrywce na prawym brzegu Sanu w Walawie pod około 5-metrową warstwą glin. Obecność jodły i buka wskazuje zdaniem Środonia na subatlantycki wiek osadów. W Walawie na lewym brzegu Sanu odsłania się [70] natomiast:

Głębokość w m	Utwory
1) 0,00—1,20	glina
3) 1,20—2,70	glina z kredą jeziorną i limonitem oraz szczątkami roślin: <i>Pinus</i> i <i>Betula</i> . W serię tę oraz niższe podścielające ją włożone są piaski młodsze (warstwa 2)
4) 2,70—4,20	ił niebieski bez roślinności
5) 4,20—5,60	ił z wkładkami piasków i wstęgami flory dryasowej
6) 5,60—6,20	żwiry i piaski
7) 6,20—	nieprzebite ily krakowieckie

Podobne ily i piaski z florą dryasową pokazujące się na prawym brzegu Sanu w Baryczy, pod 5-metrowym nadkładem glin holocenijskich [70], uważane są za resztkę pokrywy z okresu zlodowacenia środkowopolskiego [54]. Występowanie iłów tych na obu brzegach Sanu przemawia za tym, że jest to pokrywa z ostatniego glacjału osadzona przez wody roztopowe na żwirach z fazy starszej, anaglacialnej. Warstwa 3 z Walawy może pochodzić z późnego glacjału, piaski zaś włożone w nią są holocenijskie.

Ostatnie obserwacje w dolinie Sanu dokonałem w okolicy Radymna. Na tym odcinku występują dwie terasy: rędzinna o wysokości 7—8 m i łęgowa o wysokości 5 m. Terasę rędziną budują gliny pylaste o miąższości około 4 m, których profil wykazuje 4—5 ciemnych, brunatnospielatych smug. Są to próchniczne poziomy glebowe przykryte późniejszymi pokładami glin. Wskazują one na istnienie długich wieloletnich przerw, w czasie których nie było akumulacji namułów. Poziomy te niekiedy wyściełają płytkie rynny. Wyższe poziomy glebowe ścinają nie-

kiedy niższe. Świadczy to o tym, że równocześnie z akumulacją na powierzchni teras przebiegała erozja. W osady terasy rędzinnej wyraźnie jest włożona pokrywa glin terasy łąkowej (fot. 34). W spągu tych glin pokazują się piaski i żwiry, które, być może, należą do serii terasy rędzinnej.

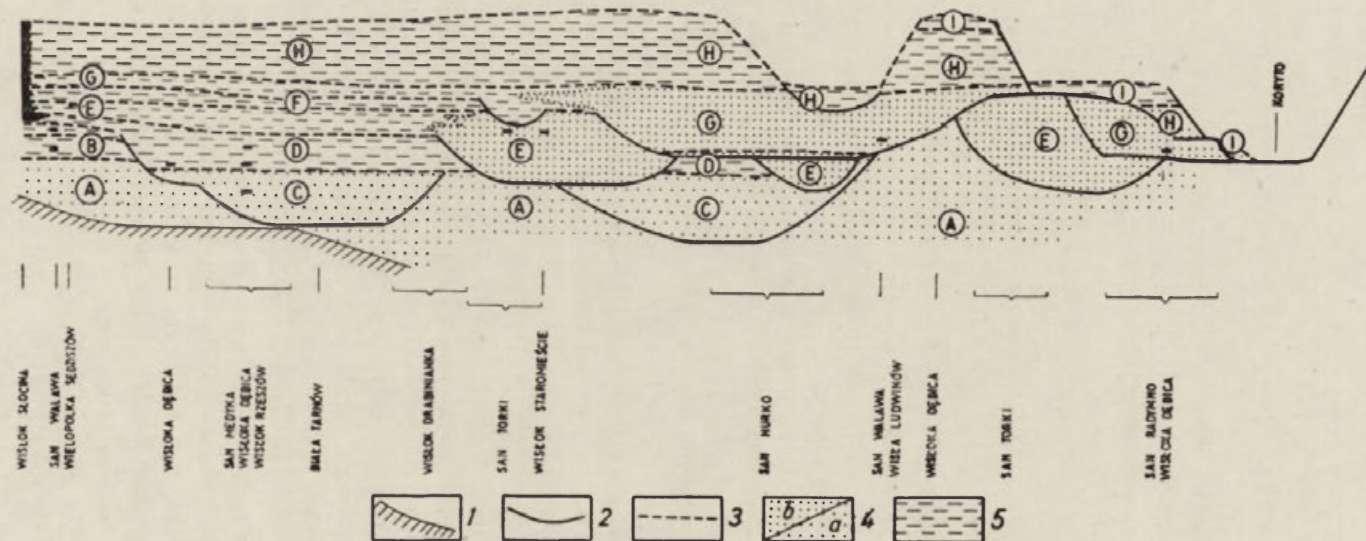
Odsłonięcia na odcinku Hurko—Barycz, jak również z okolic leżącego na północ Jarosławia [139, 140], pozwalają zatem na stwierdzenie czterech faz wzmózonej akumulacji: glacialnej, późnoglacialnej, z okresu atlantyckiego i subatlantyckiego.

#### FAZY EROZJI I AKUMULACJI PÓZNOGLACJALNEJ I HOLOCENSKIEJ NA PRZEDPOLU KARPAT

Z przytoczonych materiałów wynika, że osady późnego glacjału i holocenu najpełniej są wykształcone w strefie podkarpackich stożków napływowych u wylotów dolin karpackich. Analiza osadów, tworzących stożki terasy rędzinnej wysokości zmiennej 7—12 m oraz terasy niższe, pozwala wyróżnić kilka faz erozji i kilka faz wzmózonej akumulacji w późnym glacialu i holocenie. Przy ustaleniu stratygrafii opierałem się przede wszystkim na profilach z doliny Wisłoki, Wisłoka i Sanu. W osadach ostatniego glacjału i holocenu wyróżniam łącznie 9 poziomów (ryc. 39). Cztery z nich (poziomy A, C, E, G) odpowiadają fazom wzmózonej akumulacji w facji zarówno korytowej jak terasowej, pięć zaś (poziomy B, D, F, H, I) fazom rozcinania, w czasie których także osadzone były aluwia, ale tylko w facji terasowej.

F a z a a k u m u l a c y j n a A jest reprezentowana przez osady leżące często bezpośrednio na łąkach miocenijskich [128]. Są to żwiry słabo lub dobrze obtoczone, silnie scementowane, stwierdzone w dolinie Wisłoki, Wisłoka, Sanu, Dunajca i innych. Wiąże je z początkową, anaglacialną fazą zlodowacenia bałtyckiego, gdy klimat wilgotny i procesy soliflukcyjne sprzyjały raczej transportowi grubego materiału w korytach. W dolinie Wisłoki żwiry te włożone są w rynnę wyciętą w utworach rzecznych i zastoiskowych zlodowacenia środkowopolskiego [128].

F a z a e r o z y j n a B wskazuje na zmniejszenie siły transportowej rzek w następnej części ostatniego glacjału. Na żwirach poziomu A leżą łąki, mułki ilaste lub piaszczyste z florą dryasową o maksymalnej stwierdzonej miąższości 3 m. Zachowały się one w nielicznych miejscach: Walawa, Barycz [70], Ludwinów [146]. Osady te wskazują, że w tym czasie dostawa materiału z gór była niewielka, podczas powodzi roztopowych dno było zalewane i osadzał się drobny materiał. W okresie tym koryta rzek były pogłębiane, o czym świadczy występowanie serii C w głębokich rynnach.



Ryc. 39. Schemat faz erozji i akumulacji w stożkach na przedpolu Karpat. Fazy A—I objaśnione w tekście. Poniżej zaznaczono miejscowości i nazwy rzek, w których dolinach stwierdzone zostały poszczególne odcinki profilu

1 — podłoże starsze; 2 — powierzchnie erozyjne; 3 — kontakty akumulacyjne warstw; 4 — osady facji korytovej; a) z ostatniego glaciału, b) z holocenu; 5 — osady facji terasowej (powodziowej). Czarne powierzchnie oznaczają znalezione kopalne szczątki roślinne

F a z a a k u m u l a c y j n a C zarejestrowana jest w osadach, których miąższość sięga do 5 m. Są to osady wód szybko płynących, w spągu żwirowe, w stropie raczej piaszczyste. W łoku żwirowo-piaszczystym tkwią liczne szczątki roślin, między innymi pnie drzew [128, 129]. Stwierdzono następujące drzewa: *Pinus silvestris*, *Larix*, *Betula* i mniej liczne *Salix* i *Picea*. Typ osadów i roślinność wskazuje na okres wilgotny, ale dość chłodny. Fazę tę wiążę z Allerödem. Transport tak grubego materiału z gór zaznaczyć się musiał początkowo silną erozją [103, 173]. Dlatego przyjmuję, że rynny wycięte już wcześniej w fazie B zostały pogłębione właśnie na początku tego okresu (ryc. 33 A). Równocześnie z gwałtowną akumulacją trwała intensywne erozja boczna, której dziełem jest między innymi równina erozyjna w Dębicy, ze złożonymi na niej wałami piasków (ryc. 33 B—D). W miejscach gdzie mulki dryasowe serii B uchowały się przed erozją leżą na nich mulki facji terasowej, reprezentujące prawdopodobnie fazę C (Walawa [70]).

F a z a D zaznaczyła się zmniejszeniem aktywności rzek i sprzyjała wolnemu wcinaniu rzek w równinę akumulacyjną, która leżała około 7—10 m poniżej dzisiejszej powierzchni. Zalewane w czasie wylewów dno doliny zostało nadsypane serią mulków, glin, a niekiedy i piasków o łącznej miąższości do 3 m. Znalezione w niej wkładki torfów i szczątki roślinne w aluwiach wskazują na schyłek późnego glacjału i początek holocenu (Rzeszów, Hurko, Dębica). Brak natomiast wyraźnie datowanych osadów z okresu borealnego. Prawdopodobnie w tym suchym okresie [20, 141] rynny dolinne były już wycięte do głębokości i szerokości wystarczającej, aby wody powodziowe nie zalewały istniejącej wówczas terasy (ryc. 39, 40).

W f a z i e E istniejące rynny zostały wypełnione materiałem żwirowym i piaszczystym. Miąższość tych osadów, np. w Torkach nad Sanem i w Staromieściu nad Wisłokiem, przekracza nawet 4 m. Niekiedy osady te występują tylko 4 m poniżej powierzchni terasy rędzinnej, w innych przypadkach głębiej. Oznacza to, że strop serii E został później w wielu miejscach zdarty. W żwirach i piaskach tkwią pnie i inne szczątki roślinne, które wskazują na optimum klimatyczne holocenu. Dlatego osady serii E, świadczące o erozji w górach, powiązałem z okresem atlantyckim. Występowanie, z dala od osi dolin, monotonnych serii mulkowych reprezentujących różne ogniwa holocenu pozwala przyjąć, że również w tym okresie trwało na terasie osadzanie namulów.

F a z a F była okresem „zastoju“ akumulacji. W tym czasie zostały wycięte koryta, zasypane na początku okresu subatlantyckiego. Na nadsypywanie terasy w czasie powodzi wskazują mulki podścielające piaski młodsze, a leżące na powierzchni ścinającej włożone w siebie serie D i E. Fazę tę wiążę z okresem subborealnym, wyraźnie suchszym, ponieważ



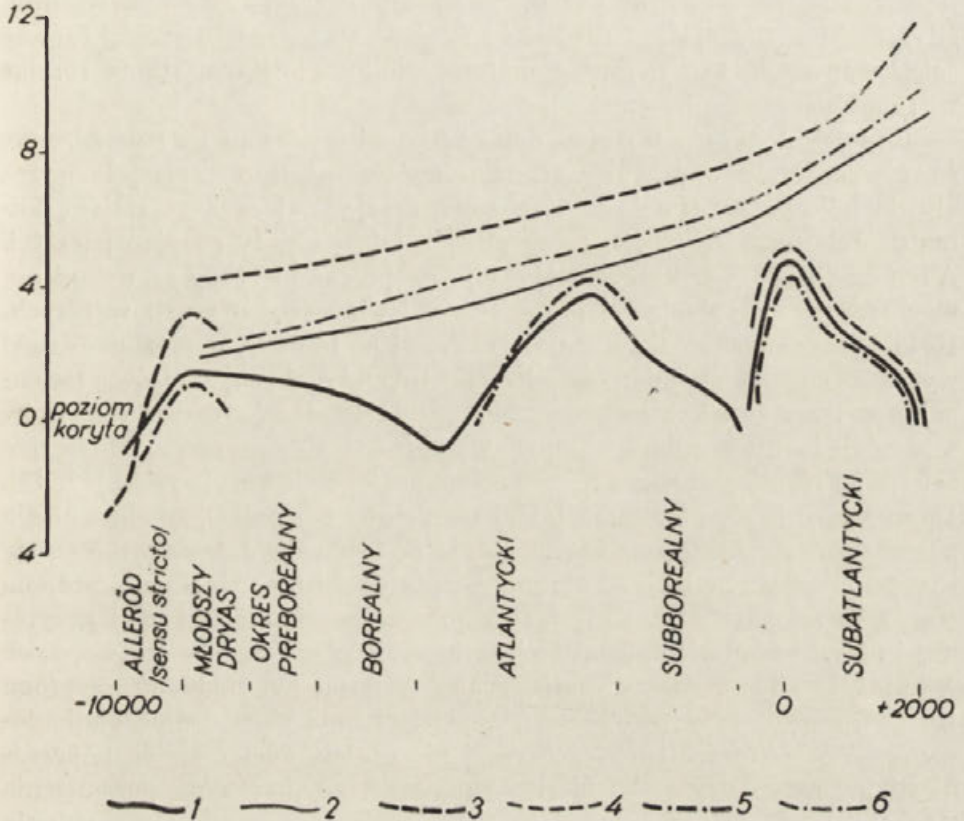
oddziela ona dwie wyraźnie wykształcone serie E i G, powiązane z okresami wilgotnymi.

F a z a G jest ostatnim okresem wzmoczonej gwałtownej akumulacji na przedpolu Karpat, będącej odzwierciedleniem erozji w górach. Rynny dolinne zostały wypełnione żwirami, piaskami i glinami, których miąższość jest rzędu 2—5 m. Równocześnie z dala od nurtu rzeki był składany materiał pylasty, a nawet ilasty. Wśród licznych poziomo ułożonych pni drzew stwierdzono liczne szczątki buka i jodły. Pozwalają one powiązać tę serię z tzw. subatlantyckim zwilgoceniem klimatu [146], które zapoczątkowało okres subatlantycki. W tym czasie wody płynęły po równinnych powierzchniach stożków napływowych, dzieliły się na szereg koryt, błędziły w niesionym materiale. Ta równina akumulacyjna miała stać się w przyszłości formą wyjściową terasy rędzinnej. Wraz z ustaniem gwałtownych powodzi rozpoczęło się rozcinanie powierzchni akumulacyjnej, trwające do dziś. Przebiegało ono w dwóch etapach.

F a z a H. Zgodnie z poglądem K a d a r a [43] błędzące rzeki płynąc szeregiem koryt, których ślady w postaci podłużnych bruzd znajdujemy na powierzchni terasy rędzinnej, zaczęły meandrować i powoli wcinać się w powierzchnię stożka z fazy G. Koryta niosące najwięcej wody wcinały się najszybciej, inne były powoli pozbawiane wody i odcinane. Płytkie meandrowe koryta przesuwwały się z biegiem rzeki tworząc szeroką równinę erozyjną, która leży około 2—4 m nad dzisiejszym korytem i jest zasadniczym trzonem terasy łęgowej. Równocześnie równina wyjściowa z fazy G była nadsypywana w czasie powodzi madami, początkowo bardziej piaszczystymi, później raczej ilastymi. Miąższość mad waha się od 3 do 5 m. Pylasty charakter aluwiiów i ich znaczna miąższość wiąże się z wylesieniem rozpoczętym w niektórych okolicach Karpat już w okresie kultury łużyckiej (pierwsze tysiąclecie przed Chr. [180]). W ten sposób kształtowały się równocześnie erozyjny cokół terasy łęgowej i akumulacyjna powierzchnia terasy rędzinnej.

F a z a I. W ostatnim tysiącleciu prawdopodobnie po krótkim okresie wilgotniejszym, gdy została poszerzona równina korytowa, rozpoczęło się dalsze wcinanie rzek w obrębie stożków. Za pogłębieniem w tym czasie koryt i późniejszym zalewaniem tylko w czasie wyjątkowych powodzi przemawiałyby znalezione przez J a n o w s k i e g o ślady osadnictwa wczesnohistorycznego na powierzchni terasy rędzinnej Wisłoka koło Rzeszowa. W ostatnim stuleciu pogłębianie koryt jest intensywniejsze, gdyż — obok zwiększonej, w związku z wylesieniem, częstotliwości powodzi — również regulacja koryt i wybieranie z nich piasków czy też żwirów sprzyja erozji. Tempo erozji wgłębnej w ciągu 50 lat dochodzi do 0,95 m (wodowskaz Łabuzie nad Wisłoką). Równocześnie z pogłębianiem trwa podnoszenie aluwiami powierzchni erozyjnej terasy łęgowej

3—5 m wysokiej, zasypywanie starorzeczy, a niekiedy w czasie katastrofalnych powodzi (np. w 1934 r.) zalewanie niższych części terasy rędzinnej. Erozja boczna prowadzi do powstawania listw terasowych, niższych od terasy rędzinnej.



Ryc. 40. Wahania poziomu koryta i podnoszenie poziomu terasy rędzinnej w obrębie stożków w dolinie Wisłoki, Wisłoka i Sanu. Na rysunku zaznaczono stwierdzone położenie koryta i przypuszczalne podnoszenie terasy rędzinnej w późnym glacie i w holocenie

1 — koryto Sanu poniżej Przemyśla; 2 — równina terasy rędzinnej Sanu; 3 — koryto Wisłoki koło Dębicy; 4 — równina terasy rędzinnej Wisłoki; 5 — koryto Wisłoka koło Rzeszowa; 6 — równina terasy rędzinnej Wisłoka

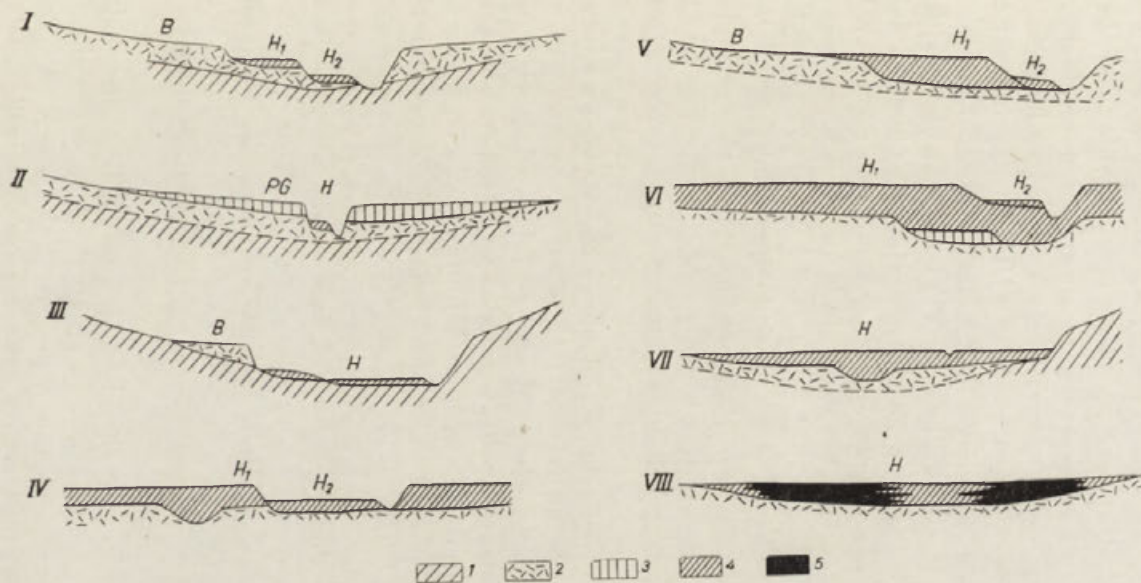
Należy podkreślić wyraźną nierównomierność rozwoju dolin karpackich w dwóch ostatnich fazach. Podczas gdy nad Wisłoką, Wisłokiem czy też Białą Dunajcówą terasa łęgowa jest dobrze rozwinięta, krawędź terasy rędzinnej ma przebieg zakolowy, a starorzeczka w pobliżu dzisiejszego koryta są raczej nieliczne, to w dolinie Sanu występują tylko jej niewielkie skrawki. Są tu natomiast rozwinięte dojrzałe i leżące na po-

ziomie terasy łęgowej zakola, wycięte w powierzchni terasy rędzinnej i wyraźnie zawieszone progiem nad obecnym korytem. Oznacza to, że pogłębianie koryta Sanu (faza I) rozpoczęło się w stadium „zakolowym” starszej fazy przed utworzeniem równiny terasy łęgowej. Czy wcinanie się koryt będzie trwało długo? Prawdopodobnie erozja ulegnie osłabieniu, gdyż rzeki zaczynają już miejscami nacinać stare, często scementowane cokoły zwirowe, których przy małym spadku nie jest w stanie rozciąć woda płynąca.

Budowa stożków u wylotów dolin karpackich pozwala na stwierdzenie, że równocześnie z przykrywaniem aluwiów ostatniego glacjału przez aluwia holocenię trwała w Karpatach erozja, związana ze zmianą klimatu. Jako granicę morfogenezy postglacialnej należy przyjąć początek Allerödu (faza C), w którym pojawiają się po raz pierwszy po ustąpieniu morfogenezy peryglacialnej grube osady, świadczące o erozji w górach. Rośnięcie pokryw stożków do wysokości 10—14 m było możliwe dzięki występowaniu na przemian okresów wilgotnych i suchych, okresów o zmiennej sile transportowej rzek (ryc. 40). Stałą tendencją rozwoju stożków w dość jednolitym klimacie pluwialnym jest systematyczne podnoszenie zalewanej równiny stożka i równocześnie pogłębianie koryta rzeki [42, 43]. Doprowadza to do powstania takiej rozpiętości poziomów, że akumulacja powodziowa na powierzchni stożka staje się niemożliwa, trwa tylko erozja i ewentualna akumulacja w obrębie koryta. W historii stożków przedpola Karpat występują na zmianę fazy o przewadze akumulacji facji korytowej i o przewadze akumulacji facji terasowej. W okresach wilgotniejszych wskutek gwałtownego transportu gruby materiał był składany na progu Karpat, koryta były podnoszone, a powierzchnia stożka stale nadbudowywana. W okresach suchszych rzeki nie zdołały dociąć się do poprzedniego poziomu koryta. Nie jest wykluczone, że przyczyną podnoszenia stożków mogły być również słabe ruchy wginające w obrębie przedpola Karpat. Okresem zwrotnym stał się dopiero okres subatlantycki, gdy koryta rzek osiągnęły poziom dotąd nie spotykany (ryc. 40); po tym okresie nastąpiło szybkie podnoszenie madami terasy rędzinnej i równoczesne wcinanie się rzeki. Dziś powierzchnia terasy rędzinnej, z reguły nie osiągnięta przez powódzie, wyznacza maksymalny zasięg akumulacji holocenię.

#### STOSUNEK TERAS I POKRYW HOLOCEŃSKICH DO PERYGLACJALNYCH

Na obszarze Karpat fliszowych zaznaczają się wyraźne kontrasty w stopniu przekształcenia peryglacialnych den dolinnych i wykształceniu teras. Stosunek teras i pokryw holocenię do teras i pokryw z ostatniego glacjału jest w Karpatach różny. W górnych odcinkach dolin pokryw holocenię są włożone w rynny wycięte w pokrywach peryglacialnych,



Ryc. 41. Przykłady różnego stosunku pokryw holocenijskich do pokryw peryglacialnych w dnach dolin karpackich (rysunki schematyczne)

Profile spotykane w rejonach: *I* — w górnych biegach dużych rzek; *II* — w bocznych dolinach Beskidu Wyspowego; *III* — w odcinkach przełomowych; *IV* — w dnach dolin śródogórskich; *V* — w środkowych odcinkach dużych dolin; *VI* — w odcinkach dużych dolin na obszarze Pogórza; *VII*, *VIII* — w bocznych, często podpartych dolinach na obszarze Pogórza

*1* — cokół skalny; *2* — pokrywy peryglacialne rzeczne i stokowe; *3* — pokrywy rzeczne z późnego glacialu; *4* — pokrywy rzeczne z okresu holocenijskiego; *5* — pokrywy organogeniczne holocenijskie; *B* — równina terasy z ostatniego glacialu; *PG* — równina terasy z późnego glacialu; *H<sub>1</sub>*, *H<sub>2</sub>* — równiny teras z okresu holocenijskiego

a w dolnych odcinkach dolin karpackich aluwia holocenijskie są nałożone na aluwia peryglacialne (por. równina Crau [5]). W górnych odcinkach dolin gruba pokrywa osadów z ostatniego glacialu jest nacięta do głębokości 4—10 m. Nad korytem wznoszą się 1—3 terasy holocenijskie (najwyższa może być późnoglacialna), wycięte epicyklicznie w pokrywie peryglacialnej [130], mające cienki nadkład aluwii holocenijskich. Taki stosunek różnowiekowych pokryw występuje w górnych biegach dolin beskidzkich, a nawet dolin pogórskich (ryc. 41/1). Między innymi profil tego typu ma górna Wisła, górna Raba (Sieniawa), górna Łososina (obszar XI; Lipowe [130]), Hoczewka (obszar VI) i San powyżej Rajskiego. W wysokich partiach Beskidów osady peryglacialne stokowe i dolinne przykryte są grubymi aluwiami z okresu późnego glacialu i rozcięte w holocenie (obszar XI, ryc. 41/11). W zwężeniach przełomowych pokrywa z ostatniego glacialu zachowana jest w postaci fragmentów w wylotach dolin bocznych (przełom Skawy przez Beskid Mały, Raby przez Beskid Średni). Dno zajmuje, poza fragmentami niskich teras akumulacyjnych, rozległy kamieniec, w obrębie którego błędzi rzeka. Kamieniec jest przynoszony dalej lub też jest tu składany. Do wlotowej części przełomu jest on przynoszony z górnego biegu rzeki, w samym przełomie pochodzi z bocznych wylesionych dolinek. Kamieniec często pokrywa równinę utworzoną przez erozję boczną (ryc. 41/III, obszar X).

Posuwając się w dół dolin obserwujemy, że mimo włożenia w terasę z ostatniego glacialu młodszych pokryw granica teras zaciera się, akumulacja holocenijska sięga do poziomu równiny tej terasy. W spągu leżą osady pochodzące z pogranicza późnego glacialu i holocenu. W zwężeniach terasa starsza wynurza się wyraźnie na powierzchnię, w rozszerzeniach chowa się przykryta utworami holocenijskimi (ryc. 41/IV). Te odcinki dolin stanowią przejście do dolnych odcinków, gdzie akumulacja holocenijska wyraźnie nakłada się na osady z ostatniego glacialu. W kotlinach śródgórkich, szczególnie w Dołach Jasielsko—Sanockich, seria późnoglacialna i holocenijska leży na pokrywie z ostatniego glacialu. Wzdłuż koryta występuje terasa niższa łęgowa, zazwyczaj włożona (ryc. 41/V).

W podgórkich odcinkach walnych dolin karpackich dno zajmuje rozległa terasa rędzinna przechodząca na progu Pogorza w równiny stożków. Jest ona zbudowana w spągu z pokrywy glacialnej. W późnym glacialu trwało tu pogłębianie, na co wskazują żwiry z roślinnością złożone w kopalnych korytach Wisłoki i Sanu. Osady holocenijskie, reprezentujące różne ogniwa postglacialu, wypełniają wycięte rynny i tworzą strop terasy (ryc. 41/VI). Dziś w czasie powodzi terasa jest podnoszona. W terasie tej są wycięte niższe fragmenty współcześnie nadsypywane. Cieniejąca w górę dolin pokrywa glin na terasie rędzinnej wskazuje, że

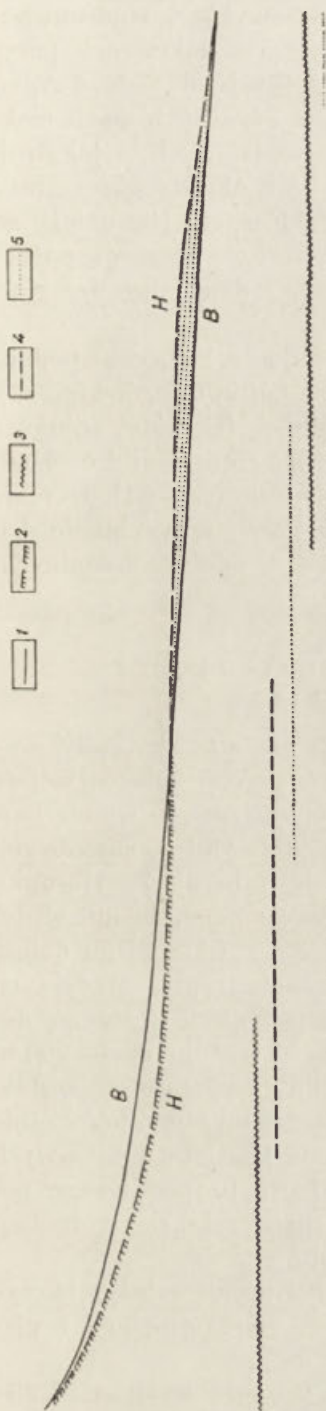
akumulacja w facji terasowej rozpoczynała się prawdopodobnie tym później im wyżej w górę doliny. W bocznych dolinach na obszarze Pogórza pylaste aluwia holocenijskie również nałożone są na peryglacialne. Ewentualne rozcięcia późnoglacialne lub staroholocenijskie są pogrzebane pod aluwiami (ryc. 41/VII). Erozja boczna doprowadziła niekiedy do podcięcia zboczy. Większość aluwów, zwykle pylastych, pochodzi z ostatniego okresu gospodarki człowieka. Deluwia zacierają załom między zboczem a dnem. Płytko wcięte rzeki wylewają w czasie każdego wyższego stanu wody.

Przyczyną akumulacji, poza małymi spadkami, szczupłymi korytami i intensywną denudacją, jest też podparcie akumulacją w głównych dolinach karpaccich. Dlatego w dolinach bocznych akumulacja z poszczególnych faz holocenu nakłada się na siebie. Przykładami takich dolin są dolina Strusiny, Dulczy (obszar II), Wielopolki (obszar III), Stobnicy (obszar IV) i innych. Doliny nacinające bezpośrednio próg Pogórza: Wielopolki i jej dopływów czy dolina Mleczy są zasypane grubą serią pylastych glin około 10 m. Przyczyną zasypywania są potężne stożki, usypane u wylotu do Rynny Podkarpacciej, zbudowane z deluwów lessowych, a których rzeki nie są w stanie przepłówać. Często, w podpartych dolinach bocznych, denudacja w obrębie zlewni nie jest w stanie nadążyć za akumulacją. Dlatego są tu strącane najdrobniejsze części ilaste i rozwijają się torfowiska niskie (ryc. 41/VIII). Przykładem mogą być szerokie zatorfione doliny dopływów Wisłoka koło Rzeszowa.

W dolinach karpaccich zarysowuje się wyraźna zmienność w stopniu przeobrażenia den peryglacialnych — od źródłowego odcinka doliny po jej wylot na przedpolu Karpat. We wszystkich dolinach karpaccich można ustalić, że następują po sobie kolejno: odcinek pogłębiony w holocenie, odcinek — w którym akumulacja holocenijska odbywa się dziś w poziomie terasy peryglacialnej i odcinek — w którym pokrywy holocenijskie nakładają się na starsze, a równina akumulacyjna przechodzi w stożki przedpola Karpat. Dalej na północ miąższość aluwów holocenijskich maleje i pokrywy peryglacialne znów ukazują się na powierzchni, a osady holocenijskie są w nie włożone. Pierwszą cechą, która rzuca się w oczy w profilu podłużnym dennych teras, to fakt, że spadek terasy peryglacialnej jest różny od spadku terasy holocenijskiej. Nie ma żadnych danych pozwalających wiązać te zmiany z wahaniami poziomu dalekiego morza [170]. Przyczyna większego spadku terasy bałtyckiej niż holocenijskiej tkwi w innym stosunku transportu stokowego do dolinnego i w innym obiegu wody w okresach ich tworzenia. W klimacie peryglacialnym w okresie letnim procesy stokowe znosiły materiał do den dolin, w których nie było warunków dalszego ich odprowadzania [130]. Dlatego miąższość pokryw peryglacialnych zalegających dna dolin dużych

jest większa w Beskidach niż na progu Karpat. W holocenie natomiast, szczególnie w okresie powodzi letnich, następuje równocześnie denudacja na zboczach i transport w dnach dolin. Dostawa ze zboczy hamowana jest przez szatę roślinną. Rezultatem tej odmienności jest fakt, że pokrywa bałtycka, rozcięta w górnych biegach dolin, zanurza się niżej pod osady holocenijskie, których miąższość stale w dół wzrasta. Zjawisko zanurzania nie jest prawdopodobnie wywołane przyczynami tektonicznymi, ponieważ obserwowałem je również w małych dolinach Pogórza (obszar I, II, III) i Beskidów (obszar XI). Część osadów wyprątniętych z beskidzkich „erozyjnych“ odcinków została złożona w odcinku pogórskim i na przedpolu Karpat. Między fazami wzmoczonej erozji w górach, znajdującymi swe odbicie w terasach erozyjnych, a fazami wzmoczonej akumulacji, zarejestrowanymi na progu Karpat, musi istnieć jakiś związek. Rozcinanie w Beskidach postępowało etapami i było przerywane okresami akumulacji. Wskazują na to dwie, a nawet trzy terasy wycięte lub lokalnie włożone w terasy peryglacjalne (dolina górnego Sanu, Dobra [59], Lipowe [130], obszary: VI, VIII, IX, XI). Z powodu braku szczątków roślinnych i poziomów przewodnich nie udało mi się dotychczas uchwycić dokładniej wieku tych teras. Stosunek osadów młodszych do pokryw peryglacjalnych wskazuje, że w późnym glacie pogłębianie koryt w dnach dużych dolin odbywało się na znacznej długości. Erozja wgłębna trwała wówczas nie tylko w Beskidach [130], ale i w pogórskich odcinkach dolin (Sanok, Podbukowina w dolinie Sanu, Tuchów w dolinie Białej i inne). Na progu Karpat i w niektórych kotlinach śródgórskich równocześnie odbywała się akumulacja. W okresie subatlantyckim (faza G) intensywna erozja trwała w górach. Akumulacja nie ograniczyła się wtedy do przedpola, gdyż znana jest z pogórskich odcinków dolin, kotlin śródgórskich, a nawet z samych Beskidów (Osielec, Łopuszna [146], Rajske). Porównanie terenów akumulacji z okresu Allerödu z terenami z okresu subatlantyckiego wskazuje, że obszary akumulacji zmieniają się, wędrują w holocenie w górę dolin.

Stożki na przedpolu Karpat, główny obszar akumulacji jeszcze w pierwszej części okresu subatlantyckiego, przestają dziś być obszarem akumulacji. Wody powodziowe zalewają jeszcze terasę rędzinną w odcinku pogórskim, nadsypują go też stożki dolin bocznych [128]. W Beskidach w wielu odcinkach przełomowych i powyżej nich, np. w dolinie Raby, Skawy, Solinki i innych, obok rozpoczynającej się akumulacji glin piaszczystych i tworzenia terasy rędziny trwa zasypywanie grubym materiałem koryt rzecznych i kamieńców. Materiał drobny przenoszony jest niżej. W odcinkach źródłowych przeważa po dziś dzień erozja i okresowy transport rumowiska (Rzyki, Gruszowiec). Obserwujemy zatem następującą kolejność procesów od góry w dół dolin: erozja wgłębna, akumulacja



Ryc. 42. Profil podłużny den dolin karpacczych (schemat)

1 — profil podłużny den dolin z ostatniego glacialu; 2 — profil podłużny den dolin w holocenie; 3 — odcinki doliny o przeważającej erozji w dnie doliny; 4 — odcinki doliny o przeważającej akumulacji w facji korytowej; 5 — odcinki doliny o przeważającej akumulacji w facji powodziowej (terasowej)

aluwiów w facji korytowej i akumulacja w facji terasowej (ryc. 42). Dojrzwianie den dolin i wykształcenie się teras holocenijskich w Karpatach postępuje wyraźnie od dołu. Proces ten został przyspieszony w okresie gospodarki człowieka, w którym wzrosła wielokrotnie ilość materiału niesionego i wzrosły wahania stanów wody. W obrębie wielkich stożków holocenijskich na progu Karpat obserwujemy dziś nową fazę erozji, ponieważ zostało tu osiągnięte stadium dojrzałości „równiny akumulacyjnej“ [43]. Równocześnie z erozją wglębną i wsteczną w korytach rozcinających stożki wykształcają się nowe odcinki akumulacyjne, powstają powierzchnie młodszych generacji stożków. Występują one w strefie ujściowych odcinków rzek karpacczych do doliny Wisły. Na przykład w lipcu 1934 r. była ona jednym wielkim obszarem akumulacji powodziowej [171].

Wskaźnikiem „dojrzwiania“ odcinków dolin karpacczych jest zasadnicza holocenijska forma akumulacyjna w Karpatach — równina terasy rędzinnej, będąca przedłużeniem w górę doliny równin stożków napływowych. Występuje ona w swej typowej postaci tam, gdzie rzeka przestała zasypywać koryto, zaczęła się wcinąć i równocześnie osadzać na niej drobny materiał. Dlatego równina ta zbudowana jest w spągu z osadów facji krytowej, w stropie z osadów facji terasowej. Profil ten rejestruje historię terasy, a równocześnie wskazuje na kierunek rozwoju den dolin karpacczych. W górnych biegach



dolin terasa rędzinna \* lub jej odpowiednik jest zwykle w stadium powstawania, a jej cokół zwirowy często jest wycięty w pokrywach peryglacialnych. Wysokość terasy rędzinnej wynosi tutaj od 2 do 4 m, co wiąże się z mniejszymi wahaniami stanów wody w górnych biegach rzek. Jest to zatem równina będąca w zasięgu wód powodziowych, a jej strop aluwialny tworzy materiał tym drobniejszy i tym dłuższy okres czasu reprezentujący, im leży bliżej wylotu doliny z Karpat. Nie należy go mylić w Beskidach z nadzalewowymi terasami 4—8 m, które są późnoglacialnymi równinami erozyjnymi (dolina górnego Sanu) lub też równinami akumulacyjnymi z ostatniego glacjału.

Rozmieszczenie obszarów, w których następuje w holocenie podnoszenie den dolin (brzeżna część Pogórza, niektóre kotliny pogórskie itp.), lub też odwrotnie rozcinanie pokryw peryglacialnych (Beskidy, źródłowe odcinki dolin Pogórza), wykazuje wyraźną zgodność z obszarami o różnorodnym przebiegu przekształcenia stoków w holocenie (ryc. 31). Dążenie rzek do osiągnięcia profilu równowagi odzwierciedla się w rozcinaniu den w górnych odcinkach dolin i nadsypywaniu ich w odcinkach dolnych, a pośrednio wpływa na przekształcanie stoków.

#### ROZMIARY EROZJI I AKUMULACJI HOLOCEŃSKIEJ W DOLINACH KARPACKICH

Podobnie jak w obrębie stoków, przemieszczenia mas nastąpiły również w obrębie den dolinnych. Głównym obszarem erozji holocenijskiej są górne odcinki dolin, z których w poważnym stopniu zostały wymiecione peryglacialne pokrywy. Można tu posłużyć się podobnymi szacunkowymi obliczeniami, jak dla terenów reprezentacyjnych (tab. 9). Ze stosunku dna obecnego do pokryw peryglacialnych obliczyć można, że np. w dolinie Raby koło Rabki-Zaryte zostało wyprątnięte z 1 km biegu doliny około 3 000 000 m<sup>3</sup> materiału (pogranicze terenów reprezentacyjnych VIII i X). W górnym biegu Sanu, powyżej ujścia potoku Czarne, dolina wycięta w pokrywie bałtyckiej ma szerokość średnio około 200 m i głębokość około 5 m. Zatem z 1 km biegu doliny wyprątnięte zostało około 1 000 000 m<sup>3</sup>. Biorąc pod uwagę obie liczby możemy przeciętnie przyjąć, że z 1 km biegu każdej walnej doliny w Karpatach fliszowych wyprątnięte zostało około 2 000 000 m<sup>3</sup>. Nie biorę tu pod uwagę pogórskich odcinków dolin, gdzie wyprątanie rozpoczęło się wcześniej, a w rozcięciu są włożone osady późnego glacjału.

Aby uchwycić rozmiary wyprątania z całych Karpat, należy obliczyć szacunkowo ilość materiału zdartego ze stoków, wyprątniętego z gór-

\* W dotychczasowym ujęciu za równinę terasy rędzinnej uważano równinę terasy nadzalewowej zajęta przez pola uprawne.

nego biegu doliny głównej i dolin bocznych i porównać z materiałem złożonym poniżej w dnach dolin. W dolinie Wisłoki na odcinku od Jasła do ujścia Wielopolki (gdzie zaczyna wyraźnie opadać powierzchnia stożka holoceniowej) terasa rędzenna ma przeciętnie 3 km szerokości. Ponieważ ten odcinek doliny dochodzi do 55 km długości, a miąższość akumulacji wynosi średnio 6 m, otrzymujemy w pogórskim biegu Wisłoki i na bezpośrednim przedpolu gór, na powierzchni około 135 km<sup>2</sup> około 810 000 000 m<sup>3</sup> materiału. Ponieważ zlewnia Wisłoki po Dębicę ma około 3000 km<sup>2</sup>, wynika stąd, że na 1 km<sup>2</sup> zlewni przypada 270 000 m<sup>3</sup>. Jest to liczba niewiele różniąca się od przypuszczalnych średnich rozmiarów niszczenia obliczonych na podstawie zestawienia pojemności holoceniowych form erozyjnych w terenach reprezentacyjnych. Zbieżność tych liczb mogłaby wskazywać, że jeżeli prowizoryczne oszacowania rozmiarów denudacji w Karpatach są zbliżone do prawdy, to materiał wyniesiony z Beskidów i Pogórza został złożony w zasadniczej swej masie w obrębie stożków na przedpolu Karpat oraz w dnach dużych dolin na terenie Pogórza.

W dorzeczu Wielopolki, dopływu Wisłoki, istnieje jednak możliwość określenia niemal pełnej objętości mas wyniesionych ze zlewni pogórskiej o powierzchni około 400 km<sup>2</sup>. Ponieważ Wielopolka mająca wąskie koryto płynie obniżeniem Rynny Podkarpackiej, a następnie „przelamuje” się przez szeroki pas terasy plejstoceniowej do Wisłoki [128], dlatego uważam, że składa ona tu podczas wylewów niemal cały materiał niesiony ze swego dorzecza. Liczne wiercenia pozwalają stwierdzić, że na powierzchni akumulacyjnej terasy Wielopolki i jej dopływów o łącznej powierzchni około 35 km<sup>2</sup> miąższość osadów holoceniowych wynosi 4—6 m. Zatem łącznie w dorzeczu Wielopolki zgromadzone jest 175 000 000 m<sup>3</sup>, czyli z 1 km<sup>2</sup> około 440 000 m<sup>3</sup>. Ostatnia liczba pozwala na szersze uogólnienie, ponieważ dorzecze Wielopolki ma rzeźbę i budowę geologiczną typową dla Pogórza Karpackiego. Wskazuje ona, że w granicach około 400—500 000 m<sup>3</sup> z 1 km<sup>2</sup> utrzymują się rozmiary wyprzątania postglacjalnego na obszarze Pogórza. Jest to liczba o około 50% wyższa od przyjętej średniej dla dorzecza Raby czy też Wisłoki. W Beskidach rozmiary wyprzątania są niekiedy mniejsze (obszar IX, XII), ale na niewielkich obszarach, np. w osiach większych dolin, przekraczają często 1 milion m<sup>3</sup> z 1 km<sup>2</sup>. Gdybyśmy więc przyjęli wartość 500 000 m<sup>3</sup>/km<sup>2</sup> jako średnią dla całych Karpat, wynikałoby stąd, że tylko około 60% materiału wyniesionego zostało złożone w dnach dolin na Pogórzu i u stóp progu Karpat. Znaczny procent materiału z Karpat musiał zostać przeniesiony dalej, często aż do doliny Wisły. Również przeniesiony został dalej nie uwzględniony w obliczeniach materiał wyprzątnięty w samym holocenie z rynien erozyjnych rozcinających stożki holoceniowe. Rzeczywiście niżej w dolinie Wisły, nawet w odcinku przelomowym przez wy-

żyny południowe, występują grube, nadal nadsypywane, sięgające do 10 m miąższości pokrywy mad i piasków, wiązane przez P o ż a r y s k i e g o z młodszym holocenem [104]. Wskazują na to również pomiary wykonywane na stacjach batometrycznych [40].

Przed okresem intensywnej gospodarki człowieka materiał wynoszony w holocenie zarówno z Beskidów jak i z Pogórza był składany przede wszystkim na bezpośrednim przedpolu gór oraz w dnach dolin na terenie Pogórza Karpackiego. Szata roślinna, pierwotnie bujna w dnach dolin, powstrzymywała wynoszenie większych ilości materiału do Wisły. W okresie subatlantyckim wzrosła ilość materiału niesionego, o czym świadczą grube pokrywy mad. Gospodarka człowieka wpłynęła ujemnie na zatrzymywanie zawiesiny w Karpatach. Także pogłębianie koryt w obrębie stożków na progu Pogórza uniemożliwiło tu akumulację na terasie rdziny. Jak wykazuje załączone zestawienie (tab. 7) materiału unoszonego, ilości tego materiału unoszonego w  $m^3$  na  $1 km^2$  zlewni zmieniają się stosunkowo nieznacznie w dolinach karpackich na odcinku od progu Pogórza po ujście do Wisły. Wynika to z porównania stacji batometrycznych na Sanie: w Przemyślu u wylotu Sanu z Karpat i stacji Radomyśl, około 160 km niżej u ujścia do Wisły. W przekroju Radomyśl wynoszone jest rocznie przeciętnie około  $20 m^3$  z  $1 km^2$  dorzecza Sanu. Bezsprzecznie największy procent zawiesiny przenoszonej na duże odległości poza obręb Karpat pochodzi z obszaru brzeżnej części Pogórza o glebach bardzo podatnych na erozję [109]. Transport ten odbywa się w czasie stosunkowo niewysokich stanów wody, podczas których woda nie zalewa teras i nie akumuluje na nich, lecz mieści się w korycie. Większą ilość materiału transportują wody powodzi wiosennych i zimowych, gdy grunty orne są przeważnie nagie. W czasie gwałtownych powodzi letnich transportowane są zwykle mniejsze ilości materiału zawieszzonego w  $m^3$  wody, rośnie natomiast transport korytowy materiału wleczonego.

Reasumując należy stwierdzić, że mimo kilkakrotnego wzrostu denudacji w okresie gospodarki człowieka wyprzątanie z Karpat trwało w całym holocenie i w późnym glacie. Przyjmując jako średnią wartość mas wyprzątniętych  $500 000 m^3$  z  $1 km^2$  można obliczyć, że z obszaru polskiej części Karpat fliszowych o powierzchni  $22 000 km^2$  został wyprzątnięty w postglacie materiał o objętości rzędu 10 miliardów  $m^3$ , czyli powierzchnia całych polskich Karpat fliszowych została obniżona przeciętnie o około 0,5 m.

## FAZY ROZWOJU RZEŻBY KARPAT U SCHYŁKU GLACJAŁU I W HOLOCENIE

W rozwoju rzeźby Karpat fliszowych w późnym glacie i holocenie wyróżniam następujące fazy i okresy:

### A. Faza przejściowa

1. Okres schyłkowy morfogenezy peryglacialnej (schyłek starszego dryasu — część Allerödu *sensu lato*). Następowало w nim nierównomierne ocieplanie i powolne wkraczanie roślinności na obszar Pogórza [143]. Wyżej, w górach panowały nadal procesy peryglacialnego wietrzenia i soliflukcji; na stokach Pogórza trwała może jeszcze akumulacja eolicznych pyłów lessowych [37]. Tylko w dolnych odcinkach dolin dna zostały rozcięte rynnami, powoli ale stale pogłębianymi, nawet w czasie wysokich stanów w okresie roztopów. Przyczyną tego było zahamowanie transportu stokowego w obszarach zalesionych.

2. Okres Allerödu (*sensu stricto* — S z a f e r [143]). Wraz z ocieplaniem, wzrostem opadów i objęciem w optimum klimatycznym Allerödu niższych partii Karpat przez roślinność (do około 1050 m n.p.m.), rozpoczęła się w Karpatach wzmożona erozja, która doprowadziła do powstania nowych form erozyjnych i denudacyjnych, szczególnie w obrębie pokryw (wciosy, osuwiska). Ustępowanie wiecznej marzłoci sprzyjało rozwojowi ruchów masowych, sufozji i erozji liniowej. Z tego prawdopodobnie okresu pochodzą dziś stare i nieczynne, ale młodsze od ostatniego peryglaciału, osuwiska. Boczne doliny wyścielone pokrywami zostały rozcięte [130], rozcięcia w dolinach głównych pogłębione, a w odcinkach pogórskich i na przedpolu Karpat zasypane grubym materiałem. W piętrze beskidzkim stoki okryte rumowiskami i słabo pokryte roślinnością były intensywnie denudowane. Wskazują na to stożki napływowe u wylotu dolinek nacinających stoki, nałożone na pokrywy soliflukcyjne i rozcięte wciosami holocenijskimi. W wyższych partiach Beskidów panowały nadal procesy zbliżone do peryglacialnych.

3. Okres młodszego dryasu. Zaznaczył się on zmniejszeniem erozji wgłębnej w górach. Wyrazem tego jest rozcinanie pokryw w dolnych odcinkach dolin i osadzanie drobnego materiału facji powodziowej na zwirowej równinie akumulacyjnej utworzonej w Allerödzie. Erozja i denudacja na stokach w niższych partiach Pogórza miała prawdopodobnie

mniejsze natężenie. Powyżej wysokości około 500 m n.p.m. [146] zaznaczył się chwilowy nawrót warunków peryglacjalnych. Dlatego nowo powstałe np. dolinki erozyjne mogły być modelowane przez procesy peryglacjalne; rzeczywiście wiele form na stokach Beskidu Wyspowego i Małego ma cechy form peryglacjalnych. Nie jest wykluczone, że stożki napływowe na pokrywach soliflukcyjnych pochodzą częściowo z tego okresu a nie z Allerödu [130].

#### B. Faza „pełnego“ holocenu

4. Okres preborealny i borealny. W Karpatach wygasły procesy peryglacjalne. Wraz z ociepleniem i pochodem lasów rozpoczęła się erozja i denudacja typu normalnego, o czym świadczą między innymi datowane osuwiska z początku tego okresu [147]. Na zalesionych stokach zaczęły się kształtować holocenijskie gleby jako wynik wzmożonego wietrzenia chemicznego. W dolinach dużych trwało rozcinanie den, natomiast w bocznych dolinach Pogórza prowadzących niewiele wody nadal narastała w dnach pokrywa pylastych aluwiiów.

5. Okres atlantycki. Był to okres wzrostu opadów, a zatem wzmożonej erozji i denudacji w górach, akumulacji w dnach dolin. Piaszczyste i żwirowe osady w obrębie stożków na progu Karpat przykryły występujące tu w spagu serie osadów starszych, peryglacjalnych i późnoglacjalnych.

6. Okres subborealny. Cechuje go nieznaczne ochłodzenie, zmniejszenie wysokości opadów, a także ponowne zmniejszenie natężenia procesów denudacji w Karpatach. Na przedpolu rozcinanie pokrywy atlantyckiej. J a h n przyjmuje w tym czasie wzrost natężenia procesów na obszarze Wyżyny Lubelskiej [37], co na obszarze zalesionych, fliszowych Karpat raczej nie miało miejsca. W górach właśnie okresy wilgotne powodowały wzrost denudacji z ruchami masowymi na czele. Występowanie w dolinie Wisłoka mad pochodzących z tego okresu może mieć związek z nielicznymi osiedlami ludzkimi (kultura ceramiki sznurowej, początek kultury lużyckiej [180]).

7. Okres subatlantycki — starszy. Był według Ś r o d o n i a [146] okresem powodzi i gwałtownej erozji w Karpatach. W Beskidach i na Pogórzu był to okres rozwoju osuwisk, pogłębiania małych dolin, a u ich wylotu do dużych dolin — sypania stożków napływowo-tórencyjnych. W górnych odcinkach dużych dolin trwał transport grubego materiału i intensywna erozja boczna. W odcinkach dolnych utworzone zostały akumulacyjne równiny denne stożków napływowych, które po późniejszym nadsypaniu utworzyły równinę terasy rędzinnej.

#### C. Faza „antropogeniczna“

8. Okres subatlantycki — młodszy. Po okresie powodzi nastąpiło zmniejszenie siły transportowej rzek i powolne rozcinanie pokryw aku-

mulacyjnych w dolinach. W najbliższym sąsiedztwie dużych dolin karpackich rozpoczyna się karczowanie lasów już w dobie kultury łużyckiej [179, 180] i denudacja gleb. Należy z tym wiązać szybkie narastanie pokryw mad w dolinach rzecznych. Wraz z masowym wkraczaniem gospodarki człowieka w góry w ostatnim tysiącleciu, zaznacza się olbrzymi wzrost denudacji na stokach pozbawionych szaty leśnej, a często nawet darni. Następuje ożywienie płytkich ruchów masowych, spłukiwania, sufozji, erozji liniowej (m. in. na drogach), w okresie zimowym zaś przez wylesienie stworzone zostają warunki trwania i większego natężenia procesów typowych dla morfogenezy peryglacjalnej, jak przemieszczanie przez lód gruntowy, wietrzenie mrozowe, a nawet soliflukcja. W dolinach dużych wraz ze zwiększeniem wahań przepływu wzmagają się w odcinkach górnych erozja boczna i akumulacja grubego materiału w korytach, a w odcinkach dolnych pogłębianie koryt wyciętych w terasie rędzinnej i utworzenie terasy łęgowej. Pogłębianie koryt trwa nadal nawet w dolinach bocznych, często nie tylko z powodu nawiązywania do bazy erozyjnej rzek głównych, ale sztucznego zwiększania spadku przez regulację rzek i szybszego spływu wody z wylesionych zlewni.

W późnym glacie i holocenie rzeźba Karpat przystosowuje się do nowego zespołu procesów uwarunkowanych zmianą klimatu, które w różnych piętach wysokościowych zaczęły działać w różnym czasie. Erozja liniowa w dolinach i inny spływ wody na stokach spowodowały zachwianie równowagi stoków i szybsze lub wolniejsze przeobrażenie ich przez szereg procesów, z których szczególnie typowe dla fliszu jest osuwanie. W zależności od stopnia dojrzałości rzeźby starszej i typu pokryw na stokach karpackich stwierdziłem sześć typów modelowania stoków w holocenie o różnych, „wiodących“ procesach morfogenetycznych: zmywowy, znywowo-sufozyjny, erozyjny, osuwiskowy, złączkowy i obrywowy. Zróżnicowanie rzeźby i budowy geologicznej stoków sprawia, że istnieją obok siebie regiony o różnym typie modelowania, że blisko siebie rozwijają się formy o odmiennej genezie i będące na różnym etapie rozwoju. Różny etap rozwoju form holocenijskich wywołany być może nie tylko przez przyczyny naturalne, np. odporność pokryw czy też różny wiek formy, ale również przez przyczyny „przypadkowe“, jak gwałtowny opad burzowy o ograniczonym zasięgu, np. w 1953 r. w Postołowie.

Rozmiary holocenijskiego przemieszczenia mas w obrębie 1 km<sup>2</sup> wahają się od około 150 000 do kilku milionów m<sup>3</sup>. Część przemieszczonych mas została tylko przesunięta w dół stoków i złożona u ich podnóży. Są to stoki wypukło-wklęsłe wielu obszarów pogórskich i stoki zajęte przez

duże osuwiska skalne. W większości jednak wypadków masy te zostały wyprątnięte do den większych dolin i złożone w odcinkach o mniejszym spadku: w Kotlinie Sandomierskiej, na Pogórzu Karpackim i w kotlinach śródgórskich, gdzie osady holocenijskie nałożone są na aluwia z ostatniego glacjału. Przeważająca część stoków karpackich jest w holocenie odpreparowywana spod pokryw peryglacialnych. Przemiany te idą w zasadzie w dwóch kierunkach:

a) powolnej denudacji i łagodzenia stoków obszarów przeważnie pogórskich, przy równoczesnym podnoszeniu den dolin;

b) rozcinięcia i pogłębiania dolin, odpreparowywania stoków skalnych w przeważającej części Beskidów i w wyższych partiach Pogorza.

Zależnie od warunków klimatycznych (wysokości, opadów, rocznych wahań temperatury, czasu trwania pokrywy śnieżnej itd.) i stopnia dojrzałości form holocenijskich wyróżniłem w Karpatach trzy wyraźne regiony morfologiczno-klimatyczne ułożone piętrowo: pogórski, górski i wysokogórski.

Czas rozpoczęcia morfogenezy holocenijskiej na terenie Karpat był różny. Analiza form, wahań górnej granicy lasu [143, 146] oraz osadów rzecznych pozwoliła wykazać, że natężenie procesów na przestrzeni postglacjału było zmienne. Zmiany te powiązałem z wahaniami klimatu w późnym glacjału i holocenie. Za szczególnie ważne, których dziełem są intensywne przeobrażenia w rzeźbie Karpat, uważam okres przejściowy — późnego glacjału, gdy kształtował się kierunek przemian morfogenetycznych Karpat, i okres gospodarki człowieka.

Rozmiary i typ przemian są dowodem, że rzeźba Karpat fliszowych żyje, zmienia się, że nie jest ona w pełni ani trzeciorzędowa, ani peryglacialna, ale — choć stara w swych zrębach — jest ustawicznie degradowana, a formy odziedziczone po starych epokach są nieustannie przystosowywane do zmieniających się warunków.

Nie tylko Karpaty fliszowe są obszarem wyraźnych przeobrażeń rzeźby w holocenie. Liczne formy i pokrywy akumulacyjne holocenijskie są opisywane z terenów wyżyn lessowych i progów denudacyjnych Europy środkowej. Obok tego przytacza się dowody mówiące o konserwacji rzeźby peryglacialnej [8, 9, 159, 15], np. w Górach Świętokrzyskich, na Wyżynie Łódzkiej (w warunkach naturalnych). W niniejszej pracy zwróciłem uwagę na nierównomierność przeobrażeń nawet w obrębie pozornie monotonicznych Karpat fliszowych, na trwanie procesów zarówno w lasach, jak i na obszarach wylesionych (por. badania J a h n a w Sudetach [36]) i wykazałem, że holocen nie jest okresem martwym.

Dość powszechne jest przekonanie o „antropogenicznym“ charakterze denudacji w ostatnich tysiącleciach. Mięszczość różnych poziomów aluwów w obrębie stożków na przedpolu Karpat wskazuje, że tylko 50—60%

materiału zostało złożone w okresie ingerencji człowieka, w ciągu ostatnich około 2000—3000 lat. Kilkumetrowe spagowe serie piasków i żwirów z okresu atlantyckiego czy też Allerödu mówią natomiast o trwaniu denudacji i erozji również w warunkach naturalnych, gdy Karpaty były pokryte zwartą puszczą. I te właśnie osady, skonfrontowane z formami erozyjnymi w górach, są najlepszym dokumentem, że krótka morfogeneza holocenińska ma również swój udział w degradacji górotworu karpackiego.

Instytut Geografii PAN  
Zakład Geomorfologii i Hydrografii Gór i Wyżyn  
w Krakowie

### L I T E R A T U R A

- [1] Ackermann E., Zur Unterscheidung glazialer und postglazialer Fliesserdien, „Geol. Rundschau“, Bd. 43, II. 2, 1955.
- [2] Ambrož V., Zprava o vyzkumu čtvrtohornich pokrývnich utvarů na Ostravsku za rok 1955 (uzemi topograficke sekce, č. 4060/2), „Antropozoicum VI“, Praha 1957.
- [3] Arm and D. L., Razvitije eroziomnych processow na priwołžoskoj wozwyszennosti. — Sielskehoziajstwiennaja erozija i nowyje metody jeje izuczzenia, „Geogr. Inst. AN SSSR“, Moskwa 1958.
- [4] Bac S., O ruchach gleby pod wpływem działania mrozu, „Biul. PIG“, Nr 66, Warszawa 1952.
- [5] Baulig H., Studia geomorfologiczne (zbiór artykułów), Warszawa 1958.
- [6] Bennett H., Elements of soil conservation, New York 1955.
- [7] Breitmeyer W., Morfologia doliny Ropy, „Wiad. Geogr.“ nr 16, Kraków 1938.
- [8] Büdel J., Die morphologische Wirkungen des Eiszeitklimas im gletscherfreien Gebiet, „Geol. Rundschau“, Bd. 24, II. 7/8, Stuttgart 1944.
- [9] Cailleux A., Le ruissellement en pays temperé non montagneux, „Ann. Geogr.“, t. 57, nr 305, 1948.
- [10] Chomicz K., Ulewy i deszcze nawalne w Polsce, „Wiad. Służby Hydr. i Met.“, t. II, z. 3, Warszawa 1951.
- [11] Chomicz K., O pokrywie śnieżnej w Karpatach, „Przegl. Met. i Hydr.“, t. VI, z. 1—2, Warszawa 1953.
- [12] Dobrzański B., Malicki A., Gleby województwa krakowskiego i rzeszowskiego, „Ann. UMCS“, ser. B, t. 4, Lublin 1949.
- [13] Dobrzański B., Malicki A., Ziemiński S., Erozja gleb w Polsce, Warszawa 1953.
- [14] Dorywalski M., Znaczenie powierzchni peryglacialnej dla badań erozji i denudacji gleb w okolicach Łodzi, „Biul. Peryglacialny“, nr 2, Łódź 1955.
- [15] Dylik J., O peryglacialnym charakterze rzeźby środkowej Polski, „Prace ŁTN wydz. III“, ser. 3, nr 24, Łódź 1953.
- [16] Dylik J., Problematyka geomorfologiczna wobec potrzeb rolnictwa, „Przegl. Geogr.“, t. XXVI, z. 4, 1954.



- [17] D y l i k o w a A., Formes contemporaines du type congelifluctif sur le Turbacz (Gorce-Carpates), „Biul. Peryglacjalny“, nr 4, Łódź 1956.
- [18] F a u s t O., Wezbranie z 1934 roku Wisły i jej dopływów górskich, „Wiad. Służby Hydr. i Met.“ t. IV, z. 1, Warszawa 1952.
- [19] F i g u l a K., Wstępna charakterystyka zjawisk erozji na terenie kilku powiatów województwa krakowskiego, „Rocz. Nauk Rol.“, ser. F, t. 71, z. 1, 1955.
- [20] F i r b a s F., Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen, Jena 1949.
- [21] F l i s J., Formy terenu wywołane grawitacyjnymi ruchami mas skalnych w Sądecczyźnie, „Rocz. Nauk.-Dydakt. WSP“, z. 8, Kraków 1958.
- [22] F r a n k i e w i c z W., Młode formy denudacyjne na obszarze lessowym okolic Ostrowca, „Przegl. Geogr.“, t. XXVII, 1955.
- [23] F r i e d b e r g W., Atlas geologiczny Galicji — objaśnienia do zeszytu 16. Arkusz Dębica, Rzeszów, Rudnik, Kraków 1903.
- [24] G a l o n R., Morfologia doliny i zandru Brdy, „Stud. Soc. Sci. Torunensis“, ser. C, vol. 1, Toruń 1953.
- [25] Geologia Regionalna Polski, T. 1 Karpaty (praca zbiorowa) „Pol. Tow. Geol.“, Kraków 1951—1953.
- [26] G e r l a c h T., Wstępne badania nad intensywnością współczesnych procesów denudacyjnych w Jaworkach koło Szczawnicy, „Rocz. Nauk Rol.“, ser. F, t. 72, z. 3, 1958.
- [27] G e r l a c h T., P o k o r n y J., W o l n i k R., Osuwisko w Lipowicy, „Przegl. Geogr.“ t. XXX, z. 4, 1958.
- [28] G i l e w s k a S., Rozwój geomorfologiczny wschodniej części Wyżyny Miechowskiej, „Prace Geogr. IG PAN“, nr 13, Warszawa 1958.
- [29] G o ł a b J., Przyczynki do geologii okolic Mogielnicy na arkuszu Rabka, „Biul. PIG“, nr 29, Warszawa 1947.
- [30] H a l i c k i B., Dyluwialne zlodowacenie północnych stoków Tatr, „Sprawozd. PIG“, nr 5, Warszawa 1930.
- [31] H a l i c k i B., Kongeliflukcja i soliflukcja w Karpatach (wiadomość tymczasowa), „Biul. Peryglacjalny“, nr 5, Łódź 1957.
- [32] H e m p e l L., geb. T e c k l e n b u r g, Tilke und Sieke, ein Vergleich, „Erdkunde“, Bd. VIII, H. 3, Bonn 1954.
- [33] H e m p e l L., geb. T e c k l e n b u r g, Das morphologische Landschaftsbild des Unter-Eichsfeldes unter besonderer Berücksichtigung der Bodenerosion und ihrer Kleinformen, „Forsch. Landeskunde“, Bd. 98, Remagen 1957.
- [34] H e m p e l L., Über Alter und Herkunftsgebiet von Auelehmen im Leinetal, „Eiszeit. Gegenwart“, Bd. VII, Öhringen 1956.
- [35] H ö v e r m a n n J., Morphologische Untersuchungen im Mittelharz, „Gott. Geogr. Abh.“. II. 2. Göttingen 1949.
- [36] J a h n A., Badania stoków w Polsce, Przegl. Geogr., t. XXVIII, z. 2, 1956.
- [37] J a h n A., Wyżyna Lubelska, morfologia i czwartorzęd, „Prace Inst. Geogr. IG PAN“, nr 7, Warszawa 1956.
- [38] J a h n A., Przyczynki do znajomości teras karpaccyckich, „Czas. Geogr.“, t. XXVIII, z. 2, 1957.
- [39] J a h n A., Mikorelief peryglacjalny Tatr i Babiej Góry, „Biul. Peryglacjalny“, nr 6, Łódź 1958.
- [40] J a r o c k i W., Ruch rumowiska w ciekach, Wyd. Morskie, Gdynia 1957.

- [41] K a c z m a r K., Morfologia okolic Dynowa, Praca magisterska IGUJ (rękopis), Kraków 1955.
- [42] K a d a r L., Die Abhängigkeit der Terrassen- und Lössbildung von quartären Klimaveränderungen in Ungarn, „Biul. Peryglacjalny“, nr 4, Łódź 1956.
- [43] K a d a r L., Die Entwicklung der Schwemmkegel. „Pet. Geogr.“, Mitt. B. H. 4, 1957.
- [44] K a r a ś C., S t a r k e l L., Zasięg zlodowacenia środkowo-polskiego w południowej części Wyżyny Śląskiej, „Przegl. Geogr.“, t. XXX, z. 2, 1958.
- [45] K e i l K., Ingenieurgeologie und Geotechnik, Halle 1951.
- [46] K l a t k a T., Suche doliny płaskodenne na przedpolu Łysogór, „Biul. Peryglacjalny“, nr 2, Łódź 1955.
- [47] K l a t k a T., Exemple du modele periglaciaire de Łysa Góra, „Biul. Peryglacjalny“, nr 4, Łódź 1956.
- [48] K l i m a s z e w s k i M., Morfologiczne skutki powodzi w Małopolsce Zachodniej w lipcu 1934 roku, „Czas. Geogr.“, t. XIII, z. 2—4, 1935.
- [49] K l i m a s z e w s k i M., Przyczynek do poznania morfologicznej działalności roztopów wiosennych, „Czas. Geogr.“, t. XIII, z. 2—4, 1935.
- [50] K l i m a s z e w s k i M., O morfologii doliny Sanu, „Przegl. Geogr.“, t. XVI, 1956.
- [51] K l i m a s z e w s k i M., Morfologia i dyluwium doliny Dunajca od Pienin po Ujście, „Prace IG UJ“, nr 18, Kraków 1937.
- [52] K l i m a s z e w s k i M., S z a f e r W., Plejstocen w Łękach Dolnych koło Tarnowa, „Starunia“, nr 19, Kraków 1945.
- [53] K l i m a s z e w s k i M., Podział morfologiczny południowej Polski, „Czas. Geogr.“, t. XVII, 1946.
- [54] K l i m a s z e w s k i M., Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwialnym, „Prace WTN“, ser. B, nr 7, Wrocław 1948.
- [55] K l i m a s z e w s k i M., Jezioro plejstocenijskie koło Jasta, „Starunia“, nr 27, Kraków 1948.
- [56] K l i m a s z e w s k i M., Zagadnienie zdjęcia geomorfologicznego Polski, „Przegl. Geogr.“, t. XXV, z. 3, 1953.
- [57] K l i m a s z e w s k i M., The principles of the geomorphological survey of Poland, „Przegl. Geogr.“, t. XXVIII (supplement), Warszawa 1956.
- [58] K l i m a s z e w s k i M., Geomorfologia, Kraków — Łódź 1957.
- [59] K l i m a s z e w s k i M., Pleistocene outcrop at Dobra near Limanowa, Carpathian Mts., „Bull. Acad. Pol. Sci.“, ser. chim.-geol.-geogr., t. VI, nr 5, 1958.
- [60] K l i m a s z e w s k i M., Pogląd na rozwój geomorfologiczny Tatr Polskich, Przew. VI Ogólnopol. Zjazdu PTG, Kraków 1958.
- [61] K l u t e F., Das Klima Europas während der Weichsel-Würmeiszeit und die Änderungen bis zur Jetztzeit, „Erkunde“, Bd. V, H. 4, Bonn 1951.
- [62] K o n i o r K., Z badań nad czwartorzędem przedgórze Karpackiego między Tarnowem a Dębicą, „Rocz. Pol. Tow. Geol.“, t. XII, Kraków 1936.
- [63] K o n i o r K., O geologicznej budowie okolicy Strzyżowa, „Bull. Acad. Pol. Sci.“, ser. A, Kraków 1939.
- [64] K o n i o r K., Geologia okolicy Tarnowa, „Ann. UMCS“, ser. B, t. 1, Lublin 1946.
- [65] K o r n a ś J., Charakterystyka geobotaniczna Gorców, „Monogr. Botanicae“, vol. III, Kraków 1955.
- [66] K o s i b a A., Zagadnienie współczesnych oscylacji klimatycznych, „Czas. Geogr.“, t. XX, z. 1—4, 1949.

- [67] Kosiba A., Wstęp do klimatologii Polski, Wrocław 1952.
- [68] Kowalski K., Jaskinie Polski, t. III, Warszawa 1954.
- [69] Książkiewicz M., Objaśnienie do mapy geologicznej arkusz Wadowice 1 : 50 000. PIG, Warszawa 1951.
- [70] Kulczyński S., Die altdiluvialen Dryasfloren der Gegend von Przemyśl, „Acta Soc. Bot. Pol.“, t. IX, Warszawa 1932.
- [71] Kvitkovič J., Lukniš M., Mazur E., Geomorfologia a Kvarter nizin Slovenska, „Geogr. Časopis“, t. VIII, z. 2—3, Bratislava 1956.
- [72] Langner M., Przebieg i bilanse powodzi w latach 1940, 1948 i 1951 w górnym dorzeczu Wisły, Wiad. Służby Hydr. i Met.“, t. V, z. 3, 1957.
- [73] Lazar J., Gleby karpackie piaskowcowe, „Rocz. Glebozn.“, t. 2, 1952.
- [74] Lazar J., Badania wstępne nad glebami Karpat fliszowych, „Rocz. Nauk Rol.“, t. 66, ser. A, z. 1, 1952.
- [75] Lazničková Z., Stržova erose v udoli Jihlavy nad Jvancicami, „Prace Brn. Zakl. ČSAV, t. XXIX, z. 9, Brno 1957.
- [76] Lembke H., Die Periglazial-Erscheinungen in Jungmoränengebiet westlich der Oder-Bruchs bei Freienwalde, „Gott. Geogr. Abh.“, H. 16, Göttingen 1954.
- [77] Luderer F., Flora dyluwialna okolic Rzeszowa i Łańcuta, Rękopis w Instytucie Botaniki UJ, Kraków 1930.
- [78] Lunkeš M., Denudačné a prechodné tvary k normalným riečnym formam w pohori Tribča, „Prace Stat. Geol. Ustavu“, z. 17, Bratislava 1948.
- [79] Łomnicki M., Atlas geologiczny Galicji. Objaśnienia do zeszytu 12-go Arkusze: Mościska, Lubaczów, Płazów, Jarosław, Leżajsk, Kraków 1900.
- [80] Łomnicki M., Atlas Geologiczny Galicji. Objaśnienia do zeszytu 15-go Arkusze: Rozwadów, Tarnobrzeg, Mielec, Tarnów, Szczucin, Ujście Solne, Kraków 1903.
- [81] Łoziński W., O usuwaniu się gliny w Tymowej w brzeskim powiecie, „Spraw. Kom. Fizjogr. PAU“, t. 43, Kraków 1909.
- [82] Łoziński W., O mechanicznym wietrzeniu piaskowców w umiarkowanym klimacie, „Rozpr. Wydz. Mat. Przyr. PAU“, ser. A, t. 9, Kraków 1910.
- [83] Łoziński W., Miejscowe dyluwium Karpat, „Sprawozd. Kom. Fizjogr. PAU“, t. 58/59, Kraków 1925.
- [84] Maruszczak H., Werteby obszarów lessowych Wyżyny Lubelskiej, „Ann. UMCS“, ser. B, t. VIII, Lublin 1954.
- [85] Mensching H., Schotterfluren und Talauen im Niedersächsischen Bergland, „Gött. Geogr. Abh.“, H. 4, Göttingen 1950.
- [86] Mensching H., Soil erosion formation of haughloam in Germany. Extrait des Comptes Rendu et Rapports Assemblée Generale de Toronto, t. 1, 1957.
- [87] Mikulski Z., Katastrofalne powodie w Polsce, „Czas. Geogr.“, t. XXV, z. 4, 1954.
- [88] Milata W., Meteorologiczne przyczyny powodzi w lipcu 1934 roku, „Czas. Geogr.“, t. XIII, z. 2—4, 1935.
- [89] Milata W., Klimat miesięcy zimowych w Karpatach, Praca doktorska. (rękopis), Kraków.
- [90] Milata W., Pokrywa śnieżna w Karpatach, „Prace Studium Turyzmu UJ“, nr 3, Kraków 1937.
- [91] Milata W., Dni z mrozem i przymrozkami w Karpatach, „Wiad. Geogr.“, t. XVI, 1938.

- [92] Mortensen H., Hövermann J., Der Bergrutsch an der Mackenröder Spitze bei Göttingen. Rapport de la Commi, pour l'étude des versants Congr. Int. „Geogr., Rio de Janeiro 1956.
- [93] Motyka J., Geobotanika, Warszawa 1953.
- [94] Musierowicz A., Gleboznawstwo szczegółowe, PWRL Warszawa 1953.
- [95] Nietsch H., Hochwasser, Auelehm und vorgeschichtliche Siedlung, „Erkunde“, Bd. IX, H. L, Bonn 1955.
- [96] Nilsson T., Die Pollenanalytische Zonengliederung der spät und post-glazialen Bildungen Schonens, Stockholm 1935.
- [97] Okołowicz W., Z zagadnień zmian klimatu, „Przegl. Geogr.“, t. XVI z. 3—4, 1936.
- [98] Okołowicz W., Geomorfologia okolic środkowej Willii, „Prace Geogr.“ IG PAN“, nr 6, 1956.
- [99] Pawłowski B., Geobotaniczne stosunki Sądeczyzny, „Prace Monogr. Kom. Fizjogr. PAU“, t. 1, 1925.
- [100] Penck W., Morphologische Analyse, Stuttgart 1924.
- [101] Pierzchałko Ł., Wstępne obserwacje współczesnych procesów stokowych w Górach Kaczawskich, „Przegl. Geogr.“, t. XXVI, z. 4, 1954.
- [102] Pietruszewski W., Zabudowa potoków, czy zbiorniki retencyjne? „Gospod. Wodna“, t. 12, z. 6, 1949.
- [103] Poser H., Die Niederterrassen des Okertales als Klimazeugen, „Abh. Braunschweiger Wiss. Ges.“, Bd. 2, 1950.
- [104] Pożaryski W., Czwartorzęd, Zachodni brzeg Wyżyny Lubelskiej, Geologia regionalna Polski, t. II, Region Lubelski, Pol. Tow. Geol., Kraków 1956.
- [105] Proniczewa M. W., O skorostiach rasta owragow srednie-russkoj wozwyszennosti, „Trudy Inst. Geogr. Akad. Nauk SSSR, t. 65, Moskwa 1955.
- [106] Rehman A., Karpaty opisane pod względem fizyczno-geograficznym, Lwów 1895.
- [107] Reniger A., Próba oceny nasilenia i zasięgów potencjalnej erozji gleb w Polsce, „Z badań nad erozją gleb w Polsce“, Warszawa 1951.
- [108] Reniger A., Erozja gleb na terenie podgórskim w obrębie zlewni potoku Łukowica, „Rocz. Nauk Rol.“, t. 71, ser. F, z. 1, 1955.
- [109] Reniger A., Ilość materiału unoszonego ze zlewni podgórskiej rzeki Mleczi, „Gospod. Wodna“, z. 7, 1957.
- [110] Ring K., Zalesienia w karpaccich terenach górskich, Warszawa 1954.
- [111] Rogala W., Przyczynek do znajomości dyluwialnych utworów Galicji, „Kosmos“, t. 32, Lwów 1907.
- [112] Romer E., Klimat ziem polskich, Encyklopedia polska, t. I, Kraków 1912.
- [113] Romer E., O współczesnej oceanizacji klimatu europejskiego, „Przegl. Geogr.“, t. XXI, z. 1—2, 1947.
- [114] Romer E., Regiony klimatyczne Polski, „Prace WTN“, ser. 5, nr 16, Wrocław 1949.
- [115] Rosłoński R., Zbiornik wody gruntowej w Prałkowcach nad Sanem (pod Przemyślem), „Prace PIG“, Warszawa 1924.
- [116] Roubitschek W., Kulturelle Formveränderungen der natürlichen Talanfänge Mitteldeutschlands, „Wiss. Zeit. Univ. Halle-Wittenberg“, Bd. 4, H. 4, Halle 1955.
- [117] Sawicki L., Hydrografia ziem polskich, Encyklopedia polska, t. I, Kraków 1912.

- [118] Sawicki L., Krajobrazy lodowcowe Beskidu zachodniego, „Rozpr. Wydz. Mat.-Przyr. PAU“, ser. A, t. XIII, Kraków 1913.
- [119] Sawicki L., Osuwisko ziemne w Szymbarku i inne zsuwy powstałe w 1913 roku w Galicji zachodniej, „Rozpr. Wydz. Mat.-Przyr. PAU“, ser. A, t. 56, Kraków 1917.
- [120] Schmidt H., Klima, Boden und Baumgestalt im beregneten Mittelgebirge, „Diss.“, Freiburg Neudamm 1925.
- [121] Schmitt O., Grundlagen und Verbreitung der Bodenzerstörung im Rhein-Main Gebiet mit einer Untersuchung über Bodenzerstörung durch Starkregen im Vorspessart, „Rhein.-Main. Forschungen“, H. 33, Frankfurt 1952.
- [122] Schmitt H., Die Entstehung der Dellen und ihre morphologische Bedeutung, „Zeit. Geomorpholog.“, Graz 1924/25.
- [123] Schramm W., Zsuwiska stoków górskich w Beskidzie. Wielkie osuwisko w lesie wsi Duszatyn ziemi sanockiej, „Kosmos“, t. 50, Kraków 1925.
- [124] Smosarski W., Temperatura gleby w Poznaniu 1926—1954, „Prace Pozn. Tow. Przyj. Nauk, Wydz. Mat.-Przyr.“, ser. A, t. VII, z. 3, Poznań 1956.
- [125] Sobolew S. S., Razwitiye erozionnych processow na territorii ewropejskoj czasti SSSR i borba s nimi, t. I, Moskwa-Leningrad 1948.
- [126] Spiridonow A. J., Razwitiye skłonow owrażno-bałocznego reliefa srednie ruskkoj wazwyszennosti, „Izwestia Akad. Nauk SSSR, ser. geogr.“, nr 2, 1956.
- [127] Starkel L., Charakterystyka morfologiczna Regionu Podtatrzańskiego, „Dokumentacja geograficzna IG PAN“, z. 2, Warszawa 1957.
- [128] Starkel L., Rozwój morfologiczny progó Pogórza Karpackiego między Dębicą a Trzcianą, „Prace Geogr. IG PAN“, nr 11, Warszawa 1957.
- [129] Starkel L., Stratigraphy of Holocene deposits in the Carpathian Foreland, „Bull. Acad. Pol. Sci.“, ser. chim.-geol.-geogr., t. VI, z. 6, Warszawa 1958.
- [130] Starkel L., Pokrywy peryglacjalne w Beskidzie Wyspowym, „Biul. Peryglacjalny“, t. VIII, Łódź 1960.
- [131] Stecki K., Zsuwy ziemne w Beskidzie Zachodnim po ulewach w lipcu 1934 roku, „Kosmos“, ser. A, t. 59, z. 4, Lwów 1934.
- [132] Stehlik O., Stržova erose na jižni Moravě, „Prace Br. Zakl., ČSAV, roc. XXVI, z. 9, Brno 1954.
- [133] Stratil-Sauer, Die Tilke, „Zeit. Geomorpholog.“, Bd. VI, 1931.
- [134] Strzemiński M., Problem typologii górskich gleb leśnych, „Sylwan“, t. 97, z. 1, 1953.
- [135] Strzemiński M., Gleby województwa krakowskiego, „Przeł. Geogr.“, t. XXVI, z. 4, 1954.
- [136] Strzemiński M., Efekty erozji wietrznej gleb na terenie południowo-wschodniej Polski w lutym 1956, „Przeł. Geogr.“, t. XXIX, z. 2, 1957.
- [137] Suchel A., Studien zur quartären Morphologie des Hilsgebietes, „Gott. geogr. Abh.“, H. 17, Göttingen 1954.
- [138] Sus N., Erozja gleby (przekład z rosyjskiego), Warszawa 1951.
- [139] Szafer W., The oldest Interglacial in Poland, „Bull. Acad. Pol. Sci.“, ser. B, Cracovia 1931.
- [140] Szafer W., Nowe znalezisko flory plejstocenijskiej w Polsce, „Biul. PIG“, nr 9, Warszawa 1939.
- [141] Szafer W., Zarys historii rozwoju flory Holarktyki, „Rocz. Pol. Tow. Geol.“, t. XVI, 1946.

- [142] Szafer W., Późny glacjał w Roztokach pod Jasłem, „Starunia“, nr 26, Kraków 1948.
- [143] Szafer W., Schyłek plejstocenu w Polsce, „Biul. PIG“, nr 65, Warszawa 1952.
- [144] Śliwa P., Wilk Z., Osuwisko w Bańskiej Wyznej na Podhalu, „Biul. PIG“, nr 86, Warszawa 1954.
- [145] Śliwa P., Osuwisko Bachledzkiego Wierchu w Zakopanem, „Biul. PIG“, nr 96, Warszawa 1955.
- [146] Środoń A., Ostatni glacjał i postglacjał w Karpatach, „Biul. PIG“, nr 67, Warszawa 1952.
- [147] Środoń A., Późnoglacialna flora z Dziadowych Kątów koło Grywałdu, ibidem.
- [148] Świderski B., Przyczynki do badań nad osuwiskami karpackimi, „Przegl. Geogr.“, t. XII, 1932.
- [149] Świderski B., Geomorfologia Czarnohory, Warszawa 1938.
- [150] Świderski B., Mapa geologiczna arkusza Rabka 1 :50 000. Warszawa.
- [151] Świdziński H., Słownik stratygraficzny północnych Karpat fliszowych, „Biul. PIG“, nr 37, Warszawa 1947.
- [152] Teisseyre H., Kilka drobnych obserwacji morfologicznych w Karpatach, „Przegl. Geogr.“, t. IX, 1929.
- [153] Teisseyre H., Osuwisko koło Spasa nad Dniestrem, „Czas. Geogr.“, t. IX, z. I, 1931.
- [154] Teisseyre H., Osuwisko w Krasnolili, „Czas. Geogr.“, t. 12, 1934.
- [155] Teisseyre H., Dalsze spostrzeżenia nad osuwiskiem w Krasnolili, „Sprawozd. PIG“, nr 8, Warszawa 1935.
- [156] Teisseyre H., Materiały do znajomości osuwisk w niektórych okolicach Karpat i Podkarpacia, „Rocz. Pol. Tow. Geol.“, t. XII, Kraków 1936.
- [157] Teisseyre H., Czwartorzęd na przedgórzu arkuszy Sambor i Dobromil, „Rocz. Pol. Tow. Geol.“, t. 13, Kraków 1938.
- [158] Trela J., Wahania górnej granicy lasu na Babiej Górze w świetle analizy pyłkowej, „Acta Soc. Bot. Pol.“, 1929.
- [159] Tricart J., Mise au point l'evolution des versants, Information Géographique.
- [160] Troll C., Strukturboden und Solifluktion, „Geol. Rundschau“, Bd. 24, H. 7/8, Stuttgart 1944.
- [161] Unger K., Klimamorphologische Untersuchungen an pleistozänen Schotterkörpern der Saale, „Biul. Peryglacialny“, nr 4, Łódź 1956.
- [162] Unrug R., Współczesny transport i sedymentacja żwirów w dolinie Dunajca, „Acta Geol. Pol.“, t. VII, z. 2, 1958.
- [163] Walas J., Roślinność Babiej Góry, Monografie nauk. Państw. Rady Ochrony Przyrody, Kraków 1933.
- [164] Walczak W., Wietrzenie piaskowców w gorgańskich rumowiskach skalnych, „Czas. Geogr.“, t. XVIII, 1947.
- [165] Wdowiarski J., Budowa geologiczna Karpat w okolicy Dynowa, „Biul. PIG“, nr 10, Warszawa 1939.
- [166] Wdowiarski J., Geologia Karpat i Przedgórza okolic Tarnowa, Pilzna i Tuchowa, Księga Pam. ku czci Prof. K. Bohdanowicza PIG, Kraków 1951.
- [167] Werner-Więckowska H., Zjawiska suffozyjne w okolicach Nidzicy, „Przegl. Geogr.“, t. XXIV, z. 3, 1952.
- [168] Wiszniewski W., Gumiński R., Bartnicki, Przyczynki do

- klimatologii Polski. Temperatura. Cz. II, „Wiad. Służby Hydr. i Met.“, t. I, z. 5, Warszawa 1949.
- [169] Wiszniewski W., Atlas opadów atmosferycznych w Polsce 1891—1930, PIHM, Warszawa 1953.
- [170] Woldstedt P., Probleme der Terrassenbildung. Eiszeitalter und Gegenwart, Bd. 2, Öhringen 1952.
- [171] Wojskowy Instytut Geograficzny, Mapa terenów powodzi w lipcu 1934 roku, Warszawa 1935.
- [172] Wyniki pomiarów przepływu górskich dopływów Wisły 1899—1939 (praca zbiorowa), „Prace PIHM“, z. 14, Warszawa 1950.
- [173] Zandstra K. J., Die jungquartäre morphologische Entwicklung des Saartales, „Erdkunde“, Bd. VIII, H. 4, Bonn 1954.
- [174] Ziemiński S., Mazur Z., Przekrój zbocza jako odzwierciedlenie erozji gleb, „Ann. UMCS“, ser. E, t. X, Lublin 1955.
- [175] Ziemska Z., Próba spostrzeżeń i badań nad erozją wód Wisłoka, „Czas. Geogr.“, t. VI, 1928.
- [176] Zierhoffer A., Kilka przykładów działania wód powodziowych w dorzeczu Stryja i Oporu (obserwacje z 1927 roku), „Czas. Geogr.“, t. XIII, z. 2—4, 1935.
- [177] Ziętara K., Ziętara T., O rzekomo glacialnej rzeźbie Babiej Góry, „Rocz. Nauk.-Dydakt. WSP“, z. 8, Kraków 1958.
- [178] Zuber R., Blauth J., Katastrofa w Duszatynie, „Czas. Techn.“, z. 25, Lwów 1907.
- [179] Żaki A., Początki rozwoju kultury łużyckiej w dorzeczu górnej Wisły, „Ann. UMCS“, ser. F, t. III, Lublin 1950.
- [180] Żaki A., Początki osadnictwa w Karpatach Polskich, „Wierchy“, t. XXIV, 1954.

Лешек СТАРКЕЛЬ

## РАЗВИТИЕ РЕЛЬЕФА ФЛИШЕВЫХ КАРПАТ В ГОЛОЦЕНЕ

### РЕЗЮМЕ\*

#### ВВЕДЕНИЕ

Главную роль в изменении рельефа территории Средней Европы, находившейся вне границ ледникового покрова, приписывают перегляциальному морфо-генезу [9, 8, 15, 47]. Только в голоцене период хозяйственной деятельности человека ознаменовался резким проявлением эрозии почв и аккумуляции пойменных суглинков [13, 35, 36, 38, 86, 95, 121, 138, 159]. Однако часто недооценивают процессов, происходящих в естественных условиях в голоцене [14, 16, 35]. Все же ряд авторов подтверждают существование в естественных лесах молодых эрозионных и денудационных форм [21, 36, 58, 60, 92, 128, 137] и коррелятивных аллювиальных покровов, соответствующих разным фазам позднего гляциала и голоцена [37, 55, 128, 173].

Автор проводил исследования в польских флишевых Карпатах, где до настоящего времени изучались только некоторые избранные голоценовые формы. Однако уже в начале текущего столетия было выявлено существование аллювиальных голоценовых покровов у подножия Карпат [23, 79, 80] и начато подробное исследование оползней [119, 123, 148, 156]. Новым этапом в изучении рельефа Карпат явилось составление подробной геоморфологической карты, на которой показан целый ряд голоценовых форм [56, 57, 128] и представлены наблюдения денудационных процессов [48, 26, 108, 109].

Настоящая работа является попыткой оценки роли, которую выполнили голоценовые морфогенетические процессы в преобразовании древнего рельефа флишевых Карпат. Целью работы является определение в каком направлении и в каком темпе происходит адаптация форм, каковы ее различия в пространстве и времени в течение всего послеледникового периода. Обращено также внимание на

---

\* Более подробное обсуждение результатов этой работы на английском языке было помещено в периодике „Przegląd Geograficzny” (Географический обзор) т. XXXI suppl., Варшава 1959.



морфогенетическую роль конечных фаз оледенения, когда с потеплением и развитием растительности [143, 20] началась нормальная денудация и разрушение перигляциальных покровов [103, 147, 129].

Северная часть Карпат построена из флиша мелового и палеогенового времени. Глубокие долины разрезают склоны более высоких Бескидов (до 1725 м н. у. м.) и расположенного у их подножия Карпатского Холмогорья (300—700 м.). Разнообразие склонов (выпуклые, вогнутые, выпукло-вогнутые, уступообразные) связано преимущественно с разницей геологического строения (песчаниковые, сланцевые и смешанные комплексы). В зависимости от геологического строения и формы склонов перигляциальные покровы обладают разными физическими свойствами и разной мощностью (до 15 м.). Климатические (выс. 200 — 1725 м н. у. м.) и гидрографические условия, а также растительный покров тоже разные. Верхняя граница леса лежит на высоте 1400 м. До высоты около 800 м н. у. м. лес в Карпатах в 80% вырублен.

Чтобы определить роль голоценового морфогенезиса автор исследовал формы и процессы разрушения по флишевым Карпатам, а также аллювиальные отложения прежде всего голоценовых конусов выноса у подножия Карпат. В Карпатах автор выбрал 15 показательных участков, обычно площадью менее 10 км<sup>2</sup> каждый (рис. 1) на которых была сделана подробная геоморфологическая съемка в масштабе 1 : 10 000 или 1 : 25 000. Участки эти являются показательными для значительных территории с разным геологическим строением, рельефом, высотой н. у. м. (рис. 2) и растительным покровом. Автор обратил особенное внимание на голоценовые формы и на процессы, над которыми кроме того вел наблюдения в разные времена года. Возраст голоценовых форм автор определял на основании их отношения к перигляциальным покровам, к другим формам и голоценовым отложениям и на основании вида, а также степени свежести и активности этих форм. На основании этих исследований автор составил инвентраль форм и процессов, выделил 6 видов моделирования склонов, определил роль леса и обезлесения в изменении интенсивности современных процессов. Автор приблизительно подсчитал также объем масс материала, вынесенного с территории разных показательных участков, причем принимал во внимание раньше всего длину и величину разрезов голоценовых эрозионных форм, а также количество взвешенного материала, транспортируемого в руслах рек [40, 102, 108, 109]. Анализ механического состава и залегания осадков в нескольких десятках обнажений, около 650 профилей буровых скважин, а также анализ растительных осад-

ков \*, обнаруживаемых в отложениях конусов выноса уступа Карпат дает возможность выделить ряд серий, свидетельствующих об изменяющейся интенсивности эрозии и денудации в Карпатах. Чтобы определить размеры выноса материала с территории Карпат во время голоцена, автор сравнил кубатуру аллювия с подсчитанной кубатурой масс, вынесенных с показательных участков.

#### ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ СЪЕМКА ПОКАЗАТЕЛЬНЫХ УЧАСТКОВ — ГОЛОЦЕНОВЫЕ ФОРМЫ И ПРОЦЕССЫ

Каждый показательный участок обсуждается поочередно в порядке принадлежности его к отдельным географическим единицам (Холмогорье, Бескиды — см. рис. 1, 2). В описание каждой территории входят: характеристика среды (рис. 3, 9, 15, 20, 22, 24) и древнего рельефа, обсуждение голоценовых форм и процессов (рис. 4, 6, 10, 11, 13, 14, 16, 21, 23, 25, 26) и подведение итога, определяющего тип и размеры изменений в голоцене. На основании материалов, собранных на этих территориях, можно выделить несколько десятков разных форм, которые образовались или подверглись интенсивному изменению в голоцене (см. объяснение к цветным геоморфологическим картам).

Рельефообразующие процессы здесь многочисленны и разнообразны, начиная от подготовительных процессов физического и химического выветривания (образование почв), гравитационных движений масс типа оползней, обрывов, опливин, осыпей, смывания, речной эрозии глубинной и боковой, суффозии и кончая растительной аккумуляцией и рельефообразующей деятельностью человека. Среди этих процессов, протекающих в естественных условиях, на первый план выдвигаются линейная эрозия, гравитационные движения типа оползней и подземный размыв (суффозия). На территориях, лишенных леса, самую большую роль играет смывание и в некоторых местах сползание. Современный умеренный морфогенезис отличается от перигляциального отсутствием интенсивного механического выветривания, дефляции, летней солифлюкции и криогенических процессов. Химическое выветривание послеледникового периода привело в Карпатах к образованию подзолистых и бурых почв. Физическое выветривание, связанное с замерзанием, происходит более интенсивно на территориях не покрытых сплошным растительным покровом. На склонах лишенных леса благодаря грунтовому льду проис-

\* Палеоботанический анализ проведен др. Соблевской и мгр К. Мамаковой в Институте Ботаники ПАН в Кракове.

ходит в небольшом масштабе поверхностное перемещение. Отсадка происходит часто только на скалистых обрывах, а сползание каменных россыпей выше границы леса. Сползание является в Карпатах обычным процессом на многих территориях, построенных из покровов коры выветривания и пород пропускающих влагу и залегающих на водоупорных сланцах (рис. 10, 16). В оползнях перемещаются массы до нескольких миллионов кубических метров, чаще всего однако случаются неглубокие земляные оползни. На поверхностях покрытых дерном сползают обыкновенно покровы, пропитанные водой, что ведет к образованию оползневых долинных форм (рис. 28). Перемещение почв по мерзлому основанию случается очень редко во время быстро наступающих периодов таяния на территориях лишенных леса. Наиболее обычным процессом в Карпатах является смыв, ведущий на обрабатываемых территориях холмогорья к образованию мощных делювиальных покровов (порядка 3 м), из которых построены выравненные поверхности, расположенные у подножья склонов и которые заполняют дно древних или молодых долинных форм (рис. 5, 7, 8, 29). Суффозия продолжается на склонах, построенных из водопроницаемых пылеватых, песчаных, щебнистых покровов, залегающих на слабо проницаемом основании. В пылеватых покровах вода вымывает каналы, образуются провалы, а затем долинные формы (участок VI, VII, XII, XIII, рис. 25). Линейная эрозия привела в голоцене к углублению большей части старых долин и образованию новых долинок, врезающихся в склоны (глубиной до 20 м). Боковой эрозией моделируются древние и новые обрывистые склоны на дне больших долин. Речная аккумуляция происходит на дне больших долин на террасах и в руслах. В случае существования препятствий для стока (подпруженные долины) или в случае более интенсивного притока материала с обезлесенных склонов заполняется дно притоков даже в их верховьях. Деградацию ускоряет человек благодаря обработке крутых склонов, созданию полевых уступов, проведению дорог по склону (врезы дорог) и эксплуатации полезных ископаемых.

#### ГОДИЧНЫЙ ЦИКЛ ПРОЦЕССОВ

На основании разведочных наблюдений денудационных процессов в 1955—1957 годах (рис. 1) и анализа климатических элементов выявляются в течение года два главных климато-морфогенетических периода: летний и зимний.

Зимний период, продолжающийся от 3 до 6 месяцев, состоит из: а) „мертвых” периодов мороза и сплошного снежного покрова,

б) периодов бесснежных со слабым смыванием и криогеническими процессами,

с) периодов таяния.

Периоды таяния в зависимости от типа погоды и типа прошедшей зимы становятся нередко периодами интенсивного смыва, суффозии и сползания.

Летний период продолжается от 6 до 9 месяцев. Во время летнего периода в Карпатах особенно интенсивна линейная эрозия, сползание, смыв и суффозия. Процессы обыкновенно интенсивны и кратковременны. Период этот типичен для голоцена, поэтому оползневые, эрозионные и суффозионные формы производят врезы на перигляциальных склонах.

#### ТИПЫ И НАПРАВЛЕНИЯ МОДЕЛИРОВАНИЯ СКЛОНОВ В ГОЛОЦЕНЕ

Голоценовые формы в отдельных районах составляют определенные группы (напр. вместе встречаются оползни и ящикообразные долины с текучим дном — нем. *Tilke*). Они указывают на то, что в зависимости от древнего рельефа и строения склонов характер моделирования склонов в Карпатах разный. Принимая во внимание основной процесс, имеющий решающее влияние на преобразование склона, автор выделил в Карпатах 6 типов преобразования, происходящего в естественных условиях:

а) тип смыва, происходящий медленно на склонах, покрытых лесом и построенных из слабопроницаемых покровов (часть участков IX, X, VIII),

б) тип смыва и суффозии — самый обычный в Карпатах. Происходит на склонах с проницаемыми покровами (участок XII и XIII),

с) тип эрозионный — встречаемый очень редко на склонах, поверхность которых пересекает водоносные горизонты (части участков IX и XIV),

д) тип оползневый — обычный в районах, построенных из перемежающихся песчаников и сланцев. Ведет к полному разрушению первичной поверхности (участки I, IV, VIII, X, XI),

е) тип сползания — более частый на территориях, лишенных леса и построенных из глинистых сланцев (части участков III, VIII, XIV),

ф) моделирование отсадкой замечено только на голых скалистых стенах (на участках X, XI, XV).

Голоценовые склоновые процессы ведут в Карпатах к изменению профиля склона и выметанию перигляциальных покровов. Преобразование склона идет в двух направлениях (рис. 31):

А) Вскрытие во всю длину склона поверхности древних скалистых форм в Бескидах и более высоких частях холмогорья с выпукло-вогнутыми и выпуклыми склонами (участки IV, VII, VIII, IX, XI, XII, XIII).

Омоложение идет снизу и зависит от разрезания покровов на оси долины и разрезания склонов.

В) Денудации верхних и средних участков склона при одновременном засыпании их подножия в краевой части холмогорья и в межгорных котловинах (участки I, II, III, IV, VI) с более пологими склонами, построенными из легко размываемых покровов.

Размещение территорий с разным ходом вскрытия склонов связано с процессами, протекающими на дне долин (рис. 31). Там, где дно долин было в голоцене разрезано и углублено, а склоны размывала вода, вскрытие склонов идет снизу. Там, где в голоцене аккумулятивное дно долин поднимается, там вместе с поднятием базы происходит подпруживание и сглаживание склонов.

#### ГОЛОЦЕНОВЫЙ „ДОЛИННЫЙ ЦИКЛ” В КАРПАТАХ

На всех показательных участках обычны голоценовые эрозионные формы, разрезающие дно древних ложбин или склоны. Они вырезаны преимущественно в покровах, возникают и стареют очень быстро, особенно на обезлесенных территориях. Самой обычной молодой эрозионной формой в лесах являются V-образные эрозионные долины, которые образовались из разных отрицательных форм, часто со всем другого происхождения (рытвины оставшиеся после сползания каменных потоков, эрозионные ложбины, надрезы, суффозионные каналы, оползневые ложбины оставшиеся после сползания, ящикообразные долины с текучим дном, оползневые ложбины, рис. 32). Дна V-образных долин постепенно расширяются и выполняются осадками, склоны выполаживаются. Потому на обезлесенном холмогорье, где размеры денудации больше, самой частой долинной формой являются балки с плоским (аккумуляционным) дном, которые с течением времени изменяются благодаря смыву, сползанию и вспашке в старческие мутьдообразные формы.

#### ГОЛОЦЕНОВЫЕ МОРФО-КЛИМАТИЧЕСКИЕ РАЙОНЫ В КАРПАТАХ

Во флишевых Карпатах ясно выделяются три высотных уровня, отличающиеся друг от друга комплексами процессов и их интенсивностью, а также разной степенью изменения рельефа в постгляциале. Самая низкая холмогорная зона — это холмогорье и подножие Бес-

кидов до высоты 700—800 м н. у. м. Большая интенсивность смыва и земляных оползней связаны с преобладанием пылеватых покровов и обезлесением. Долинные формы преимущественно зрелые. Ясно выражена здесь фаза зимних процессов (частые оттепели). Горная зона достигает верхней границы леса. Более крутые склоны покрыты щебнисто-песчаным плащом, моделируются концентрированной линейной эрозией, смывом и суффозией. Небольшую степень изменения перигляциальных форм (существуют даже неомоложенные долины) автор объясняет иной литологией и более коротким периодом голоценового морфогенезиса. Главный период эрозии и движения масс — это время летних проливных дождей. Высокогорная зона — это небольшой участок выше верхней границы леса.

#### ПОПЫТКА ОЦЕНКИ РАЗМЕРОВ ДЕГРАДАЦИИ КАРПАТСКИХ СКЛОНОВ В ПОСТГЛЯЦИАЛЕ

Показателями размера изменений автор принял: увеличение густоты долинной сетки, процент разрушения поверхности древнего рельефа, объем масс, вынесенных из голоценовых долин и интенсивность некоторых современных процессов (табл. 8). Густота долинной сети на восьми различных показательных участках до голоцена была равна 2,2 — 3,9 км/км<sup>2</sup>. В голоцене густота долинной сети увеличилась больше всего на холмогорье (участок VIII на 120%), меньше всего в расположенных ниже хребтов частях Бескид (участок IX, на меньше чем 20%) и на волнистом дне котловин (части участков III и XIV). На самых больших поверхностях произошли изменения на оползневых территориях (участок I, VIII — свыше 20%). На других участках разница иногда меньше 5%. Объем материала, вынесенного из голоценовых эрозионных долин колеблется в границах от 130 000 до 400 000 м<sup>3</sup> на 1 км<sup>2</sup>. Цифры эти не дают размера выноса материала всеми процессами (напр. трудно определить смыв). Гораздо больше бывает перемещение масс на склонах, напр. на оползневых территориях превышает 1 000 000 м<sup>3</sup> на площади 1 км<sup>2</sup>. В Бескидах преобладает вынос за границу склонов, на холмогорье перемещение на самых склонах. На основании батометрических и других измерений [40, 102, 108] можно считать, что в настоящее время вынос материала с поверхности 1 км<sup>2</sup> в течение года составляет 100 м<sup>3</sup>. Сравнение с величиной выноса в течение всего постгляциала позволяет принять, что в естественных условиях (лес) вынос был несколько раз меньше (порядка 20 м<sup>3</sup> с 1 км<sup>2</sup> в течение года).

### ТЕРРАСЫ И ГОЛОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ В ДОЛИНАХ КАРПАТСКИХ РЕК

В главных карпатских долинах существуют две основные голоценовые террасы: надпойменная высотой в 4—10 м и луговая высотой от 0,5 до 4 м. Мощность голоценовых отложений небольшая в верховьях рек (часто в долинах эрозионное дно), на уступе Карпат превышает 10 м. Тут аллювием сложены большие конусы выноса. Подробные исследования проведены на конусах восточных рек — Вислоки, Вислока и Сана. По аналогии с современной седиментацией, выказывающей ясно выраженную дифференциацию на дне долин, автор выделяет в голоценовой серии отложения русловой (обычно крупно-зернистые), террасовой и старого русла фации. Это отложения разных климатических периодов. Они были выделены на том основании, что отдельные серии (рис. 34—39) с растительными остатками определенного возраста были вложены друг в друга.

#### ФАЗЫ ЭРОЗИИ И АККУМУЛЯЦИИ В КОНУСАХ ВЫНОСА, РАСПОЛОЖЕННЫХ У ПОДНОЖИЯ КАРПАТ

На основании анализа форм и отложений конусов выноса (рис 39) автор выделил 9 горизонтов соответствующих последнему оледенению и голоцену, из которых четыре отмечают фазы более интенсивной аккумуляции, а пять — фазы эрозии (рис. 40):

- А — фаза перигляциальной аккумуляции (анагляциальная)
- В — фаза эрозии и уменьшенной перигляциальной аккумуляции (катагляциальная)
- С — фаза более интенсивной аккумуляции — переходный период (Аллерод)
- Д — фаза эрозии и уменьшенной аккумуляции (младший дриас, бореальный период)
- Е — фаза более интенсивной аккумуляции (атлантический период)
- F — фаза эрозии и уменьшенной аккумуляции (суббореальный период)
- G — фаза усиленной аккумуляции (субатлантический старший период)
- Н — фаза разрезания надпойменной террасы, надстройка ее пойменными суглинками и образования луговой террасы (субатлантический младший период)
- І — фаза углубления русел и надстройка луговой террасы (современный период).

Строение конусов позволяет принять существование в Карпатах эрозии, происходящей одновременно с аккумуляцией. Интенсивность этой эрозии изменялась в зависимости от колебаний климата. Серии аллювия более древних фаз мощностью в несколько метров указывают на интенсивность денудации в умеренном климате в естественных условиях. Началом нормального морфогенезиса постгляциального следует считать Аллерод, во время которого образовалась серия гравия около 5 м мощности, вложенная в эрозионные ложбины.

#### ОТНОШЕНИЯ ГОЛОЦЕНОВЫХ ПОКРОВОВ К ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНЫМ И ПРОДОЛЬНЫЙ ПРОФИЛЬ КАРПАТСКИХ ДОЛИН

В долинах, в верховьях рек (рис. 41, I) голоценовые покровы наложены в ложбины, врезанные в перигляциальные покровы; в долинах, в нижнем течении рек и у подножья Карпат на территории конусов выноса голоценовый аллювий наложен на перигляциальные покровы (рис. 41, VI). В средних участках граница обеих террас теряется (рис. 41, V). Здесь в узких частях долин терраса, построенная из перигляциальных покровов, выходит отчетливо на поверхность, а в расширенных участках она покрыта голоценом. На этих участках пересекаются продольный профиль перигляциального дна с более крутым уклоном и голоценового дна с меньшим уклоном (рис. 42). Причина этого — разное отношение транспорта происходящего на склонах, к транспорту, происходящему в долинах, в перигляциальном и современном периодах. Это подтверждается большой мощностью перигляциальных покровов в Бескидах и большой мощностью голоценового аллювия у уступа Карпат. В настоящее время аккумуляция на дне долин передвигается от конусов вверх по течению рек (а конусы разрезаны). Итак, мы в карпатских долинах наблюдаем по очереди: в верховьях — участки с преобладанием глубинной эрозии, участки с преобладанием аккумуляции русловой фации, участки с преобладанием аккумуляции террасовой фации и опять участки с преобладанием эрозии у уступа Карпат (в настоящее время).

#### РАЗМЕРЫ ЭРОЗИИ И ГОЛОЦЕНОВОЙ АККУМУЛЯЦИИ В КАРПАТСКИХ ДОЛИНАХ

Из досчетов следует, что с 1 км длины главных карпатских долин в их верховьях в верхнеплейстоценовом времени и голоцене вынесена масса материала объемом около 2 000 000 м<sup>3</sup>, однако ниже на дне долин, на холмогорье и в Сандомерской Котловине этот материал



аккумулируется. В нижнем течении Велепольки (приток Вислоки) в почти замкнутом бассейне участка Подкарпатского рва отложилось около 175 000 000 м<sup>3</sup>, т. е. с 1 км<sup>2</sup> было снесено около 440 000 м<sup>3</sup>. Итак, можно принять, что размеры выноса из Карпат доходят до 500 000 м<sup>3</sup> с 1 км<sup>2</sup>. Кубатура масс, слагающих большие конусы меньше и указывает на то, что в их границах отложилось около 300 000 м<sup>3</sup> с 1 км<sup>2</sup>. Также и голоценовые покровы в долине Вислы и батометрические измерения [104, 80, 40] указывают на то, что на участках долин, расположенных на холмогории и непосредственно у подножия Карпат отложилось только 60% вынесенного материала. Принимая за среднюю величину выноса 500 000 м<sup>3</sup> можно высчитать, что из польской части флишевых Карпат с поверхностью 22 000 км<sup>2</sup> вынесена масса материала порядка 10 000 000 000 м<sup>3</sup>

#### РАЗВИТИЕ РЕЛЬЕФА КАРПАТ В ПОСТГЛЯЦИАЛЕ

Адаптация перигляциального рельефа происходит неравномерно. Об этом свидетельствует стратиграфия конусов выноса, эрозионные ступени террас в Бескидах и разновозрастные голоценовые долинные и оползненные формы. В развитии рельефа флишевых Карпат автор различает следующие периоды:

##### А. Переходная фаза

1. Конечный период перигляциального морфогенезиса (конец Старшего Дриаса — [143]. Наступание леса на территорию холмогорья, разрезание дна долин ложбинами (идушее снизу), выше перигляциальная деградация.

2. Период Аллерода (*sensu stricto*). Усиленная эрозия в Карпатах, у их подножия аккумуляция. Выше границы леса (ок. 1000 м н. у. м.— [146]) денудация, близкая перигляциальной.

3. Период младшего Дриаса. Охлаждение, ослабление эрозии, частичное возвращение перигляциальных условий. Аккумуляция пойменных суглинков и эрозия на территории конусов.

##### В. Фаза „полного” голоцена

4. Пребореальный и бореальный период. Теплый континентальный. Климат, эрозия и денудация нормального типа у подножия слабая аккумуляция делювия.

5. Атлантический период. Увеличение количества атмосферных осадков. Усиление эрозии в горах.

6. Суббореальный период. Уменьшение количества осадков. Ослабление эрозии в горах.

7. Древний субатлантический период. Определенная океанизация климата. Усиление эрозии в горах и аккумуляции у подножия гор.

## С. „Антропогенная” фаза

8. Младший субатлантический период (период последних 2000 лет). Выкорчевывание леса (начиная уже с периода Лужицкой культуры — [180]). Обычно несколько раз повторяющееся усиление смыва, массовых движений, суффозии, линейной эрозии. Засыпание русел галькой (в верховьях), надстройка донных террас пойменными. Разрезание конусов на карпатском уступе.

Институт Географии ПАН  
Кабинет Геоморфологии и Гидрографии  
в Кракове

## ОБЪЯСНЕНИЯ К ИЛЛЮСТРАЦИЯМ

Рис. 1. Флишевые Карпаты. Территории исследования голоценовых форм, процессов и отложений: 1 — показательные участки, картированные в масштабе 1 : 10 000; 2 — показательные участки, картированные в масштабе 1 : 25 000; 3 — порядковый номер участка; 4 — реки; 5 — отдельные разрезы буровые колонки голоценового аллювия; 6 — большие группы буровых колонок скважин голоценового аллювия; 7 — стоянки субфоссильных позднегляциальных флор; 8 — стоянки субфоссильных голоценовых флор; 9 — пункты наблюдений денудационных процессов и избранных голоценовых форм; 10 — голоценовые конусы выноса у подножия Карпат; 11 — главнейшие горные хребты; 12 — уступ Карпатского Холмогорья. Кроме того обозначена изогипса 700 м над у.м., которая приблизительно показывает границу между морфо-климатическими регионами Холмогорья и горной зоны.

Рис. 2. Сопоставление показательных участков по высоте над у.м.; 1 — участки картированные в масштабе 1 : 10 000; 2 — участки картированные в масштабе 1 : 25 000; 3 — подробные наблюдения выбранных форм; 4 — наблюдения процессов в периоде разливов вод в 1955 г.; 5 — наблюдения процессов в периоде разливов в 1956 г.; 6 — наблюдения процессов в периоде разливов вод в 1957 г.

Рис. 3. Участок I Величка — геологическое строение, воды и растительный покров: Объяснение знаков актуально также для рис. 9, 15, 20, 22, 24: 1 — серии песчаников, плотных, устойчивых; 2 — серия песчаников легко выветривающихся, слабоустойчивых; 3 — серии кремней и устойчивых сланцев; 4 — серии слабоустойчивых сланцев; 5 — серии смешанные песчанико-сланцевые, слабоустойчивые; 6 — серии смешанные песчанико-сланцевые, среднеустойчивые; 7 — серии смешанные с преобладанием песчаников, обыкновенно устойчивые; 8 — мощные склоновые покровы (оползневые, солифлюкционные и т. д.); 9 — аллювий на дне долин; 10 — оси антиклиналей и синклиналей; 11 — важнейшие источники; 12 — выходы воды (преимущественно в русле); 13 — заболоченные территории; 14 — ложбины постоянного стока; 15 — ложбины периодического стока; 16 — ложбины эпизодического стока; 17 — направления подземного руслового стока; 18 — пороги и водопады; 19 — леса; 20 — луга и пастбища (показаны только на рис. 15).

Рис. 4. Участок I Величка — морфология.

I. Древние плиоценовые и плейстоценовые формы:

A. Формы, образованные разрушающим действием текучей воды и денудационных факторов: 1 — фрагмента выравненные денудационными агентами; 2 — древние склоны, не измененные коренным образом в голоцене; 3 — денудационные и структурные уступы; 4 — форма хребта или горба: а) узкая, острая, б) узкая, округленная, с) широкая, округленная; 5 — куполообразные вершины; 6 — каменные россыпи *in situ* или незначительно перемещенные на склоне; 7 — денудационные скалистые формы; 8 — оползневые ниши: а) хорошо сохранившиеся, б) плохо сохранившиеся; 9 — ступени оползней и обрывов; 10 — мульдообразные долины, устланные перигляциальными покровами; 11 — глубокие мульдообразные долины, вырезанные в твердых породах; 12 — плейстоценовые эрозионные врезы (корразионные); 13 — эрозионные уступы хорошо сохранившиеся, высотой: а) до 3 м, б) 3—6 м, с) 6—12 м, свыше 12 м; 14 — эрозионные уступы плохо сохранившиеся, высотой: а) до 3 м, б) 3—6 м, с) 6—12 м, свыше 12 м.

B. Формы, образовавшиеся в результате созидательной деятельности денудационных факторов: 15 — склоны, покрытые отвалами щебня; 16 — валы и хребты оползней и обрывов; 17 — понижения в оползневых языках и ступенях обрывов; 18 — денудированные поверхности оползневых языков; 19 — равнины солифлюкционной аккумуляции периода балтийского оледенения.

C. Формы, образовавшиеся созидательной деятельностью текучей воды: 20 — равнины, образовавшиеся в результате речной аккумуляции в период краковского оледенения; 21 — равнины, образованные речной аккумуляцией в период средне-польского оледенения; 22 — равнины, образованные речной аккумуляцией в период балтийского оледенения; 23 — равнины конусов выноса балтийского оледенения; 24 — равнины конусов выноса позднеледникового времени.

II. Древние плиоценовые и плейстоценовые формы, перерабатываемые в голоцене:

A. Формы, перерабатываемые разрушающей деятельностью текучей воды и денудационными факторами: 25 — ложбины, образованные сползанием каменных поясов, дренированные; 26 — древние V-образные долины, эксгумированные из-под перигляциальных покровов; 27 — V-образные долины действующие в голоцене; 28 — V-образные долины омоложенные (разрезанные); 29 — мульдообразные долины омоложенные; 30 — эрозионные обрывы, продолжающие перерабатываемые в голоцене.

B. Формы, изменяемые созидательной деятельностью текучей воды и денудационных факторов: 31 — мульдообразные долины с аккумулятивным дном.

III. Голоценовые формы, заложенные и перерабатываемые в голоцене:

A. Формы, образованные разрушающей деятельностью денудационных факторов: 32 — каменные россыпи живые, движущиеся по склонам; 33 — древние пологие и молодые эрозионные склоны голоценовых форм: 34 — останцевые междолинные хребты; 35 — ложбины врезанные в твердой породе; 36 — ниши скалистых оползней хорошо сохранившиеся, часто омолаживаемые, высотой: а) до 3 м, б) 3—6 м, с) 6—12 м, d) свыше 12 м;

37 — ниши скалистых оползней плохо сохранившиеся, мертвые высотой: а) до 3 м, б) 3—6 м, в) 6—12 м, г) свыше 12 м; 38 — ниши земляных оползней хорошо сохранившиеся, часто омолаживаемые высотой: а) до 3 м, б) 3—6 м, в) 6—12 м, г) свыше 12 м; 39 — ниши земляных оползней, сглаженные, мертвые высотой: а) до 3 м, б) 3—6 м, в) 6—12 м, г) свыше 12 м; 40 — ниши отколов и срывов (подразделение такое, как и оползневых ниш); 41 — небольшие отколы и срывы: а) мертвые, б) действующие, свежие; 42 — оползни выветрелого материала: а) мертвые, б) действующие, свежие; 43 — склоновые сползания; 44 — сползание полоса (ленты); 45 — мульдообразные долинки, оставшиеся после сползания материала; 46 — мульдообразные долинки, оставшиеся после оползней; 47 — мульдообразные долинки, образовавшиеся после размыва.

В. Формы, образованные созидательной деятельностью денудационных факторов: 48 — каменные осыпи; 49 — оползневые языки: а) мертвые, б) действующие, свежие; 50 — большие оползневые валы; 51 — оси оползневых гряд (хребтов); 52 — слаженные участки оползневых ступеней; 53 — углубления внутри оползней; 54 — равнины делювиальной аккумуляции; 55 — уступы, образовавшиеся в следствие вспашке на полях и расположенные у дна долин сложенные из делювия.

С. Формы, образованные разрушающей деятельностью текучей воды при содействии денудационных процессов: 56 — русла: а) вырезанные в твердой породе, б) вырезанные в аккумулятивном материале; 57 — пороги в русле (быстрины, водопады); 58 — пороги при устье висячих долин; 59 — сужения в скалистом ущелье; 60 — эрозионные уступы, размываемые в настоящее время высотой: а) до 3 м, б) 3—6 м, в) 6—12 м, г) свыше 12 м; 61 — эрозионные уступы, хорошо сохранившиеся высотой: а) до 3 м, б) 3—6 м, в) 6—12 м, г) свыше 12 м; 62 — эрозионные уступы, плохо сохранившиеся высотой: а) до 3 м, б) 3—6 м, в) 6—12 м, г) свыше 12 м; 63 — небольшие эрозионные долины, углубляемые эрозией в настоящее время: а) склоновые рытвины, б) V-образные долины с постоянным стоком, вырезанные в твердой породе, в) V-образные долины с постоянным стоком, вырезанные в покровах, г) V-образные долины с эпизодическими стоками (надрезные долины), д) ущелья, е) небольшие мелкие V-образные долины и надрезные долины; 64 — долинки, преимущественно эрозионные, моделируемые в настоящее время денудационными процессами или засыпываемые: а) V-образные долины с дном, засыпываемым щебнем, б) балки с аккумулятивным дном, в) ящикообразные долины с текучим дном („Tilke“), г) долинки с ящикообразной формой, образовавшиеся в результате, аккумулятивного поднимания уступа на границе пашни, в древних мульдах.

Д. Формы образованные созидательной деятельностью текучей воды: 65 — ровные участки русел рек усталые галькой; 66 — равнины низких террас, поймы и дна долин; 67 — равнины надпойменных террас; 68 — равнины конусов выноса.

Е. Формы, образованные разрушающей деятельностью подземных вод: 69 — суффозионные воронки (провальные); 70 — слепые суффозионные овраги; 71 — балки с суффозионными воронками в дне; 72 — мульдообразные небольшие долины с суффозионными воронками в дне.

Г. Антропогенные формы: 73 — врезы дорог: а) действующие, исполь-

зубые, б) преобразованные эрозией; 74 — стены каменоломен, глиниц; 75 — искусственные пороги в руслах; 76 — насыпи и отвалы.

Рис. 5. Поперечные разрезы долин на участке Величка.

Балка образовавшая в результате вырубки леса и надстройки склонов доголоценовой долинной формы. Показан профиль уступа на запаханном участке и на участке покрытом дерном. Объяснения знаков актуальны также для рис. 7, 8, 19: 1 — почва (гумусовый горизонт); 2 — суглинки; 3 — пылеватые алевроиты; 4 — глинистые алевроиты; 5 — пески; 6 — гравий; 7 — щебень (обыкновенно в суглинке); 8 — песчаные илы; 9 — пески со щебнем; 10 — монолитная скала; 11 — торфянистые суглинки; 12 — галька с большим количеством растительных остатков; 13 — торф; 14 — полосатые, суглинки переслаивающиеся песком; 15 — структуры течения найденные в склоновых осадках; 16 — слой ортштейна; 17 — следы полосатости в склоновых осадках; 18 — стоянка с обломками современной посуды; 19 — граница древних серий и голоценовой аккумулятивной серии.

Рис. 6. Участок II Тарнув — Лэнки — морфология: Объяснение знаков актуально также для рис. 13, 14, 26, 27.

Плиоценовые и плейстоценовые формы: 1 — денудационные, выравненные участки внедолинных поверхностей; 2 — узкие, острые хребты; 3 — узкие округленные хребты; 4 — широкие округленные хребты; 5 — куполообразные вершины; 6 — эрозионные и денудационные уступы; 7 — мульдообразные долины; 8 — равнины эрозионно-денудационной деградации; 9 — равнины делювиально-солифлюкционной аккумуляции; 10 — выравненные участки внедолинных поверхностей покрытые лессом; 11 — равнина речной аккумуляции периода краковского оледенения; 12 — равнина речной аккумуляции периода средне-польского оледенения; 13 — равнина речной аккумуляции периода балтийского оледенения.

Голоценовые формы: 14 — ниши мертвых выравненных оползней; 15 — ниши свежих действующих оползней; 16 — поверхности сползания; 17 — полосы сползания; 18 — древние оползневые языки; 19 — молодые оползневые языки; 20 — уступы террас; 21 — подмываемые уступы террас; 22 — подмываемые склоны; 23 — русла рек; 24 — скальные пороги в русле; 25 — V-образные долины; 26 — надрезы („дебже"); 27 — балки; 28 — ящикообразные долины с текучим дном; 29 — мульдообразные небольшие долины; 30 — равнина речной аккумуляции более низкая; 31 — равнина речной аккумуляции более высокая; 32 — конусы выноса; 33 — суффозионные провалы; 34 — слепые суффозионные долины; 35 — врезы дорог.

Рис. 7. Профиль балки в Подслоньце возле Ропчиц — участок Дембица. Поперечный разрез, заполненной делювией (а) балки, врезанной в перигляциальный покров (б), застилающий древнюю форму.

Рис. 8. Поперечный разрез склоновой ложбины, которая раньше была глубокой V-образной долиной.

В перигляциальные покровы (е) вложены слоистые склоновые глины (д), переходящие в песчаные глины (с), серия песков (б) в пылеватый делювий (а). Рядом продольный профиль, на котором показан пункт поперечного разреза.

Рис. 9. Участок IV Грабовница — геологическое строение, воды и растительный покров.

Объяснение знаков см. риц. 3. Литологические комплексы по работе Л. Кошарского.

Рис. 10. Участок IV Грабовница — морфология.

Объяснение знаков см. риц. 4.

Рис. 11. Участок V План долины с возникшими в ней в 1953 году в Постолове оползнями. Доголоценовые формы: 1 — куполовидные вершины; 2 — широкие увалы; 3 — денудационные уступы; 4 — древние мульдообразные долинки; 5 — равнина скально-аккумулятивной террасы последнего оледенения; Голоценовые формы: 6 — мульдообразные долинки; 7 — денудационные уступы; 8 — равнины делювиальной аккумуляции; 9 — равнины речной аккумуляции; 10 — конусы выноса; 11 — русло вырезанное в твердой породе и склоновые покровы; 12 — русло вырезанное в аллювиях; 13 — голоценовые долинные уступы (уступы слаженные — пунктирной линией); 14 — ниши свежих склоновых оползней; 15 — ящикообразные сползания и ложбины; 16 — валы и языки склоновых оползней.

Рис. 12. Поперечные профили долин в Постолове: а) профиль древнего, размываемого водой, берега преобразованного оползнями в 1953 году; б) профиль маленьких долин преобразованных оползнями. Жирной линией показаны поверхности скольжения, пунктирной — древняя форма.

Рис. 13. Участок VI Хочев — морфология.

Объяснения знаков см. риц. 6.

Рис. 14. Участок VII Верезка — морфология.

Объяснения знаков см. риц. 6.

Рис. 15. Участок VIII „Рабка—Скалиснэ” и участок X „Любонь Вельки” — геологическое строение, воды и растительный покров.

Объяснение знаков см. рис. 3.

Рис. 16. Участок VIII Рабка—Скалиснэ и участок X Любонь Вельки — морфология.

Рис. 17. Участок VIII Участок, на котором наблюдались процессы, происходящие во время весеннего разлива в 1957 году (20—21. III. 1957): 1 — водотоки действующие в момент наблюдения; 2 — борозды наполненные водой либо следы течения воды; 3 — выходы воды; 4 — заболоченные участки; 5 — выходы воды из суффозионных каналов; 6 — пятна снега; 7 — замерзший грунт; 8 — эрозионные рытвины; 9 — суффозионные провалы; 10 — свежие оползни; 11 — пятящаяся эрозия в русле; 12 — ползущее дно; 13 — делювиальные покровы; 14 — конусы выноса.

Рис. 18. Поперечный профиль верхнего течения Каменки. Широкое долинное замыкание разреза несколькими голоценовыми V-образными небольшими долинами: 1 — профиль перигляциального дна долины; 2 — современный разрез голоценовых долин; 3 — земляные массы сползающие со склонов.

Рис. 19. Профиль ящикообразной долины с текучим дном на правом склоне долины Каменки. Форма вырезана в перигляциальных покровах (d), затем заполнена суглинками (b) и глинами со щебнем (c). Поверхностный слой дна сложен из торфянистых глин, пропитанных водой и ползущих (a).

Рис. 20. Участок IX Жики—Лесковец — геологическое строение, воды и растительный покров.

- Рис. 21. Участок IX Жики — Лесковец — морфология.
- Рис. 22. Участок XI Грушовец — геологическое строение, воды и растительный покров.
- Рис. 23. Участок XI Грушовец — морфология.
- Рис. 24. Участок XII Буковец — Корбаня — геологическое строение, воды и растительный покров.
- Рис. 25. Участок XII Буковец — Корбаня — морфология.
- Рис. 26. Участок XIII Поляна — Отрыт — морфология.  
Объяснения см. рис. 7.
- Рис. 27. Участок XIV Чарна — Жолобэк — морфология.  
Объяснения см. рис. 7.
- Рис. 28. Образование ложбин сползания и ящикообразных долин с текучим дном (продольные и поперечные профили).  
А — источники и растительная „шапка” — „млака” на склоне покрытом глинистыми покровами; В — ползушая выпуклая полоса сползания; С — ползущая земная масса привела к образованию ложбины сползания; D — зрелая ящикообразная долина с плоским текучим дном.
- Рис. 29. Типы моделирования склонов процессом смыва. Знак — обозначает убыток масс, знак + аккумуляцию делювев.
- Рис. 30. Таяние (его процесс) в 1956 году в Карпатах (март — апрель): 1 — таяние инсоляционного типа; 2 — таяние адвективно-осадкового типа; 3 — залегание снежного покрова в высотных ярусах.
- Рис. 31. Связь голоценовых процессов, происходящих на склонах, с процессами происходящими на дне карпатских долин.  
А — продольный профиль (схема) карпатской долины во время последнего оледенения и в голоцене; В — преобразование профиля склона в краевой части Холмогорья: в верхней и средней части денудация, в нижней аккумуляция, перекрывающая часть покрова последнего оледенения; С — преобразование профиля склона в Бескидах: углубление дна долин и вскрывание идущее снизу 1 — профиль дна долины или склона во время последнего оледенения; 2 — профиль дна или склона в настоящее время или к которому ведут денудационные процессы; 3 — перигляциальные покровы; 4 — флювиальные голоценовые покровы; 5 — покровы голоценовой склоновой аккумуляции.
- Рис. 32. Направление развития голоценовых долинок: Стрелки и соединения непрерывной линией обозначают направление развития голоценовых долин в Карпатах от зачаточных форм до форм зрелых. Пунктирной линией обозначено направление развития связанное с изменением использования земли человеком. Из рисунков видно, что основными типами молодых долинных форм во флишевых Карпатах являются V-образная долина и балка.
- Рис. 33. Профили голоценовых террас в долине Вислоки возле Дембицы и в долине Велепольки.  
А — надпойменная и луговая терраса Вислоки на запад од Дембицы. В гляциальную серию вложен гравий позднего ледниковья: прослойка торфа, соответствующая по возрасту границе плейстоцена и голоцена;  
В — профиль надпойменной террасы Вислоки, надстроенной конусом Гавржиловского потока. На эрозионной равнине, срезывающей древний гравий и врезанной в миоценовые илы залегают пески поздней фазы оледенения, а на них торф начала голоцена;

С и D — разрезы конуса Гавжиловского потока. Виден наклон отдельных слоев. Под отложениями конуса аллювий более древнего голоцена заполняет неровности песчаной аккумулятивной поверхности времени поздего; E и F — монотонные серии пойменных суглинков в дне долины Велёпольки в Ропчицах.

Объяснение знаков актуально для рис. 34, 35, 37, 38: 1 — илы, алевриты; 2 — суглинки, пылевые отложения; 3 — суглинки, отложения с примесью органических частиц; 4 — песчанистые суглинки; 5 — пески; 6 — пески с гравием; 7 — пески с галькой; 8 — гравий; 9 — гравий с галькой; 10 — гравий включенный в суглинки; 11 — галька; 12 — намывтый органический осадок; 13 — торфы; 14 — стволы деревьев и другие макроскопические растительные остатки; 15 — твердая порода; 16 — лесс (выделяемый отдельно только в некоторых случаях); 17 — горизонты ископаемых почв; 18 — склоновые оплывины; 19 — границы отдельных серий аллювия; 20 — насыпи.

Рис. 34. Профили голоценовых левобережных террас в долине Вислока в Жешове (объяснения знаков см. рис. 33).

A — долинка, врезанная в лесс средней террасы, выходящая на поверхность надпойменной террасы и заполненная голоценовыми алевритами и торфами (см. рис. 36); B — покров голоценовой надпойменной террасы вложенный в лессовые пылеватые отложения; C — отложения фации разливов, покрывающие серию гравия неодинаковой мощности; D — склон надпойменной террасы. Видно вложение покрова террасы луговой в покров надпойменной террасы; E — разрез луговой террасы; F — Старомесце возле Жешова. Пойменные суглинки до 7 м покрывают неровную поверхность песков с гравием в подошве. В этом районе найдены остатки посуды насчитывающие свыше 2000 лет (глубина 5 м) и более 4000 лет (глубина 7 м).

Рис. 35. Профили голоценовых террас (правобережных) в долине Вислока в Жешове: A — профиль луговой и надпойменной террас на юг от Драбинянки. Подошва пойменных суглинков неровная, серии гравия лежат на разных уровнях; B — профиль на линии Драбинянка — Слоцина. Ближе реки в песках и суглинках, залегающих непосредственно на гравии, найдены растительные остатки начала голоцена. При устье Слоцинки (направо) торф торфянистого комплекса переслаивается с пойменными суглинками, из которых сложена вся серия голоцена; B 1 — профиль параллельный левой части профиля B.

Рис. 36. Голоценовые террасы у предгорья Карпат в Долине Вислока: 1 — реки; 2 — изогипсы; 3 — уступы террас; 4 — подмываемые берега; 5 — старицы; 6 — равнина надпойменной террасы; 7 — равнина луговой террасы; 8 — торфяник в Слоцине; 9 — разрез долинки засыпанной в голоцене, показанной на рис. 38 A; 10 — граница голоценового аллювия.

Рис. 37. Профили голоценовых террас в долине Сана: A и B — надпойменная терраса в Саноке — покров гравия и илов, залегающих на неровном цоколе из твердой породы. Поверхность террасы наклонена к оси долины, где в более древнюю серию вложен более молодой гравий; C и D — два ясно выраженных горизонта гравия в покрове надпойменной террасы в Саноке; E и F — профили надпойменной террасы в Пшемьсле возле устья р. Вяра. На профиле F хорошо видно вложение младших серий в более древние; G — профиль долины Сана возле Халупок Мэдыцких в сравне-



нии с профилем в Хурке (слева); *H* — профиль надпойменной террасы на восток от Хурка. Неодинаковая мощность серии глин, песков и гравия и обнаруживаемые в разных горизонтах остатки дерева свидетельствуют о переменной транспортной силе Сана в позднем ледниковье и в голоцене; *I* — профиль надпойменной террасы на восток от Хурка. Попеременно залегают серии гравиево-песчаные и пылеватые; *J* — профиль территории, окружающей старицу на расстоянии около 3 км от Сана. Далее от реки преобладает более мелкий материал, хотя и здесь видна изменчивость фракции в вертикальном профиле.

Рис. 38. Профиль надпойменной и луговой террас в долине Сана возле Торек. В серию песков и гравия атлантического периода (со стволами деревьев) вложены более молодые суглинки, позже перекрытые пойменными суглинками. Луговая терраса вырезана в надпойменную и потом настроена. Объяснения знаков как на рис. 33.

Рис. 39. Схема фаз эрозии и аккумуляции в конусах у подножия Карпат. Фазы *A—I* объяснены в тексте. Ниже обозначены местности и названия рек, в долинах которых найдены отдельные участки профиля: *1* — древнее основание; *2* — эрозионные поверхности; *3* — аккумулятивные контакты слоев; *4* — отложения русловой фации; *5* — отложения террасовой фации (разливов). Черные пятна обозначают найденные ископаемые растительные остатки.

Рис. 40. Колебания уровня русла и нарастание уровня надпойменной террасы в границе конусов в долине Вислоки, Вислока и Сана. На рисунке обозначено установленное положение русла и предполагаемое повышение надпойменной террасы в позднем оледенении и голоцене: *1* — русло Сана ниже Пшемьсля; *2* — равнина надпойменной террасы Сана; *3* — русло Вислоки возле Дембицы; *4* — равнина надпойменной террасы Вислоки; *5* — русло Вислока возле Жешова; *6* — равнина надпойменной террасы Вислока.

Рис. 41. Примеры разного отношения голоценовых покровов к перигляциальным покровам в днах карпатских долин (схематические рисунки). Профили, встречаемые в районах: *I* — в верховьях больших рек; *II* — в боковых долинах гор Бескид Высповы; *III* — в прорывах; *IV* — на дне межгорных котловин; *V* — в долинах среднего течения больших рек; *VI* — на участках больших долин на территории Холмогорья; *VII* и *VIII* — в боковых часто подпруженных долинах на территории Холмогорья. *1* — скальный цоколь; *2* — перигляциальные покровы речные и склоновые; *3* — речные покровы позднего оледенения; *4* — голоценовые покровы органогенные голоценовые покровы. *B* — равнина террасы последнего оледенения, *PG* — равнина террасы позднего оледенения, *H<sub>1</sub>*, *H<sub>2</sub>* — равнины голоценовых террас.

Рис. 42. Продольный профиль дна карпатских долин (схема): *1* — продольный профиль дна долин во время последнего оледенения; *2* — продольный профиль дна долин в голоцене; *3* — участки долины с преобладанием эрозии в дне; *4* — участки долины с преобладанием аккумуляции в русловой фации; *5* — участки долины с преобладанием аккумуляции в фации разлива (террасовой).

## СПИСОК ФОТОГРАФИЙ

- Фот. 1. Показательный участок „Величка”. Вид вверх долинки имеющей простираение В—З в Хоронгвице. Участок в виде балки, в которой велись бурения (рис. 6). На первом плане замыкание надреза омолаживающее балку. В период оттепели инсоляционного типа снег только на склоне обращенном к северу.
- Фот. 2. Пшебечаны около Велички. Запрудное озеро в долинке А выше оползня, которое подпруживает дно долины.
- Фот. 3. Оползни на северном склоне в долине Пшебечаны около Велички. Они образовались в марте 1956 г. вследствие сползания пропитанного водой слоя мощностью около 0,5 м по промерзшем основании.
- Фот. 4. Эрозионные борозды и аккумуляция на снегу; склон с западной экспозицией в марте 1956 г. в районе Велички.
- Фот. 5. Обезлесенная балка надрезающая склон долины Грабовницы (участок IV). Склон направленный к северу сложенный кросненскими слоями.
- Фот. 6. Рывинные оползни на обезлесенных склонах голоценовых долинок, образовавшиеся после ливня в 1953 г. в Постолове на Сане. Съемка: лето 1956.
- Фот. 7. Фронтальный оползень, охватывавший весь крутой склон голоценовой долинки. В дне неровная аккумуляционная поверхность, Постолув на Сане. Съемка: лето 1956.
- Фот. 8. Эрозионный врез надрезающий склон воронки источника потока Каменки. Участок Скалиснэ около Рабки (участок VIII).
- Фот. 9. Участок долины Камёнки с левым оползневым склоном (участок VIII).
- Фот. 10. Медленно сползающий склон затыкает русло одного из врезов в воронке источника Камёнки. Изогнутые деревья опираются на противоположный склон.
- Фот. 11. Эрозионные борозды на склоне долины Камёнки обращенном к северо-западу. На полевых уступах поддерновый, суффозионный размыв. Март 1957 г.
- Фот. 12. Подземный размыв в лесу на склоне обращенном к востоку. Участок VIII.
- Фот. 13. Неомоложенный эрозионный врез застланный перигляциальными покровами на южном склоне Ганцажа в Малом Бескиде (участок IX).
- Фот. 14. Неровная, покрытая оползнями и сплошным дерновым покровом поверхность верхней части склона края Лесковец — Мадогора в Бескиде Малом (участок IX).
- Фот. 15. Действующий каменный хаос покрывающий стену ниши свежего откола в пределах комплекса обрывов на южном склоне Любоня Велького (участок X).
- Фот. 16. Понижение в виде рва отделяющее нишу от уступа — обрыва на южном склоне Любоня Велького. Видны покрытые лесом россыпи магурских песчаников.
- Фот. 17. Сползания сопутствующие выходам воды на склоне сложенном подмагурскими глинистыми сланцами. Средний участок южного склона Любоня Велького (участок X).
- Фот. 18. Узкая, разрезанная эрозионным врезом поверхность перигляциального дна долины на склоне Цвилина, переходящем в дно понижения Гру-

шовца. Вдали выпуклый склон Снежницы с узкими выравненными участками расположенными у подножия склона.

- Фот. 19. Часть оползневой ниши на склоне Цвилина, обезлесенном и с надрезами (участок XI).
- Фот. 20. Смыв ведущий к обнажению корней деревьев в лиственном лесу. Участок старых оползней на южном склоне Ганцажа (участок IX).
- Фот. 21. Аккумуляция на лесной дороге на склоне Снежницы после ливня 5 июля 1957 г. (участок XI).
- Фот. 22. Провально-суффозионные котлы (в углу по правой стороне) в верхнем участке долины надрезающей северо-восточный склон одного из ответвлений кряжа Корбани (участок XII).
- Фот. 23. Суффозионные провалы представленные на фот. 22 видимые с небольшого расстояния. Они разделяются скальным мостом, который по мере развития подземного канала провалится.
- Фот. 24. Выветривающие и оползающие скальные глыбы на северной стороне хребта Бабьей Гуры (участок XI).
- Фот. 25. Земляные обрывы и оползни на стене обрывистого склона сложенного солифлюкционными покровами в Доброй около Лимановой).
- Фот. 26. Отвал глинистых сланцев как результат морозного выветривания верхней части обрывистого склона. Долина Камёнки на участке Рабка — Скалисна. Март 1957 г.
- Фот. 27. Оползневый язык заполняющий дно долины. Видна лобовая часть языка — ниже источник. Кругель около Пшемьсла.
- Фот. 28. Сползающий склон обращенный к востоку. На первом плане растительная „шапка” — „млака” и начало ниши сползания. Долина притока верхней Вислы в Бэскиде Силезском. Апрель 1956.
- Фот. 29. Обрывистый склон в долине Быстрой около Милювки. Видны различные темпы отступления склона: по правой стороне песчаники, по левой глинистые сланцы. (Фот. К. Климек).
- Фот. 30. Торрентиальный конус выноса при устье надреза — результат кратковременного ливня в Сеняве около Рабки. Съемка произведена в несколько дней после ливня в июне 1956.
- Фот. 31. Быстро пятащееся ущелье надрезающее край террасы в долине Вялого Дунайца около Шафляр.
- Фот. 32. Сухой, обезлесенный надрез, надрезающий скалистый склон долины Быстрой около Милювки. Апрель 1956 г.
- Фот. 33. Транспорт и аккумуляция каменной россыпи в широком русле Кошавары.
- Фот. 34. Покров луговой террасы 5 м высоты вложенной в покров надпойменной террасы 7 м. Долина Сана около Радымна.
- Фот. 35. Разрез голоценовых пойменных суглинков слагающих надпойменную террасу. Под 3,6-метровым слоем суглинков косослоистые пески. Кирпичный завод в Дэмбице в долине Вислоки.

## СПИСОК ТАБЛИЦ

- Таблица 1. Географическая среда репрезентативных территорий.
- Таблица 2. Средние многолетние температуры месяцев по Вишневному [168].
- Таблица 3. Дни с заморозками и частота промерзания почвы в период 1954—1957 (по данным ПИГМ).
- Таблица 4. Амплитуды месячных сумм осадков.
- Таблица 5. Некоторые измерения стока карпатских рек.
- Таблица 6. Колебания урбония карпатских рек (по данным ПИГМ).
- Таблица 7. Сопоставление форм возникших или преобразованных в голоценским период.
- Таблица 8. Изменения количества взвешенного материала, транспортируемого карпатскими реками, по Яроцкому [40].
- Таблица 9. Размеры голоценской эрозии и денудации в Карпатах.

LESZEK STARKEL

## THE DEVELOPMENT OF THE FLYSCH CARPATHIANS RELIEF DURING THE HOLOCENE

### S U M M A R Y \*

#### INTRODUCTION

The main part in transforming of the reliefs of the non-glaciated areas of Central Europe is being ascribed to the periglacial morphogeny [9, 8, 15, 47]. It is not until the Holocene that the period of man's economy was characterized by a powerful soil erosion and haugh-loam accumulation [13, 35, 36, 38, 86, 95, 121, 138, 159]. However, frequently there are being ignored the processes occurring in natural conditions during the Holocene [14, 16, 35]. Still, a number of authors established in forests the occurrence of natural, young erosive and denuding forms [21, 36, 58, 60, 92, 128, 137] and of correlative alluvial covers, corresponding to various phases of the late glacial and Holocene [37, 55, 128, 173].

The author undertook investigations, in the Polish Flysch Carpathians where heretofore only some Holocene forms had been examined. However, at the beginning of this century, already, Holocene covers of alluvia on the Carpathian foreland had been distinguished [23, 79, 80], and a detailed study of landslides had been undertaken [119, 123, 148, 156]. A novel phase in the cognizance of the relief of the Carpathians constitutes the preparation of a detailed geomorphological map, presenting a considerable number of Holocene forms [56, 57, 128] and observations of denuding processes [48, 26, 108, 109].

The present paper is intended to appraise the part played in the transformation of the older relief of the Flysch Carpathians by Holocene morphogenic processes. Its purpose is to define in what direction and at what rate this adaptation of forms has been taking place, and how it is

---

\* A more detailed comment, in English, on the conclusions drawn in this paper has been presented in *Przegląd Geograficzny*, Vol. XXXI suppl., Warszawa 1959.

differentiated regionally and chronologically during the entire postglacial time. I also paid attention to the morphogenic part of the late glacial when, simultaneously with a warmer climate and the appearance of vegetation [143, 20], normal denudation and the removal of periglacial covers began [103, 147, 129].

The northern part of the Carpathians is built of Flysch of Cretaceous-Paleogene age. Deep valleys intersect the slopes of the higher Beskid Mountains (up to 1725 m. a. s. l.) and of the Carpathian Upland extending on its foreland (300—700 m. a.s.l.). The variety of slopes (convex, concave, convex-concave, escarpments) is chiefly connected with a differentiation of the geological structure (sandstones, shale and mixed complexes). Depending upon geological structure and shape of slopes, the periglacial covers show different physical traits and a varying thickness (up to 15 m.). Differentiated too are the climatic conditions (altitude 200—1725 m. a.s.l.), as well as hydrology and vegetation. The upper timber line extends on the altitude of 1400 m. Up to the altitude of about 800 m. a.s.l., the Carpathians are deforested to about 80%.

I aimed at illustrating the role of the Holocene morphogenesis by investigating destructive forms and processes observed within the range of the Flysch Carpathians, and by investigating, the alluvial deposits laid down especially within Holocene cones, upon the Carpathian foreland.

In the Carpathians, I selected altogether 15 representative areas, almost every one of a surface of less than 10 sq. kms. (Fig. 1), on which there was undertaken, usually in detail, a geomorphological survey at the scale of 1 : 10 000 or 1 : 25 000. These areas constitute larger regions of differing geological structure, relief, altitude above sea level (Fig. 2) and vegetative cover. Particular attention I have paid to Holocene forms and to processes; these latter, moreover, I kept observing at various seasons. The age of Holocene forms I have defined on the basis of their relation to their periglacial covers, to other Holocene forms and deposits, and on the basis of shape, degree of freshness and degree of activity of these forms. These studies have been the groundwork on which I prepared an account of forms and processes, distinguished 6 varieties of slope shapes and comprehended the role of forests and of deforestation in the changes of intensity of modern processes. Approximately I computed the cubic content of the masses flushed down from the various representative areas, taking principally into account the lengths and sections of Holocene erosive forms, and the amount of suspended matter carried in river beds [40, 102, 108, 109]. The analysis of both mechanical composition and arrangement of deposits in several scores of outcrops and in about 650 bore hole sections, and the analysis of vegetal rem-

nants \* discovered in alluvial cones on the Carpathian foreland makes it possible to distinguish several series, proving a variation in intensity of erosion and denudation within the Carpathians. In order to define the extend of Holocene transport from the Carpathians, I have compared the cubic content of the alluvia with the computed amount of earth masses displaced from the representative areas.

#### GEOMORPHOLOGICAL SURVEY OF THE REPRESENTATIVE AREAS — HOLOCENE FORMS AND PROCESSES

Each representative area has successively been discussed, according to its geographic regions Upland, Beskid Mountains — see Figs. 1 and 2). The description of each area comprises the characteristic of its environment (Figs. 3, 9, 15, 20, 22, 24) and of its previous relief, as well as the description of its Holocene forms and processes (Figs. 4, 6, 10, 11, 13, 14, 16, 21, 23, 25, 26) and, finally, a summary emphasizing both type and magnitude of changes undergone during the Holocene. On the basis of the material collected from all these areas it is possible to distinguish about 50 different forms, developed or intensively transformed in the Holocene (see also explanations given with coloured geomorphological maps).

The relief-forming processes comprise a wide scope, beginning with initial processes of physical and chemical weathering (formation of soils), subsequently gravity mass movements like landslides, slumps, creep zones, screes slope wash debris, deep and lateral erosion, suffusive forms, and ending with vegetative accumulation and relief-forming activity of man. Amongst these processes occurring in natural conditions first place takes linear erosion, gravity movements of slide type and suffosion. In deforested regions a decisive role is played by slope wash and local earth creep. The temperate modern morphogeny differs from the periglacial morphogeny by the absence of intensive mechanical weathering, of deflation, of summer solifluction and of cryogenic processes. The postglacial chemical weathering led in the Carpathians to the formation of podsolized and brown soils. Physical weathering connected with frozenground occurs more intensely on surfaces devoid of a vegetal cover. On deforested rock slopes there also takes place, although on a minor scale, surface translocation brought about by ground ice. Splitting off of rock fragments often happens at escarpments only, while creeping of rock debris is observed

---

\* The paleobotanical analyses have been made by Dr. Sobolewska and by Mgr K. Matakowa of the Botanical Institute of the Polish Academy of Sciences in Cracow.

only above upper timber line. Slides are of current occurrence in the Carpathians, on areas built of permeable covers and rocks, underlain by nonpermeable shale (Fig. 10, 16). These slides translocate up to several millions of cubic meters, — but most frequent are shallow landslides. Earth creep which usually takes place on grass-covered surfaces occurs on covers saturated with water, and leads to the formation of creeping valley forms (Fig. 28). Very rarely soil translocation upon a frozen substratum occurs during periods of sudden snow melt on deforested areas. The most important process in the Carpathians is slope wash which, on arable areas of the Carpathian Upland, leads to the formation of thick deluvial covers (up to 3 m. thick) forming flattened subslopes and filling the floors of old or young valley forms (Figs. 5, 7, 8, 29). Suffosion continues on slopes built of silty, sandy or rubble deposits which are permeable and are laid down on a feebly pervious substratum. In fine silty covers the water flushes out channels; sink holes are formed changing into suffosive valleys (areas VI, VII, XII, XIII, Fig. 25). In the Holocene, linear erosion caused a deepening of the majority of old valleys and the development of new narrow valleys incised in the slopes (up to 20 m. deep). By lateral erosion have been shaped old and new undercut slopes in the floors of the large valleys. Fluvial accumulation occurs at the bottom of larger valleys upon their terraces as well as in the river beds. In cases of obstructed river flow (steps in the valley floors) or of increased supply of material from deforested slopes, there takes place accumulation on the bottoms of lateral valleys, even in their initial sections. Degradation is being accelerated by man, due to his ploughing steep slopes, putting up ridges amidst fields, constructing roads along slopes (road cuts) and quarrying rock material.

#### ANNUAL CYCLE OF PROCESSES

On the basis of reconnaissance observations of denuding processes (Fig. 1), and of the analysis of climatic elements there may be distinguished two principal annual morphogenetic-climatic periods: a winter and a summer period.

The winter period lasting from 3 to 6 months consists of:

- a) „dead” periods of frost duration and continuous snow cover,
- b) of snowless periods characterized by but feeble slope erosion and cryogenic processes,
- c) periods of snow melt.

Depending on the type of weather and on the preceding winter, the period of snow melt is often a season of powerful erosion, suffosion and creep.



The summer period lasting from 6 to 9 months is in the Carpathians a season in which particularly intensified are linear erosion and landslides as well as denudation and suffosion. Normal processes pass violently, lasting but a short time. This is a period typical for the Holocene, — and therefore the forms of landslides, erosion and suffosion cause incisions within the periglacial slopes.

#### TYPES AND TRENDS OF SLOPE SHAPING IN THE HOLOCENE

In the individual areas, Holocene forms combine into strictly defined groups (e. g., together occur creep zones and valleys of „flowing” corrasional floors — „Tielke”. They prove that, depending on previous relief and structure of the slopes, the character of slope moulding in the Carpathians varies. In consideration of the basic process which determines the manner of slope transformation, I am distinguishing in the Carpathians the following 6 types of slope shaping taking place in natural conditions:

a) slope wash type, developing slowly on forest-covered slopes built of poorly permeable covers (parts of areas IX, X, VIII),

b) slope wash — suffosion type, most common in the Carpathians; occurs on slopes built of pervious covers (areas XII, XIII),

c) erosion type, observed very rarely on slopes with surfaces cutting across aquifers (parts of areas IX, XIV),

d) slide type, common in areas built of alternating sandstones and shales; leads to complete destruction of previous surfaces (areas I, IV, VIII, X, XI),

e) creep type, more frequent on deforested areas built of argillaceous shales (parts of areas III, VIII, XIV),

f) shaping by splitting off has been observed exclusively on bare rock walls (in areas X, XI, XV).

The Holocene slope processes in the Carpathians tend to changes of the slope profile and to denudation of periglacial covers. This transformation shows 2 trends (Fig. 31):

A) Discovering all over the length of the slope of rock surfaces of the older forms in the Beskid Mountains and in the higher parts of the Carpathian Upland with their convex-concave or convex forms (areas IV, VII, IX, XI, XIII). Rejuvenation proceeds from the bottom up, conditioned upon incisions in the covers of the valley axis, and on undercutting of slopes.

B) Denudation of upper and middle sections of slopes, simultaneously with accumulation at the slope's bottom within the marginal part of the

Upland and in intramountain basins (areas I, II, III, IV, VI) with their gentler slopes, built of more easily denuded covers.

The distribution of areas showing a differing manner of slope denudation is connected with the processes taking place on valley floors (Fig. 31). Wherever the valley floors have been incised and deepened during the Holocene and the slopes have been undercut, the denudation of the slopes proceeds from the bottom up. Where, however, accumulative valley floors have been raised, we note, simultaneously with the lifting of the slope bottom, changes of the slopes into gentler reliefs.

#### THE HOLOCENE „VALLEY CYCLE” IN THE CARPATHIANS

In all the representative areas there universally occur Holocene erosive forms, incising either the bottoms of old through-like valleys or their slopes. These forms, usually incised in the covers, develop and reach old age very rapidly, especially in deforested regions. The most common young erosive forms in forests are V-shaped erosive valleys, developed from various concave forms of frequently quite different origin (stone streams, erosive incisions, ravines, gullies, suffusive channels, creep through-like valleys, slide scars — Fig. 32). Valley floors are gradually widened and filled up slopes are turning more gentle. On the deforested Carpathian Upland where denudation occurs on a larger scale, the most frequent valley forms are flat bottom dales (with accumulative bottoms) which gradually, due to slope wash, earth creep and to ploughing, are transformed into mature trough like depressions.

#### MORPHOLOGICAL-CLIMATIC REGIONS OF THE CARPATHIANS IN HOLOCENE

In the Flysch Carpathians there may be clearly distinguished three altitude zones, mutually differing by their complexes of processes and by the intensity of these processes, as well as by their differing degree of relief transformation during the postglacial. The lowest, Upland zone comprises the actual Carpathian Upland and the bottom region of the Beskid Mountains up to the altitude of 700—800 m. a. s. l. The high intensity of slope wash and earth landslides is connected with the predominance of silty covers, and with deforestation. Usually the valley forms are mature. Distinctly noticeable is here the phase of winter processes (frequent snow melt). The mountain zone reaches up to upper timber line. The steeper slopes covered by debris and sand are shaped by concentrated linear erosion, by slope wash and by suffusion. The small degree of transformation of periglacial forms (there even occur non-

rejuvenated valleys) is connected with the different lithology and with the shorter duration of the Holocene morphogeny. The principal period of erosion and mass movements is the season of summer showers. The high mountain zone comprises but a small strip above upper timber line.

#### ATTEMPT OF ESTIMATING THE EXTENT OF CARPATHIAN SLOPE DEGRADATION IN THE POSTGLACIAL TIME

As index for the magnitude of transformation I have assumed the increase of density of valley formation, the percentage of destruction of the older relief surface, the content of masses washed away from Holocene valleys, and the intensity of some of the contemporaneous processes (Table 9). The density of valley forming within eight representative areas amounted to 2.2—3.9 km. per sq. km. In the Holocene the formation of valleys was increased, most intensely on the foreland (area VIII by 120%), and least in the lower parts of the Beskid Mountains (area IX by less than 20%) and within the wavy basin floors (parts of areas III and XIV). With regard to occupied surface, the greatest changes have taken place on landslides areas (on areas I and VIII more than 20%); on other areas this surface is often less than 5%. The cubic content of the earth masses carried away from Holocene erosive valleys oscillates between 130 000 and 400 000 cu. meters from 1 sq. km. These figures fail to illustrate the amounts swept away by all the processes (e. g., slope wash which is difficult to compute). Of much greater volume is the translocation of masses down the slopes: e. g., on landslides areas this movement exceeds 1 000 000 cu. meters on the area of 1 sq. km. Within the Beskid Mountains, there predominates the sweeping down off the mountain slopes, whereas on the Upland it takes place locally. On the basis of bathometric and other measurements (40, 102, 108) we may assume that at present time about 100 cu. meters are yearly being carried away from the area of 1 sq. km. The comparison with the extent of washdown during the entire postglacial justifies the assertion that in natural conditions (forests) the masses swept away were then several times lower (of the order of 20—30 cu. meters from 1 sq. km.).

#### TERRACES AND HOLOCENE DEPOSITS IN THE VALLEYS OF CARPATHIAN RIVERS

On the floors of Carpathian valleys there occur two principal types of Holocene terraces: the Rendzina terrace, 4 to 10 m. high, and the meadow terrace of 0.5 to 4.0 m. height. The thickness of Holocene deposits, but small in the upper course of rivers (frequent are erosive valley floors)

exceeds 10 meters at the margin of the Carpathian Upland. Here alluvial deposits build extensive alluvial cones. I have carried out extensive investigations within the range of alluvial cones of the following Eastern rivers: the Wisłoka, the Wisłok and the San. By analogy with modern sedimentation which shows a distinct differentiation within valley floors, I am distinguishing, in the Holocene series, deposits of: the river bed facies (usually they are coarse grained), the terrace facies and the facies of the old river bed. These deposits were formed during different climatic periods. The basis for this differentiation has been the interbedding of the enumerated individual series (Figs. 34—39) which contain plant remnants of the defined age.

#### PHASES OF EROSION AND ACCUMULATION IN THE ALLUVIAL CONES OF THE CARPATHIAN FORELAND

On the basis of an analysis of forms and deposits found within these cones (Fig. 39) I distinguish 9 horizons representing the last glacial and the Holocene; four of these show features of intensified accumulation whereas the remaining five bear chiefly symptoms of erosion (Fig. 40):

A — phase of periglacial (anaglacial) accumulation

B — phase of periglacial (cataglacial) erosion and lessened accumulation

C — phase of increased accumulation — transition period (Alleröd)

D — phase of erosion and lessened accumulation (Younger Dryas — Boreal period)

E — phase of increased accumulation (Atlantic period)

F — phase of erosion and lessened accumulation (Subboreal period)

G — phase of increased accumulation (Older Subatlantic period)

H — phase of dissection of Rendzina terraces (129) of their covering by haugh-loam, and of formation of the meadow terrace (Younger Subatlantic period)

I — phase of deepening of channels and covering up of the meadow terrace (modern period).

The structure of the cones entitles us to assume, simultaneously with accumulation, erosion in the Carpathians too; this erosion had various intensity, depending on climatic changes. Alluvial series of several meters' height, laid down in older phases, indicate the intensity of denudation which in a moderate climate was taking place in natural conditions. It is the Alleröd which should be looked upon as the initial period of the normal, postglacial morphogeny; to the Alleröd must be assigned the 5 m. gravel series laid down in erosive channels.

## INTERRELATION BETWEEN HOLOCENE AND PERIGLACIAL COVERS AND TERRACES LONGITUDINAL IN THE FLOORS OF CARPATHIAN VALLEYS

In upper sections of valleys (Fig. 41/I) the Holocene covers are laid down in river beds incised into the periglacial covers, whereas in lower valley sections and within the alluvial cones on the foreland, the Holocene alluvia are deposited on the top of the periglacial covers (Fig. 41/VI). In the middle sections the boundary of both these types becomes obscured (Fig. 41/V). Here, in narrow parts of valleys a terrace built of periglacial covers distinctly emerges on the surface, while at broader parts this terrace is hidden, covered by the Holocene. Such valley sections are zones of intersection of the steeper-grade long section of the periglacial valley floor with the lesser-grade Holocene valley floor (Fig. 42). This is caused by the fact that there is a difference in relation between slope transport and channel transport during the periglacial period and during modern times. We find a confirmation in the marked thickness of periglacial covers in the Beskid Mountains and, on the other hand, of the Holocene alluvia on the Carpathian foreland. In present-day conditions, accumulation on valley floors extends from alluvial cones upwards in the valley (while the cones themselves are being dissected). Thus, successively we observe in the Carpathian valleys, starting from the top downwards, upper sections with predominance of erosion and incision, with prevailing accumulation in the channel facies and likewise in the terrace facies, whereas there again predominates, in modern times, erosion on the margin of the Carpathians.

## RATE OF HOLOCENE EROSION AND ACCUMULATION IN CARPATHIAN VALLEYS

It appears from my computations that, during the late glacial and the Holocene, there has been carried off, from 1 km. of length of the upper course of Carpathian valleys, an amount of about two million cubic meters. However, this same material has been deposited further down, on the valley floors of the Carpathian Upland and in the Sandomierz Basin. In the lower course of the Wielopolka creek, a tributary of the Wisłoka river, there has been deposited, in an almost closed basin of a part of the Subcarpathian trough, approximately 175 000 000 cu. m. of material, equivalent to an erosion of about 440 000 cu. m. per 1 sq. km. We therefore may assume that the rate of denudation in the Carpathians reaches 500 000 cu. m. from an area of 1 sq. km. The Holocene covers in the valley of the Vistula, and bathometric measurements (104, 80, 40) indicate that in the highland sections of the valleys and on the adjoining Carpathian foreland there has been laid down but about 60% of the

denuded material. Presupposing as mean value of denudation 500 000 cu. m., it appears that from the Polish part of the Flysch Carpathians, presenting an area of 22 000 sq. km. approximately 10 000 000 000 cu. m. of material has been washed down.

#### DEVELOPMENT OF THE RELIEF OF THE CARPATHIANS IN THE LATE GLACIAL AND HOLOCENE

Transformation of the periglacial relief is proceeding irregularly, as shown by the stratigraphy of the alluvial cones, by erosive terrace steps in the Beskid Mountains and by Holocene valley and slide forms of different periods. In the development of the relief of the Flysch Carpathians I distinguish the following periods:

##### A. Transition phase

1. Terminal period of the periglacial morphogeny (close of the Older Dryas — 143). The forest penetrates the highland area, valley floors are incised by erosive channels progressing upwards; higher up, periglacial degradation takes place.

2. Allerød period (*sensu stricto*). Increased erosion in the Carpathians, accumulation on the foreland; above timber line (about 1000 m. a. s. l. — 146) denudation similar to the periglacial.

3. Younger Dryas period. Cooler climate, lessening of erosion, partly reversion to periglacial conditions; accumulation of haugh-loam, erosion on slopes.

##### B. Phase of „full“ Holocene

4. Preboreal and Boreal period. Warm, continental climate, erosion and denudation of normal type; in the foreland, slight accumulation of deluvia.

5. Atlantic period. Increase of rainfall; renewed erosion in the mountains.

6. Subboreal period. Decrease of rainfall; lessening of erosion in the mountains.

7. Older Subatlantic period. Climate changing distinctly into oceanic; renewed erosion in mountains and accumulation in foreland.

##### C. „Anthropogenic“ phase

8. Younger Subatlantic period (era of the recent 2000 years), time of deforestation (begun in the period of the Łuzyce culture — [180]). Usually several times increased denudation, slides, suffosion, linear erosion. Filling up of channels by rock debris (in upper river courses), heightening of bottom terraces by haugh-loam. Incision of cones on the Carpathian margin.

Institute of Geography of the Polish Academy of Sciences  
Department of Geomorphology and Hydrography in Cracow

## EXPLANATION TO FIGURES

Fig. 1. Flysch Carpathians. Areas of investigation of forms, processes and deposits of the Holocene: 1 — representative areas mapped in 1 : 10 000 scale; 2 — representative areas mapped in 1 : 25 000 scale; 3 — successive number of representative area; 4 — rivers; 5 — individual bore hole columns of the Holocene alluvia; 6 — large accumulation of bore hole columns of the Holocene alluvia; 7 — localities of sub-fossil late-glacial floras; 8 — localities of sub-fossil Holocene floras; 9 — points of observation of Holocene denuding processes and selected forms; 10 — Holocene alluvial cones on the Carpathian foreland; 11 — mountain ridges of greater importance; 12 — Carpathian Upland escarpment. Moreover there is shown the contour line of 700 m.a.s.l., which approximately represents the boundary between the morphological-climatic regions of the Upland and of the mountain zone.

Fig. 2. List of representative areas arranged according to their altitude above sea level: 1 — areas mapped in 1 : 10 000 scale; 2 — areas mapped in 1 : 25 000 scale; 3 — detailed observations of selected forms; 4 — observation of processes during snow-melt\* in 1955; 5 — observation of processes during snow-melt in 1956; 6 — observation of processes during snow-melt in 1957.

Fig. 3. Area I „Wieliczka” — geological structure, water courses and vegetative cover

Explanation of symbols valid too for Figs. 9, 15, 20, 22, 24: 1 — sandstone series, compact, resistant; 2 — sandstone series, easily weathered, feebly resistant; 3 — series of hornstones and resistant shales; 4 — series of feebly resistant shales; 5 — mixed sandstone-shale series; feebly resistant; 6 — mixed sandstone-shale series of medium resistance; 7 — mixed series with predominance of sandstones, usually resistant; 8 — thick hillside covers (of landslides, solifluction, etc.); 9 — alluvia on valley floors; 10 — axes of anticlines and synclines; 11 — more important springs; 12 — water seepages (usually in valley channel); 13 — waterlogged areas; 14 — permanent flow streams; 15 — periodical streams; 16 — ephemeral streams; 17 — directions of flow in underground channels; 18 — cascades and waterfalls; 19 — forests; 20 — meadows and pastures (distinguished in Fig. 15 only).

Fig. 4. Area I Wieliczka — morphology

I. Older forms, from Pliocene and Pleistocene.

A. Forms produced by destructive action of flowing water and by denuding agents: 1 — fragments of surfaces of planation; 2 — older slopes not essentially resculptured in Holocene; 3 — denuding and structural edges; 4 — shape of ridge or hump: a) narrow, sharp-edged, b) narrow, rounded, c) broad, rounded; 5 — dome-shaped summits; 6 — residual block-fields area *in situ*, or slightly translocated on slope; 7 — denudation rock forms; 8 — scars of landslides: a) well preserved, b) poorly preserved; 9 — step-like slopes of landslides and slumps; 10 — bowl-shaped valleys with floors covered by periglacial covers; 11 — deep trough-like valleys cut into solid rock; 12 — pleistocene (corrasive) V-shaped valleys; 13 — erosive edges, well preserved, of height a) up to 3 m., b) 3—6 m., c) 6—12 m., d) exceeding 12 m., 14 — erosive edges, poorly preserved, of height: a) (up to 3 m., b) 3—6 m., c) 6—12 m., d) exceeding 12 m.;

B. Forms produced by constructive action of denuding factors; 15 — slopes covered by rubble heaps (scree); 16 — ramparts and ridges caused by lands-

lides and slumps; 17 — depressions within landslide tongue and slumps steps; 18 — denuded surfaces of landslide tongues; 19 — plains of solifluction accumulation from period of Baltic glaciation;

C. Forms produced by constructive action of flowing water: 20 — plains of fluvial accumulation from period of Cracovian glaciation; 21 — plains of fluvial accumulation from period of Middle Polish glaciation; 22 — plains of fluvial accumulation from period of Baltic glaciation; 23 — plains of alluvial cones from period of Baltic glaciation; 24 — plains of alluvial cones from period of late glacial time.

II. Older forms, from Pliocene and Pleistocene, resculptured in Holocene.

A. Forms sculptured by destructive action of flowing water and by denuding factors: 25 — drained stone streams; 26 — older incised V-valleys, with swept periglacial covers; 27 — V-shaped valleys, active in Holocene; 28 — V-shaped valleys, rejuvenated (dissected); 29 — rejuvenated trough-shaped valleys; 30 — erosive undercuts, further sculptured in Holocene.

B. Forms sculptured by constructive action of flowing water and by denuding agencies: 31 — trough-shaped valleys with accumulative floors.

III. Holocene forms, developed and sculptured in Holocene

A. Forms produced by destructive action of denuding factors: 32 — de forested block fields active, on the move on slopes; 33 — slopes of Holocene forms; 34 — outliers-type intervalley ridges; 35 — gullies incised in rock; 36 — scars or rock slides, well preserved, frequently rejuvenated, of height: a) up to 3 m., b) 3—6 m., c) 6—12 m., d) exceeding 12 m.; 37 — scars of rock slides, poorly preserved, inactive of height: a) up to 3 m., b) 3—6 m., c) 6—12 m., d) exceeding 12 m.; 38 — scars of earth slides, well preserved, frequently rejuvenated of height: a) up to 3 m., b) 3—6 m., c) 6—12 m., d) exceeding 12 m.; 39 — alleviated scars of earth slides, inactive of height: a) up to 3 m., b) 3—6 m., c) 6—12 m., d) exceeding 12 m.; 40 — scars of rock falls and slumps (division identical as for slide scars); 41 — small land slides and slumps: a) inactive, b) active, fresh; 42 — small-slides due to weathering cover: a) inactive, b) active, fresh; 43 — slope creep or earth flow; 44 — earth creep streams; 45 — trough-shaped small valleys caused by earth creep; 46 — trough-shaped small valleys caused by landslides; 47 — trough-shaped small valleys caused by slope wash.

B. Forms produced by constructive action of denudative factors: 48 — accumulated talus sheets; 49 — slide tongues: a) inactive, b) active, fresh; 50 — large slide ridges; 51 — axes of slide ridges; 52 — flattening of slide steps; 53 — depressions within slide ridges 54 — plains of deluvial accumulation; 55 — midfield and scarp edges built by deluvia.

C. Forms produced by destructive action of flowing water, with cooperation of denudative processes: 56 — river beds: a) incised into solid rock, b) incised into accumulative material; 57 — rock steps in river bed (rapids, waterfalls); 58 — steps at the outlets of hanging valleys; 59 — valley straitening in solid rock; 60 — erosive edges of recent undercutting, of height: a) up to 3 m., b) 3—6 m., c) 6—12 m., d) exceeding 12 m.; 61 — erosive edges well preserved, of height: a) up to 3 m., b) 3—6 m., c) 6—12 m., d) exceeding 12 m.; 62 — erosive edges poorly preserved, of height: a) up to 3 m., b) 3—6 m., c) 6—12 m., d) exceeding 12 m.; 63 — small valleys with recent erosive incision: a) erosive gullies on slopes, b) permanent flow V-shaped valleys cut



into solid rock, *c*) permanent flow V-shaped valleys cut into covers, *d*) occasional flow V-shaped valleys, *e*) ravines, *f*) small, shallow valleys and gullies; 64 — small valleys, mostly of erosive origin, of recent sculpturing due to denuding processes, or of recent filling-in: *a*) small V-shaped valleys with floors covered by rock debris, *b*) mature erosive valleys with accumulative floors, *c*) „Tilke”, *d*) small flat-bottomed valleys, produced by accumulation, raising of edges boundaries of tilled fields in older basins.

*D.* Forms produced by constructive action of flowing water: 65 — gravel banks in river bed; 66 — plains of low flood terraces, and valley floors; 67 — plains of terraces above flood level; 68 — plains of alluvial cones;

*E.* Forms produced by destructive action of underground waters: 69 — suffosive sinks (pits); 70 — blind suffosive ravines; 71 — flat-bottomed with suffosive sinks in floor; 72 — trough-shaped small valleys with suffosive sinks in floor.

*F.* Anthropogenic forms: 73 — road cuts: *a*) active, in use, *b*) transformed by erosion; 74 — walls of quarries and clay pits; 75 — artificial steps in river beds; 76 — embankments and earth heaps.

Fig. 5. Transverse sections of small valleys on area „Wieliczka” Dale produced by deforestation and deposition on slope of a pre-Holocene valley form (A). Indicated in the section of the escarpment on a tilled sector and, higher up, on a grass-covered sector.

Explanation of symbols valid too for Figs. 7, 8, 19: 1 — soil (humus layer); 2 — loams; 3 — sandy silts; 4 — clayey silts; 5 — sands; 6 — gravels; 7 — rock rubble (usually embedded in loam); 8 — sandy loams; 9 — sands with rock rubble; 10 — compact rock; 11 — peaty silts; 12 — gravel and sands with ample vegetal remnants; 13 — peat bogs; 14 — streaked silt layers alternating with sands; 15 — fluidal structures observed in hillside waste; 16 — laterite beds; 17 — traces of streaks in hillside waste; 18 — locality containing shell fragments of recent pottery; 19 — boundaries between Holocene accumulative series and older series.

Fig. 6. Area II Tarnów—Łęki — morphology.

Explanation of symbols valid too for Figs. 13, 14, 26, 27: **Pliocene and Pleistocene forms:** 1 — denuding plains on upland; 2 — narrow, sharp ridges; 3 — narrow, rounded ridges; 4 — broad rounded ridges; 5 — dome-shaped peaks; 6 — erosive and denuding edges; 7 — small trough-like valleys; 8 — plains of erosive-denuding degradation; 9 — plains of deluvial-solifluxion accumulation; 10 — upland flats covered by loess; 11 — plains of fluvial accumulation from period of Cracovian glaciation; 12 — plains of fluvial accumulation from period of Middle Polish glaciation; 13 — plains of fluvial accumulation from period of Baltic glaciation; **Holocene forms:** 14 — scars of inactive, mature landslides; 15 — scars of fresh, active landslides; 16 — creep surfaces; 17 — creep streams; 18 — ancient slide tongues; 19 — fresh slide tongues; 20 — edges of terraces; 21 — undercut edges of terraces; 22 — undercuttings of slopes; 23 — river beds; 24 — rock steps in river beds; 25 — V-shaped valleys; 26 — gullies; 27 — flat-bottomed accumulation valleys; 28 — „Tilke”; 29 — trough-shaped valleys; 30 — lower plain of fluvial accumulation; 31 — higher plain of fluvial accumulation; 32 — alluvial cones; 33 — suffosive pits; 34 — blind suffosive valleys; 35 — road cuts.

Fig. 7. Sections of flat-bottomed valley at Podślōnce near Ropczyce — area Dębica.

- Transverse section filled by deluvia (*a*) of the valley, incised into periglacial covers (*b*), spread on the previous form.
- Fig. 8. Transverse section of little trough-like valley, previously a deep V-shaped valley. Into the periglacial covers (*e*) are intruded stratified hillside loams (*d*), passing into sandy loams (*c*), a series of sand banks (*b*) and silty deluvia (*a*). Alongside is shown a longitudinal section with indication of location of transverse section.
- Fig. 9. Area IV Grabownica — geological structure, water courses and vegetative cover. For explanation of symbols see Fig. 3. Lithological complexes presented according to L. Koszarski.
- Fig. 10. Area IV Grabownica morphology. For explanation of symbols see Fig. 4.
- Fig. 11. Area V. Plan of valley affected in 1953 by slides at Postolow. pre-Holocene forms: 1 — dome-shaped peaks; 2 — broad ridges; 3 — denudations scarps; 4 — old trough-shaped small valleys; 5 — plain of rocky and accumulation terrace from the Baltic glaciation; Holocene forms: 6 — trough-shaped small valleys; 7 — denudation edges; 8 — plains of deluvial accumulation; 9 — plains of fluvial accumulation; 10 — alluvial cones; 11 — river bed incised into rock and into hillside covers; 12 — river bed incised into alluvia; 13 — holocene valley scarps (dashed line shows alleviated scarps); 14 — scars of fresh hillside slides; 15 — „Tilke” and slide channels; 16 — ramparts and tongues of hillside slides.
- Fig. 12. Transverse sections of small valleys at Postolow: *a*) section across old undercut transformed by slides, 1953; *b*) section across small valleys transformed by slides. By heavy lines are indicated surfaces of slides, by dashed lines the previous forms.
- Fig. 13. Area VI Hoczew — morphology. For explanation of symbols see Fig. 6.
- Fig. 14. Area VII Bereska — morphology. For explanation of symbols see Fig. 6.
- Fig. 15. Area VIII Rabka — Skalisne and area X „Lubon Wielki” — geological structure, water courses and vegetative cover. For explanation of symbols see Fig. 3.
- Fig. 16. Area VIII Rabka — Skalisne and area X Lubon Wielki — morphology.
- Fig. 17. Area VIII. Fragment of survey of processes occurring during snow-melt in 1957 (March 20—21, 1957): 1 — water courses noticed on day of observation; 2 — furrows filled with water, or traces of flowing water; 3 — localities of issue of water; 4 — waterlogged areas; 5 — localities of issue of water from suffusive channels; 6 — patches of snow; 7 — frozen ground; 8 — erosive grooves; 9 — suffusive sinks; 10 — fresh slides; 11 — headward erosion in river bed; 12 — creeping floor; 13 — deluvial covers; 14 — alluvial cones.
- Fig. 18. Transverse section of upper course of Kamionka valley. Wide spring basin, incised by several Holocene V-shaped valleys: 1 — section of periglacial valley floor; 2 — modern section across Holocene small valleys; 3 — earth masses sliding down from hillsides.
- Fig. 19. Section across a „Tilke” on right hand slope of Kamionka valley. This form has been incised into the periglacial covers (*a*), afterwards filled in by silts (*b*) and loams with rock debris (*c*). The surface layer of the valley floor is built of peaty loams, waterlogged and creepy.
- Fig. 20. Area IX Rzyki — Leskowiec — geological structure, water courses, and vegetative cover.
- Fig. 21. Area IX Rzyki — Leskowiec — morphology.

Fig. 22. Area XI Gruszowiec — geological structure, water courses, and vegetative cover.

Fig. 23. Area XI Gruszowiec — morphology.

Fig. 24. Area XII Bukowiec — Korbania — geological structure, water courses, and vegetative cover.

Fig. 25. Area XII. Bukowiec — Korbania — morphology.

Fig. 26. Area XIII Polana — Otryt — morphology. For explanations see Fig. 7.

Fig. 27. Area XIV Czarna — Żołobek — morphology. For explanations see Fig. 7.

Fig. 28. Formation of slide depressions and „Tilke” (longitudinal and transverse sections).

*A* — spring and marshy ground on hillside cloaked by clayey cover; *B* — creeping convex slide zone; *C* — creeping earth mass has caused formation of a trough-shaped valley; *D* — mature „Tilke” with flat bottom.

Fig. 29. Types of slopes<sup>s</sup> resculptured by slope wash.

Symbol — indicate decrease of masses in the slope, symbol + deluvial accumulation.

Fig. 30. Progress of 1956 snow-melt in the Carpathians (March—April): 1 — snow-melt of insolation type; 2 — snow-melt of advective-precipitative type; 3 — survival of snow cover at different altitude levels.

Fig. 31. Connection of Holocene processes occurring on valley slopes with processes proceeding on the floors of Carpathian valleys.

*A* — longitudinal profile (diagrammatic) of a Carpathian valley during the last glaciation and the Holocene; *B* — transformation of slope section in the marginal part of the Upland: in upper and middle part — denudation, in lower — accumulation, frequently superimposed upon covers from the last glaciation; *C* — transformation of slope section in the Beskid Mountains: deepening of valley floors and denudation proceeding from bottom up. 1 — section of valley floor or slope during last glaciation; 2 — section of present-day valley floor or slope, or shape which is being approached due to denuding processes; 3 — periglacial covers; 4 — Holocene fluvial covers; 5 — covers of Holocene slopes accumulation.

Fig. 32. Trend of development of small Holocene valleys. Arrows and solid lines indicate natural trend of development of Holocene valleys in the Carpathians, from initial forms to late-mature forms; dashed lines indicate trend of development, connected with man's changes in soil utilization. From this figure it appears that in the Flysch Carpathians the V-shaped valley and the flat-bottomed valley are the fundamental types of young valley forms.

Fig. 33. Sections across Holocene terraces in the Wisłoka valley near Dębica, and in the Wielopolka valley.

*A* — rendzinna and meadow terrace of the Wisłoka river, west of Dębica. Into a glacial series are intercalated gravels of the late glacial time; a peat intercalation from the boundary between Pleistocene and Holocene also appears; *B* — section across a rendzinna terrace of the Wisłoka river covered by a cone laid down by Gawrzyłowski creek. On top of the erosive plain, transsecting old gravel sheets and incised into Miocene clays, are deposited late-glacial sands, and above them peat from the beginning of the Holocene; *C* and *D* — sections across the cone of Gawrzyłowski creek. Visible is the dip of the individual strata. Underneath the deposits of this cone, alluvia of the older Holocene fill the pockets of the accumulative sand surfaces from

the late glacial; *E* and *F* — monotonous series of river silts on the floor of the Wielopolka valley at Ropezyce.

Explanation of symbols valid too for Figs. 34, 35, 37, 38: 1 — clays, silts; 2 — loams, pelites; 3 — loams, pelites with admixture of organic matter; 4 — sandy loams; 5 — sands; 6 — sands with gravel; 7 — sands with pebbles; 8 — gravels, 9 — gravels with pebbles; 10 — gravels embedded in loam; 11 — pebbles; 12 — organic muddy deposits; 13 — peats; 14 — tree trunks and other macroscopic vegetal remnants; 15 — solid rock; 16 — loess (occasionally only distinguished separately); 17 — horizons of fossil soils; 18 — structures of slope creeps; 19 — ranges of different alluvial series; 20 — embankment.

- Fig. 34. Sections across (left bank) Holocene terraces in valley of Wisłok river at Rzeszów (for explanation of symbols see Fig. 33): *A* — small valley incised into loess of middle terrace, out letting onto surface of rendzinna terrace and filled with Holocene silts and peats (see Fig. 36); *B* — Holocene cover or rendzinna terrace superimposed into loess silt strata; *C* — deposits of the flood facies covering series of gravels of unequal thicknesses; *D* — slope of edge of rendzinna terrace. Visible is the superimposition of the cover of the meadow terrace into the cover of the rendzinna terrace; *E* — section across the meadow terrace; *F* — Staromieście near Rzeszów. River silts layer, up to 7 m. thick, cover the uneven surface of sands with gravel at their bottom. In this region there were found relics of pottery of about 2000 years' age (depth about 5 m.) and of 4000 years' age (depth 7 m.).
- Fig. 35. Sections across (right bank) Holocene terraces in valley of Wisłok river at Rzeszów: *A* — section across meadow and rendzinna terraces, south of Drabinińska. The bottom of the river silts layer is uneven, the gravel series rests on different horizons; *B* — section along line Drabinińska—Ślęcina. Nearer the river, in sands and silts adjoining the gravels, vegetation of the beginning of the Holocene has been ascertained. At the outlet of the Ślęcina creek (on the right bank) the peats of a peat bog complex are interdigitated with haugh-loam layers which latter represent the entire Holocene. *B1* — section parallel with the left part of section *B*.
- Fig. 36. Holocene terraces on the forefield of the Carpathians, in the Wisłok valley: 1 — rivers; 2 — hypsometric lines; 3 — terrace edges; 4 — undercuts; 5 — ancient river bed; 6 — plain of rendzinna terrace; 7 — plain of meadow terrace; 8 — peat bog at Ślęcina; 9 — section across small valley filled in during the Holocene, presented in Fig. 34A, 10 — boundary of range of Holocene alluvia.
- Fig. 37. Section across Holocene terraces in the San valley: *A* and *B* — rendzinna terrace at Sanok, cover of gravels and loams laid down on an irregular rock base. The surface of this terrace is inclined towards the axis of the valley where younger gravels are superimposed into the older series; *C* and *D* — clearly noticeable two gravel sheets in the cover of the rendzinna terrace at Sanok; *E* and *F* — sections across the rendzinna terrace at Przemyśl, near the mouth of the Wiara river. On section *F* is distinctly visible the superimposition of younger series into the older ones; *G* — section across the San valley near Chałupki Medyckie, linking up with the section made at Hurko (on left bank); *H* — section across the rendzinna terrace east of Hurko. The uneven thickness of the series of loams, sands and gravels as well as the finding of tree trunks at various levels indicate the variable carrying capacity of the

San river during the late glacial and the Holocene. *I* — section across the rendzina terrace east of Hurko. Alternately appear gravel-sandy series and pelitic; *J* — section across the vicinity of the ancient river bed, at the distance of about 3 km. from the San river. Further away from the river, finer material predominates, although here also a variety of fractions may be observed in the vertical profile.

Fig. 38. Section across the rendzina and meadow terraces in the San valley, near Torki.

Into the series of sands and gravels from the Atlantic period (with tree trunks) are superimposed younger silts, later overlain by river silts. The meadow terrace is incised into the rendzina terrace and has later been covered additionally. Explanations as for fig. 33.

Fig. 39. Diagram of phases of erosion and accumulation in the alluvial cones of the Carpathian foreland. Phases A to I are explained in the text. Below are presented the names of localities and rivers, where in the valleys the individual sectors of the section have been identified: *1* — older substratum; *2* — erosive surfaces; *3* — accumulative contacts of layers; *4* — deposits of the channel facies; *5* — deposits of the terrace (flood) facies. Black areas indicate discovered fossil vegetal remnants.

Fig. 40. Oscillations of the level of the river bed, and uplifting of the rendzina terrace within the range of cones in the valleys of the Wisłoka, Wisłok and San rivers. In the figure has been indicated the determined location of the bed, and the probable uplift of the rendzina terrace in the late glacial time and the Holocene: *1* — San river bed near Przemyśl; *2* — plain of the rendzina terrace of the San river; *3* — Wisłoka river bed near Dębica; *4* — plain of the rendzina terrace of the Wisłoka river; *5* — Wisłok river bed near Rzeszów; *6* — plain of the rendzina terrace of the Wisłok river.

Fig. 41. Examples of differing relation of Holocene covers to periglacial covers on the floors of Carpathian valleys (diagrammatical sketches).

Profiles encountered in the following regions: *I* — in the upper course of large rivers; *II* — in lateral valleys of the „Island Beskid” (Beskid Wyspowy); *III* — in water gap sectors; *IV* — in the floors of intramountain basins; *V* — in middle sectors of large valleys; *VI* — in sectors of large valleys situated in the Upland; *VII* and *VIII* — in lateral, frequently domed valleys in the Carpathian Upland symbols: area *1* — rock base; *2* — fluvial and slopes periglacial covers; *3* — fluvial covers of the late glacial time; *4* — fluvial covers of the Holocene; *5* — organogenic Holocene covers; *B* — plain of terrace from last glaciation; *PG* — plain of terrace from the late glacial time; *H<sub>1</sub>*, *H<sub>2</sub>* — plains of terraces from the Holocene period.

Fig. 42. Longitudinal profile of floors of Carpathian valleys (diagrammatically): *1* — longitudinal profile of valley floors in the last glaciation; *2* — longitudinal profile of valley floors in the Holocene; *3* — valley sectors with prevailing erosion on valley floor; *4* — valley sectors with prevailing accumulation in riverbed-facies; *5* — valley sectors with prevailing accumulation in flood (terrace) facies.

#### LIST OF PHOTOS

Phot. 1. Representative area „Wieliczka”. View upwards into a small valley of east-west direction at Chorągwica. Sector of flatbottomed shape, in which drillings have been undertaken (Fig. 6). In foreground, closing of ravine,

rejuvenating the flat-bottomed valley. During periods of snow-melt of the insolation type, a snow cover remains solely on the slope with northern exposition.

- Phot. 2. Przebieczany near Wieliczka. A dammed-up lake in valley A above a slope slide which buttresses the valley floor.
- Phot. 3. Slides on a slope with northern exposition in the Przebieczany valley near Wieliczka. These slides occurred in March 1956, due to the creep of a waterlogged layer of 0.5 m. thickness on a frozen substratum.
- Phot. 4. Erosive grooves and accumulation on snow, on a slope with western exposition, observed in March 1956 in the region of Wieliczka.
- Phot. 5. Deforested valley with accumulative floor incised into the slope of the Grabownica valley (Area IV). The slope, exposed northwards, is built of Krosno beds.
- Phot. 6. Channel slides on deforested slopes of small Holocene valleys, produced by torrential rains in 1953 at Postołów on the San. Photo taken in summer 1956.
- Phot. 7. Frontal slide comprising the entire steep slope of a small Holocene valley. In the valley, an irregular accumulative surface. Postołów on the San. Photo taken in summer 1956.
- Phot. 8. V-shaped valley incised into the spring basin of Kamionka creek. Area, VIII — Skalisne near Rabka.
- Phot. 9. Sector of Kamionka valley with slide on left bank slope (Area VIII).
- Phot. 10. Slowly creeping slope obstructs the bed of one of the incisions in the Kamionka spring basin. The inclined trees are upheld by the opposite slope.
- Phot. 11. Erosive grooves in a slope of Kamionka valley with northwestern exposition. On mid-field edges, suffosive washout underneath the turf may be seen. March 1957.
- Phot. 12. Underground slope wash in a forest, on a slope of western exposition (Area VIII).
- Phot. 13. Non-rejuvenated V-shaped valley, its floor lined with periglacial covers on the southern slope of Gancarz hill in Beskid Mały (Area IX).
- Phot. 14. Uneven surface, variegated by minor slides and covered by a compact turf layer, on the upper slope section of the Leskowiec — Madohora ridge in Beskid Mały (Area IX).
- Phot. 15. Active block-field covering the wall of a scar after a fresh rock fall, found in a group of slide scars on the southern slope of Luboń Wielki (Area X).
- Phot. 16. One of the depressions with the features of a furrow, separating a slide scar from a stepped fall scar on the southern slope of Luboń Wielki. Visible is rock debris of Magura sandstone, covered by forest growth.
- Phot. 17. Slope slides combined with water seepages on a slope built of Submagura argillaceous shales. Middle part of southern slope of Luboń Wielki (Area X).
- Phot. 18. Narrow surface, dissected by a V-shaped incision, of periglacial valley floor passes into the floor of the Gruszowiec depression. In the background, the convex slope of Śnieżnica Hill, with narrow sub-slope ledges.
- Phot. 19. Fragment of a landslide scar on the slope of Cwilin ridge deforested and cut up by gullies (Area XI).
- Phot. 20. Slope wash causing the uncovering of tree roots in a leaf-tree forest. Area of old slides on the southern slope of Gancarz hill (Area IX).

- Phot. 21. Accumulation on a forest trail on the slope of Śnieżnica hill, after the rainstorm of July 5, 1957 (Area XI).
- Phot. 22. Caving suffosive sinks (in right hand corner) in upper course of valley incised into the northeastern slope of one of the spurs of Korbania ridge (Area XII).
- Phot. 23. Suffosive pits, shown in Phot. 22, seen in close proximity. These sinks are separated by a earth arch which, in line with the growth of underground channels, is going to collapse.
- Phot. 24. Weathering rock blocks, undergoing displacement on the northern side of the summit of Babia Góra (Area XV).
- Phot. 25. Earth slumps and slides on the wall of an undercut built of solifluxion covers at Dobra near Limanowa.
- Phot. 26. Pile of talus of argillaceous shales, produced by frost weathering of the upper part of an undercut. Kamionka valley in area Rabka — Skalisne. March 1957.
- Phot. 27. Slide tongue filling valley floor. Visible is the tip of the tongue, — below a spring. Kruhel near Przemyśl.
- Phot. 28. Slope with earth creep on eastern exposition. In foreground waterlogged ground and edge of creep scar. Valley of affluent of upper Wisła river in Silesian Beskid. April 1956.
- Phot. 29. Undercut in Bystra valley near Milówka. Visible is the varying rate of slope sapping: on the right — sandstones, on the left — argillaceous shales (Photo by K. Klimek).
- Phot. 30. Rainstorm alluvial cone produced at outlet occasional flow V-shaped valley during shortlived downpour at Sieniawa near Rabka. This cone succeeded in blocking railway track. Photo taken several days after this storm, in June 1956.
- Phot. 31. Rapidly receding ravine incising edge of terrace in Biały Dunajec valley near Szaflary.
- Phot. 32. Dry deforested gully, incised into the rocky slope of Bystra valley near Milówka. April 1956.
- Phot. 33. Transport and accumulation of rock debris in the broad river bed of Koszarowa creek.
- Phot. 34. Cover of meadow terrace 5 m. high, superimposed into the cover of the rendzinna terrace of 7 m. height. San valley near Radymno.
- Phot. 35. Section across Holocene haugh-loam layers building the rendzinna terrace. Underneath a layer of loam of 3.6 m. thickness, the sands are cross-bedded. Brickyard at Dębica in Wisłoka valley.

## LIST OF TABLES

- Table 1 Geographic environment of representative regions
- Table 2 Mean monthly temperatures over a period of years, according to Wiśniewski [168]
- Table 3 Number of night-frost days, and frequency of soil freezing during 1954—1957 (according to PIHM)

Table 4 Amplitudes of total monthly precipitations

Table 5 Miscellaneous flow measurements of Carpathian rivers

Table 6 Oscillations of water levels of Carpathian rivers (according to PIHM)

Table 7 List of forms produced or transformed during Holocene

Table 8 Changes in quantities of material, carried by Carpathian rivers, according to Jarocki [40]

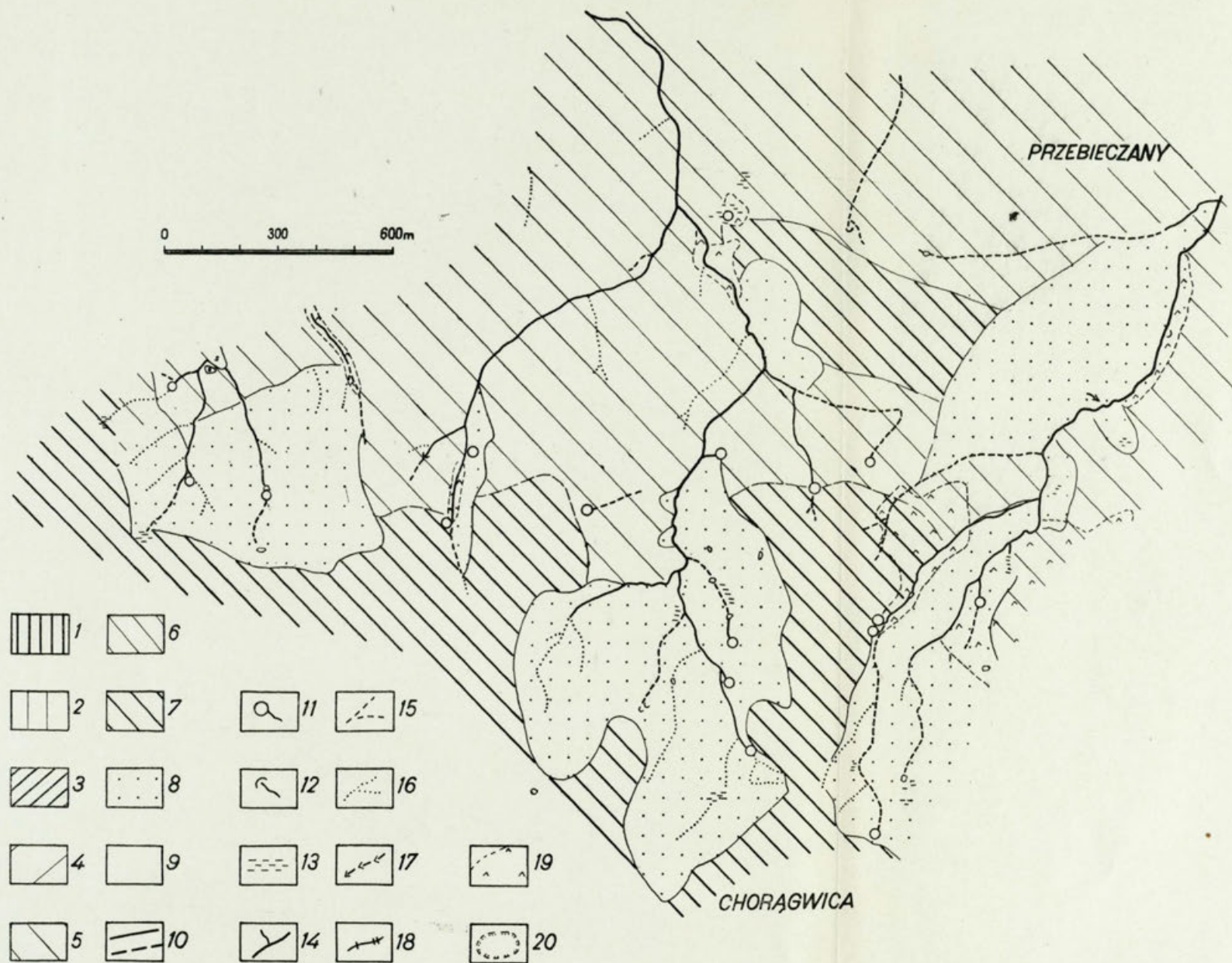
Table 9 Extent of Holocene erosion and denudation in the Carpathians.



Table 4. Analysis of total monthly production  
Table 5. Analysis of total monthly production  
Table 6. Analysis of total monthly production  
Table 7. Analysis of total monthly production  
Table 8. Analysis of total monthly production  
Table 9. Analysis of total monthly production

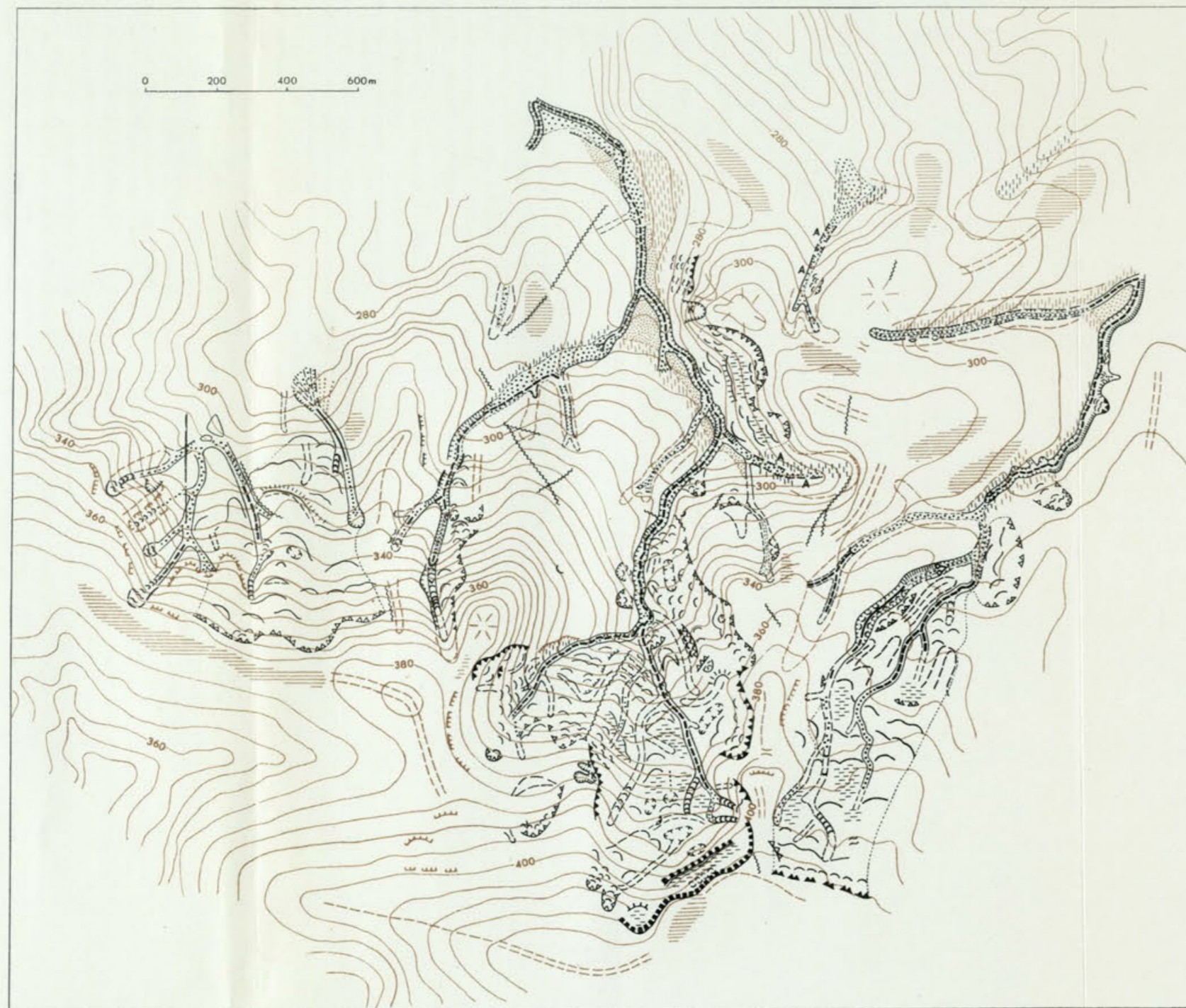
[The following text is extremely faint and illegible due to low contrast and blurring. It appears to be a series of paragraphs or a list of items, but the content cannot be transcribed accurately.]



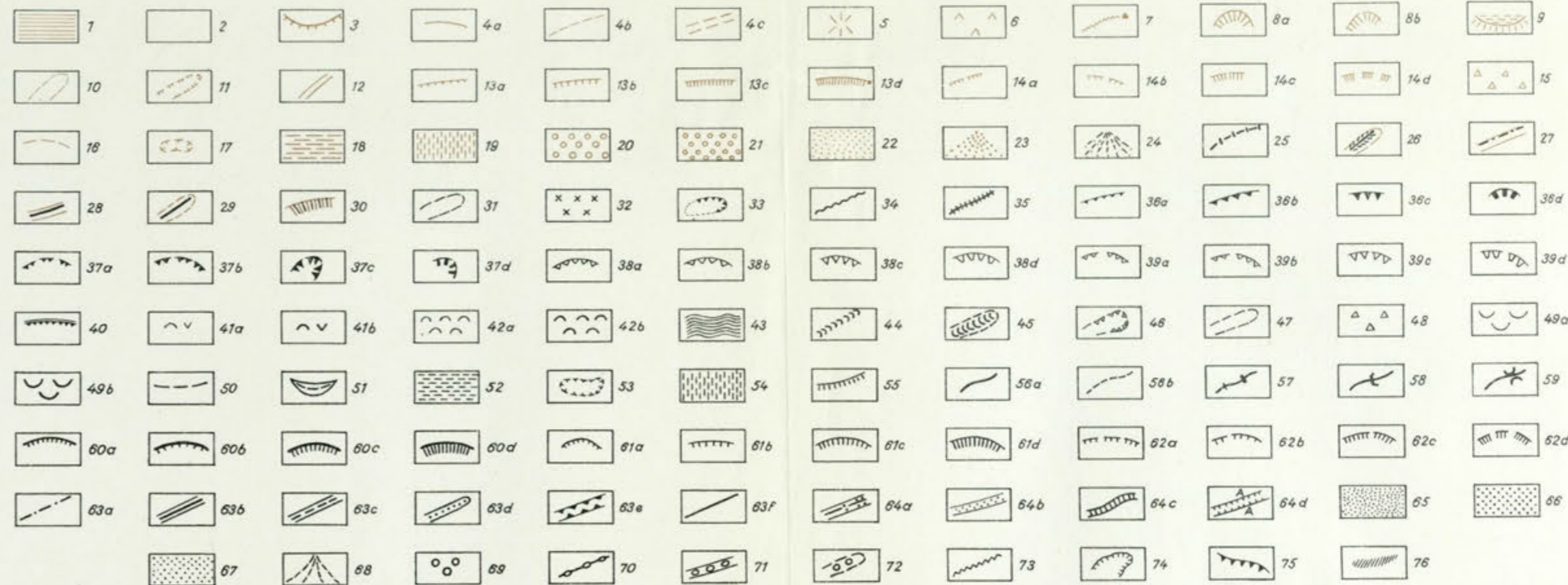


Ryc. 3. Obszar I Wieliczka — budowa geologiczna, wody i szata roślinna

Objaśnienia znaków aktualne również dla ryc. 9, 15, 20, 22, 24; 1 — serie piaskowcowe, zwarte, odporne; 2 — serie piaskowcowe, łatwo wietrzejące, mało odporne; 3 — serie rogowców i odpornych łupków, 4 — serie łupków mało odporne; 5 — serie mieszane piaskowcowo-łupkowe mało odporne; 6 — serie mieszane piaskowcowo-łupkowe średnio odporne; 7 — serie mieszane o przewodze piaskowców, zazwyczaj odporne; 8 — grube pokrywy stokowe (osuwiskowe, soliflukcyjne itd.); 9 — aluwia w dnach dolin; 10 — osie antyklin i synklin; 11 — ważniejsze źródła; 12 — wycieki wody (przeważnie w korycie); 13 — obszary podmokłe, 14 — ciekі stałe; 15 — ciekі periodyczne; 16 — ciekі epizodyczne; 17 — kierunki podziemnego splywu korytowego; 18 — szypoty i wodospady; 19 — lasy; 20 — łąki i pastwiska (wyróżnione tylko na ryc. 16)



Ryc. 4. Obszar I Wieliczka — morfologia



I. Formy starsze, pliocenijskie i plejstocenijskie: A. Formy utworzone przez niszczącą działalność wody płynącej i czynników denudacyjnych: 1 — fragmenty spłaszczeń denudacyjnych; 2 — stoki starsze, nie przemodelowane w sposób zasadniczy w holocenie; 3 — załomy denudacyjne i strukturalne; 4 — forma grzbietu lub garbu: a) wąska, ostra, b) wąska, zaokrąglona, c) szeroka, zaokrąglona; 5 — wierzchołki kopulaste; 6 — gołoborza *in situ* lub nieznacznie przemieszczone na stoku; 7 — denudacyjne formy skalne; 8 — nisze osuwiskowe: a) dobrze zachowane, b) źle zachowane; 9 — schody osuwisk i zerw; 10 — doliny nieckowate wycielone pokrywami perylacjalnymi; 11 — głębokie doliny nieckowate wycięte w skale; 12 — plejstocenijskie wciśsy (korazyjne); 13 — krawędzie erozyjne dobrze zachowane, o wysokości: a) do 3 m, b) 3–6 m, c) 6–12 m, d) ponad 12 m; 14 — krawędzie erozyjne źle zachowane, o wysokości: a) do 3 m, b) 3–6 m, c) 6–12 m, d) ponad 12 m; B. Formy utworzone przez budującą działalność czynników denudacyjnych: 15 — stoki okryte usypiskami gruzowymi; 16 — wały i grzbiety osuwisk i zerw; 17 — obniżenia w obrębie osuwiskowych języków i schodów zerw; 18 — zdenudowane powierzchnie języków osuwiskowych; 19 — równiny akumulacji soliflukcyjnej z okresu zlodowacenia bałtyckiego; C. Formy utworzone przez budującą działalność wody płynącej: 20 — równiny akumulacji rzecznej z okresu zlodowacenia krakowskiego; 21 — równiny akumulacji rzecznej z okresu zlodowacenia środkowopolskiego; 22 — równiny akumulacji rzecznej z okresu zlodowacenia bałtyckiego; 23 — równiny stożków napływowych z okresu zlodowacenia bałtyckiego; 24 — równiny stożków napływowych z okresu późnego glacialu

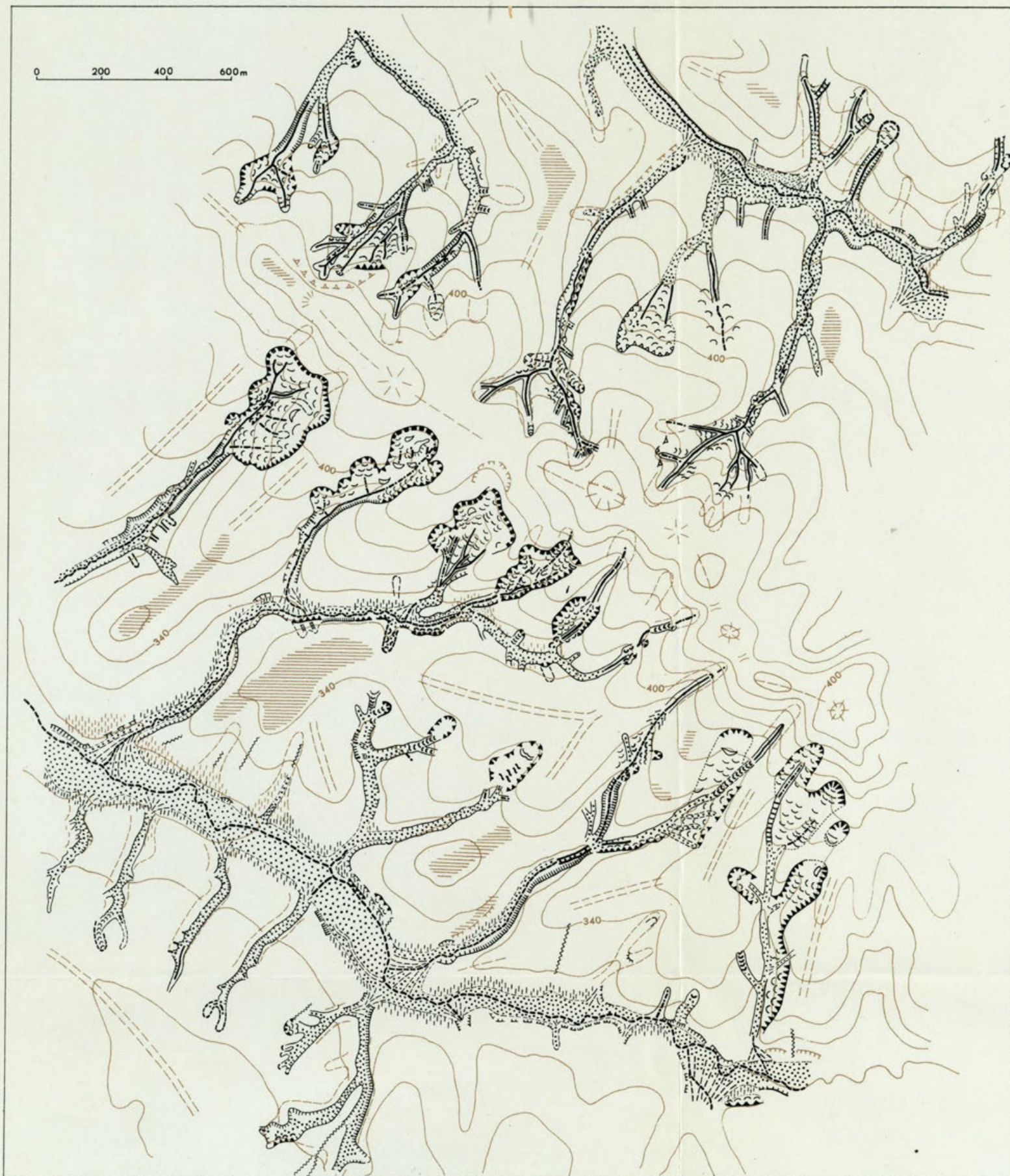
II. Formy starsze, pliocenijskie i plejstocenijskie przemodelowywane w holocenie: A. Formy modelowane przez niszczącą działalność wody płynącej i czynników denudacyjnych: 25 — rynny gruzowe drenowane; 26 — doliny wciśsowe starsze odpreparowane z pokrywy perylacjalnych; 27 — doliny wciśsowe czynne w holocenie; 28 — doliny wciśsowe odmłodzone (rozcięte); 29 — doliny nieckowate odmłodzone; 30 — podcięcia erozyjne nadal modelowane w holocenie; B. Formy modelowane przez budującą działalność wody płynącej i czynników denudacyjnych: 31 — doliny nieckowate o dnie akumulacyjnym

III. Formy holocenijskie, założone i modelowane w holocenie: A. Formy utworzone przez niszczącą działalność czynników denudacyjnych: 32 — gołoborza czynne, przesuwające się na stokach; 33 — zbocza i stoki form holocenijskich; 34 — ostańcowe grzbiety międziodolne; 35 — żłby wycięte w skale; 36 — nisze osuwisk skalnych dobrze zachowane, często odmładzane o wysokości:

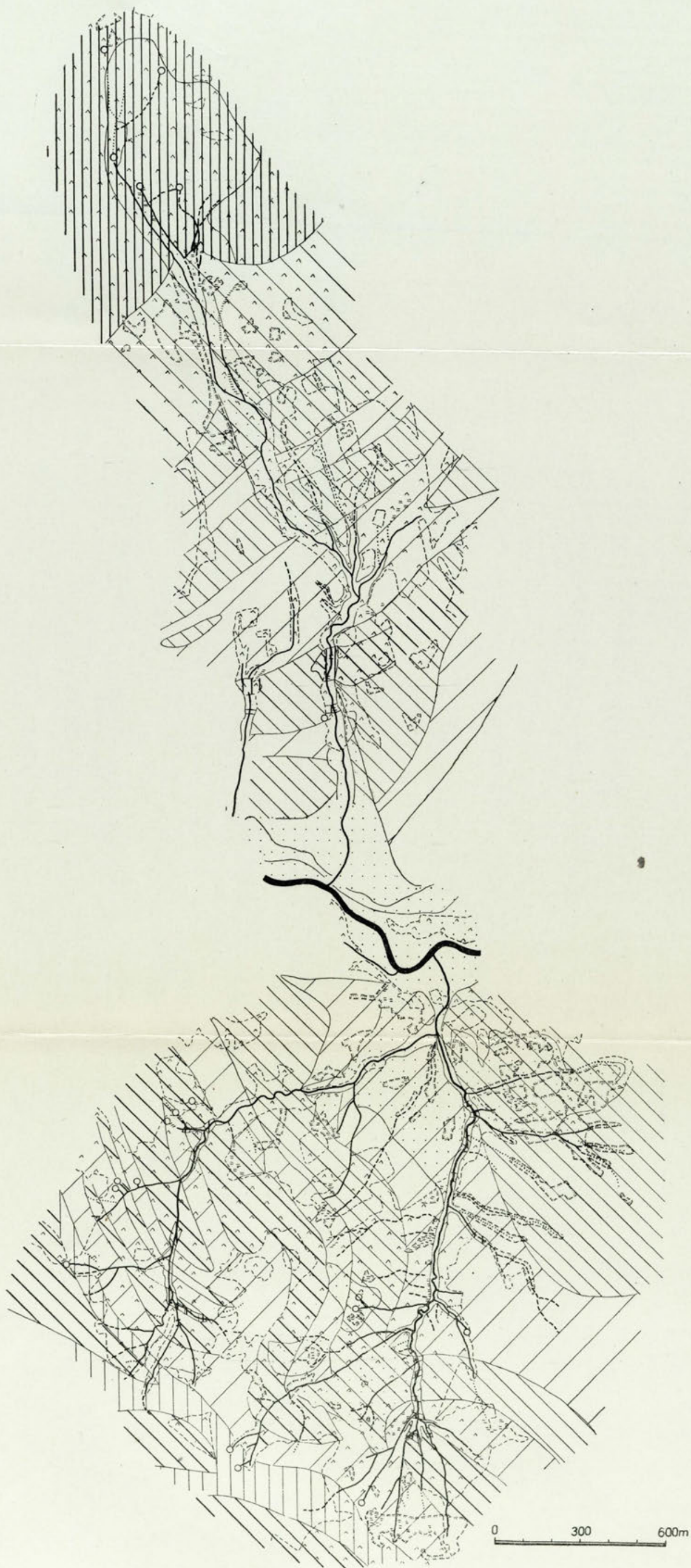
a) do 3 m, b) 3–6 m, c) 6–12 m, d) ponad 12 m; 37 — nisze osuwisk skalnych źle zachowane, nieczynne o wysokości: a) do 3 m, b) 3–6 m, c) 6–12 m, d) ponad 12 m; 38 — nisze osuwisk ziemnych dobrze zachowane, często odmładzane o wysokości: a) do 3 m, b) 3–6 m, c) 6–12 m, d) ponad 12 m; 39 — nisze osuwisk ziemnych złagodzone, nieczynne o wysokości: a) do 3 m, b) 3–6 m, c) 6–12 m, d) ponad 12 m; 40 — nisze zerw i obrywów (podział jak nisze osuwiskowych); 41 — małe zerwy i obrywy: a) martwe, b) czynne, świeże; 42 — zsuwy zwietrzelinowe: a) martwe, b) czynne, świeże; 43 — złącziska stokowe; 44 — pasy (wstęgi) złącziskowe; 45 — nieckowate dolinki złącziskowe; 46 — nieckowate dolinki poosuwiskowe; 47 — nieckowate dolinki z rozmycia; B. Formy utworzone przez budującą działalność czynników denudacyjnych: 48 — usypiska gruzowe; 49 — języki osuwiskowe: a) martwe, b) czynne, świeże; 50 — duże wały osuwiskowe; 51 — osie grzęd (grzbietów) osuwiskowych; 52 — spłaszczenia schodów osuwiskowych; 53 — zagłębienia wewnątrz-osuwiskowe; 54 — równiny akumulacji deluwialnej; 55 — krawędzie śródpolne i przydenne zbudowane z deluwii; C. Formy utworzone przez niszczącą działalność wody płynącej przy współdziałaniu procesów denudacyjnych: 56 — koryta: a) wycięte w skale, b) wycięte w materiale akumulacyjnym; 57 — progi w korycie (szypoty, wodospady); 58 — progi u wylotu dolin zawieszonych; 59 — przelomowe zwężenia skalne; 60 — krawędzie erozyjne podcinane współcześnie o wysokości: a) 3 m, b) 3–6 m, c) 6–12 m, d) ponad 12 m; 61 — krawędzie erozyjne dobrze zachowane o wysokości: a) do 3 m, b) 3–6 m, c) 6–12 m, d) ponad 12 m; 62 — krawędzie erozyjne słabo zachowane o wysokości: a) do 3 m, b) 3–6 m, c) 6–12 m, d) ponad 12 m; 63 — dolinki erozyjne współcześnie pogłębiane erozyjnie: a) rynny stokowe, b) wciśsowe stale odwadniane wycięte w litej skale, c) wciśsowe stale odwadniane wycięte w pokrywach, d) wciśsowe epizodycznie odwadniane (debrze), e) wąwozy, f) małe, płytkie wciśsowe i debrze; 64 — dolinki przeważnie erozyjne współcześnie modelowane przez procesy denudacyjne lub zasypywane: a) wciśsowe o dnach zasypywanych rumowiskiem, b) parowy o dnach akumulacyjnych, c) wąwozy, d) dolinki o formie parowy powstałe przez akumulacyjne podnoszenie krawędzi na granicy pól ornych w starych nieckach; D. Formy utworzone przez budującą działalność wody płynącej: 65 — równiny kamieńca; 66 — równiny teras niskich, zalewowych i dna dolin; 67 — równiny teras nadzalewowych; 68 — równiny stożków napływowych; E. Formy utworzone przez niszczącą działalność wód podziemnych: 69 — lejki sufozyjne (zapadliskowe); 70 — ślepe wąwozy sufozyjne; 71 — parowy z sufozyjnymi lejkami w dnie; 72 — dolinki nieckowate z lejkami sufozyjnymi w dnie; F. Formy antropogeniczne: 73 — wcięcia drogowe: a) czynne, używane, b) przeobrażone erozyjnie; 74 — ściany kamieniołomów, glinianek; 75 — sztuczne progi w korycie; 76 — nasypy i zwaly



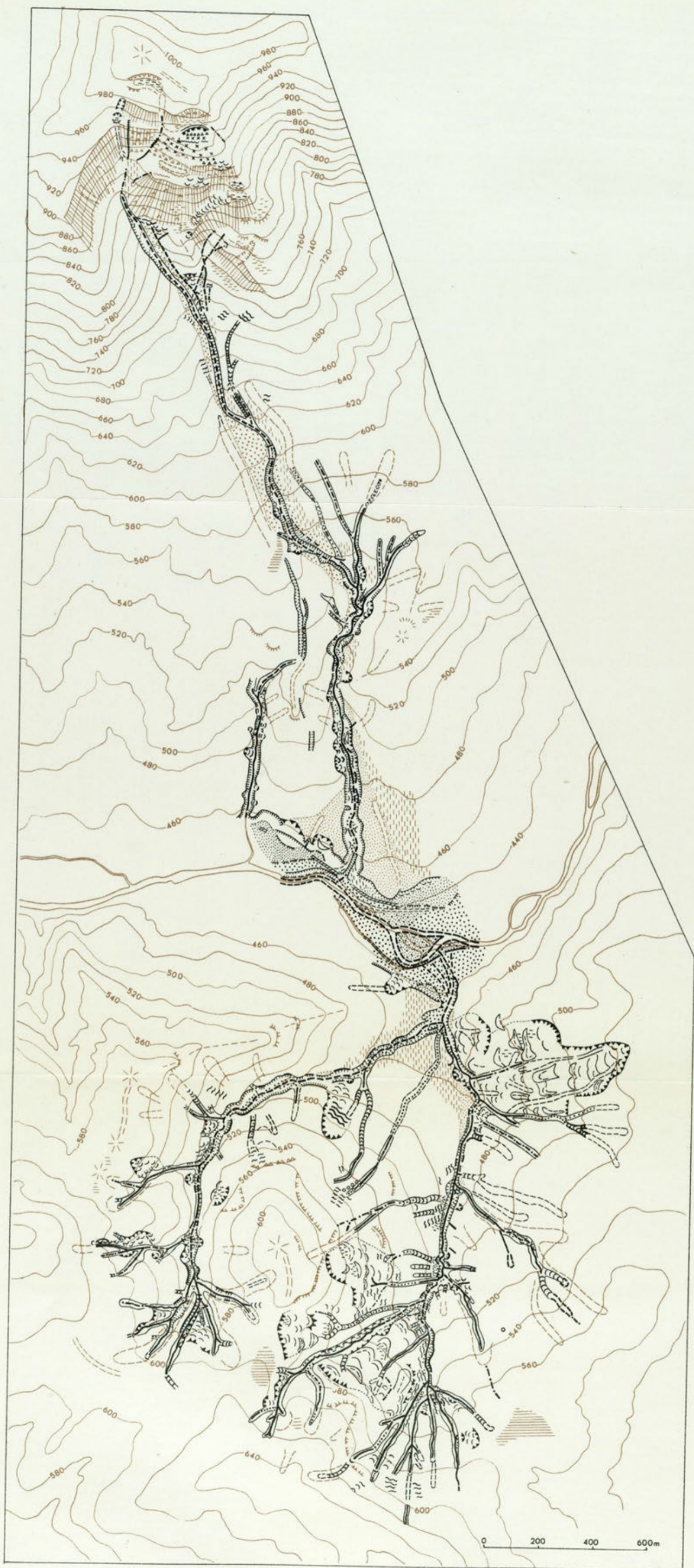
Ryc. 9. Obszar IV Grabownica — budowa geologiczna, wody i szata roślinna.  
 Objasnienia znaków patrz ryc. 3. Kompleksy litologiczne według opracowania L. Koszarskiego



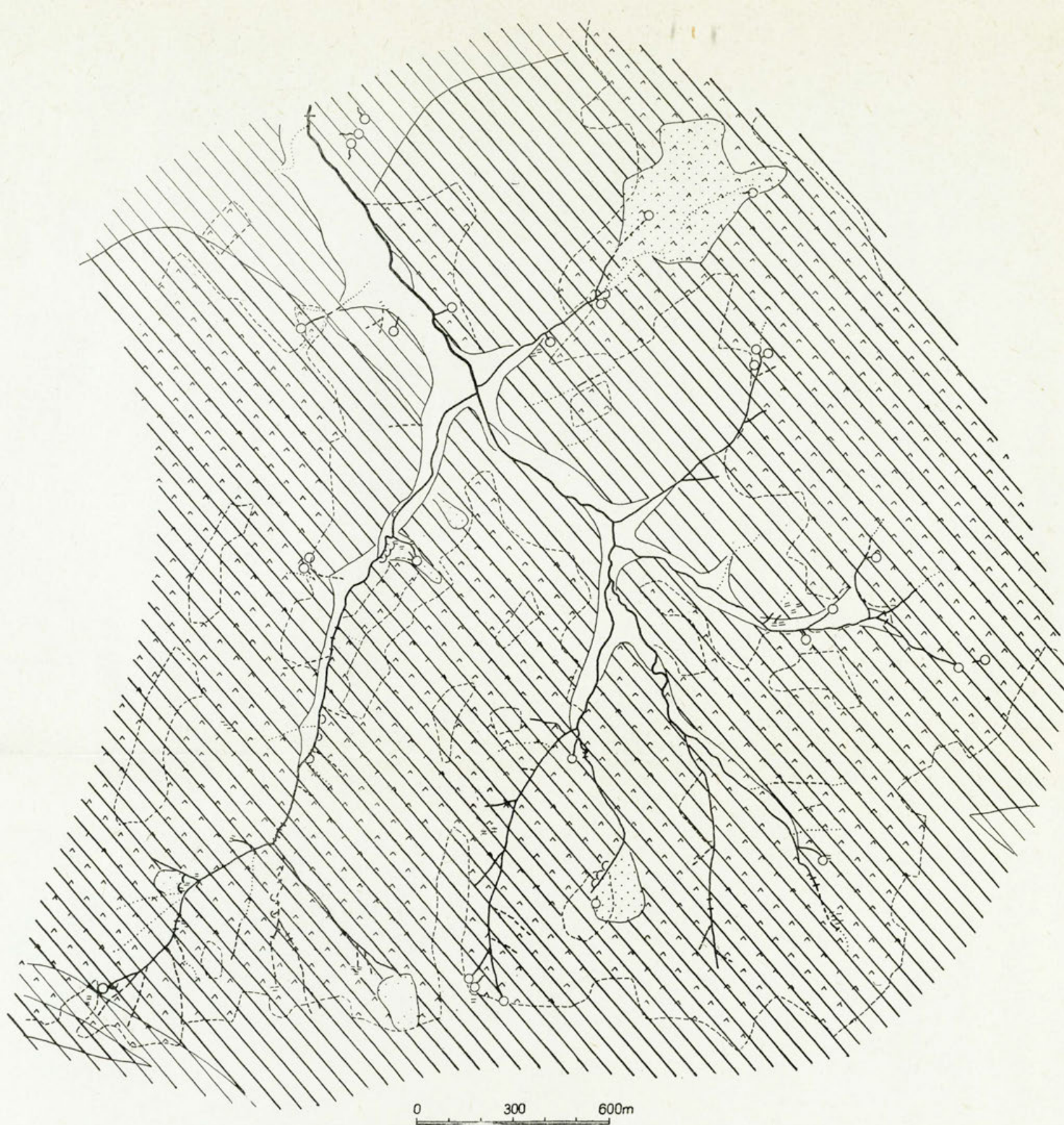
Ryc. 10. Obszar IV Grabownica — morfologia  
 Objasnienie znaków patrz ryc. 4



Ryc. 15. Obszar VIII Rabka — Skalisne i obszar X Luboń Wielki — budowa geologiczna, wody i szata roślinna  
 objaśnienia patrz ryc. 3

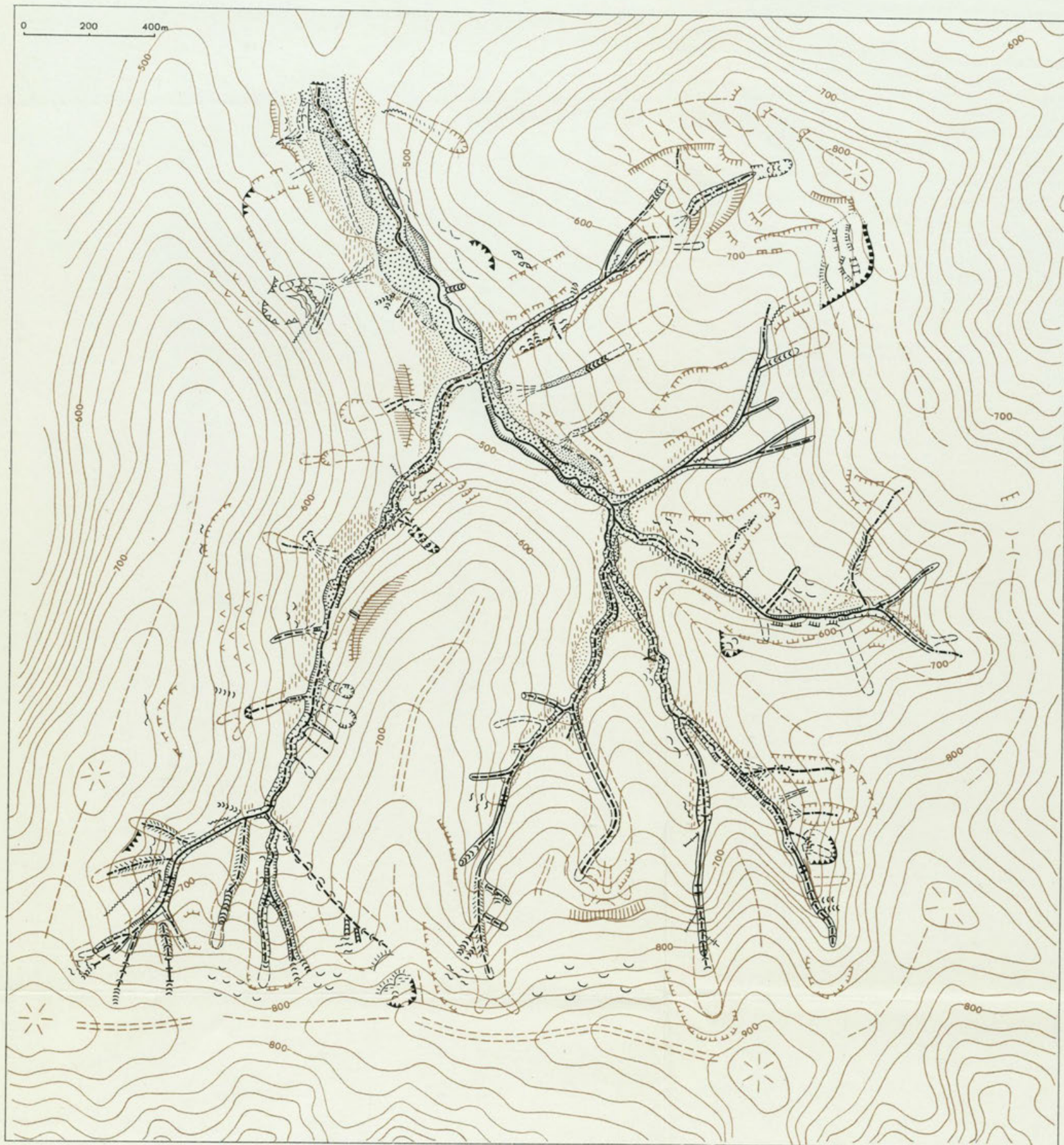


Ryc. 16. Obszar VIII Rabka — Skalisne i obszar X Luboń Wielki — morfologia  
 Objasnienie znaków patrz ryc. 4

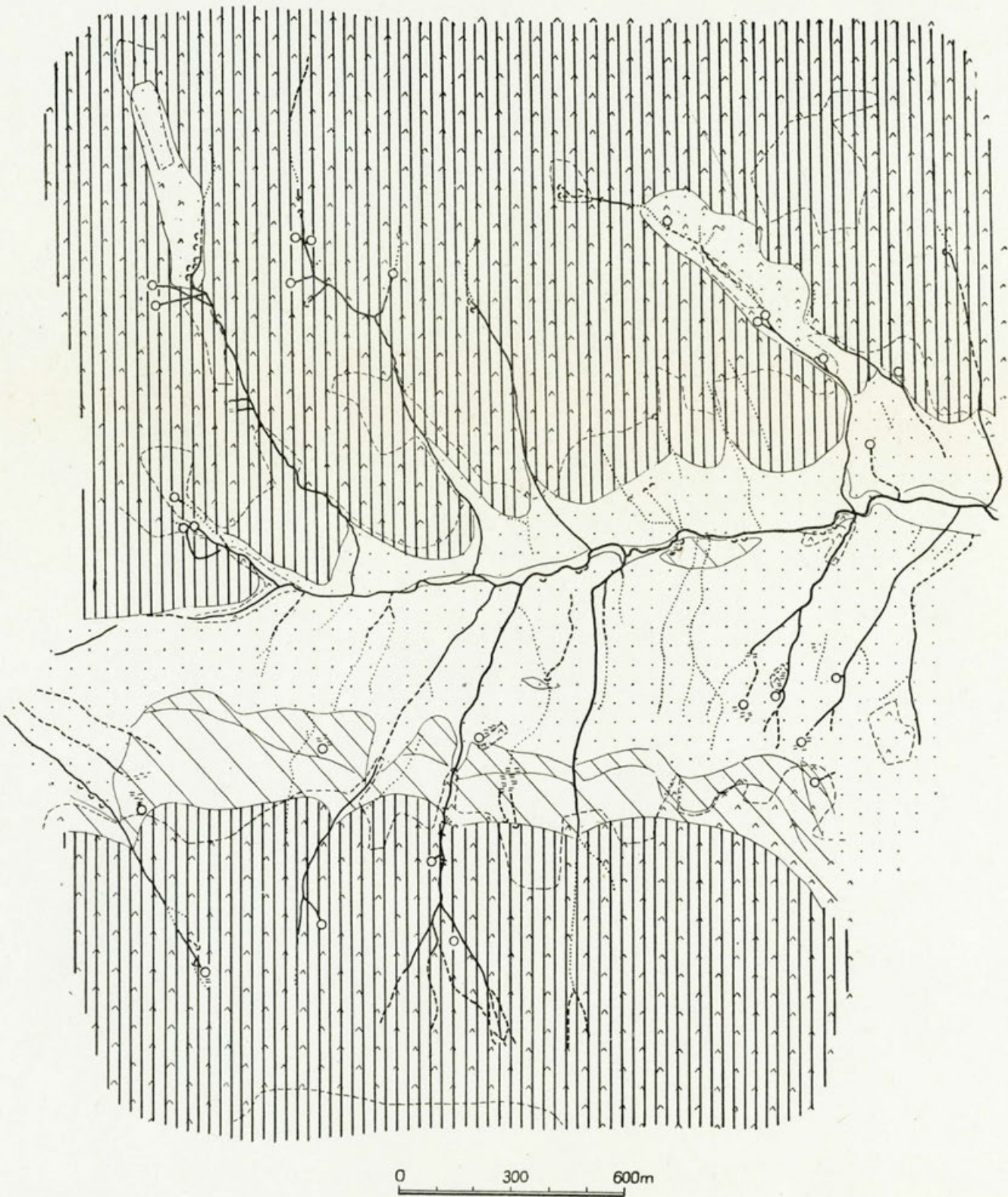


Ryc. 20. Obszar IX Rzyki — Leskowiec — budowa geologiczna, wody i szata roślinna





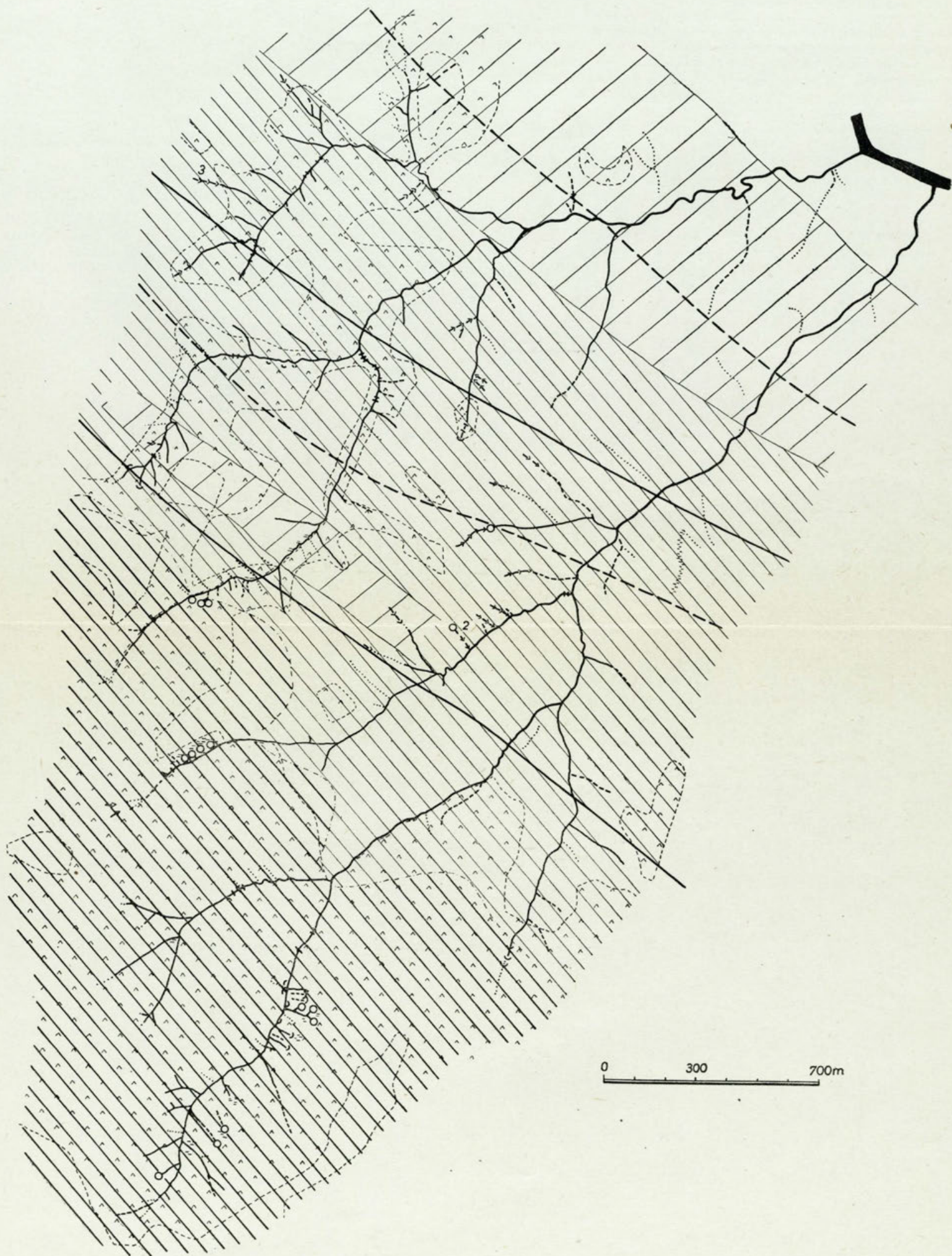
Ryc. 21. Obszar IX Rzyki — Leskowiec — morfologia  
 Objasnienie znaków patrz ryc. 4



Ryc. 22. Obszar XI Gruszowiec — budowa geologiczna, wody i szata roślinna



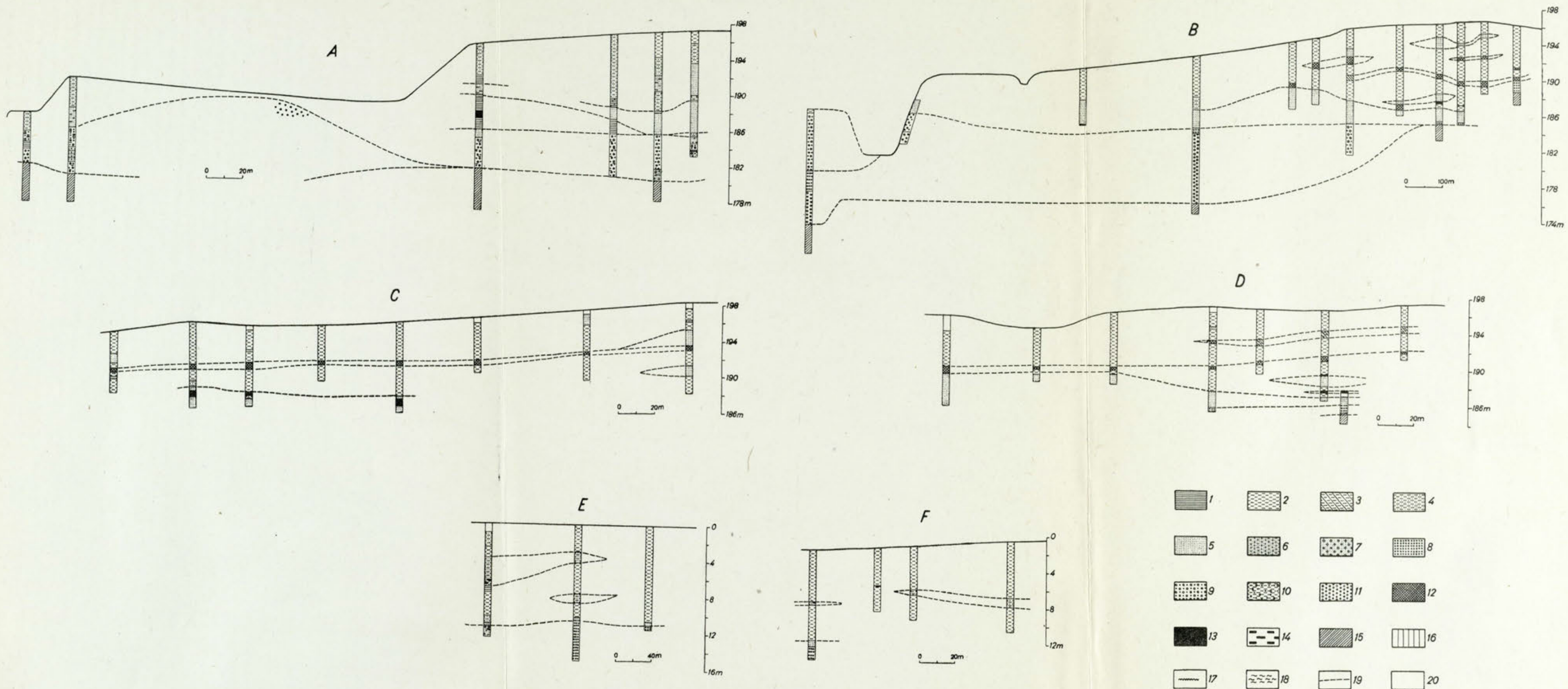
Ryc. 23. Obszar XI Gruszowiec — morfologia  
 Objaśnienie znaków patrz ryc. 4



Ryc. 24. Obszar XII Bukowiec — Korbana — budowa geologiczna, wody i szata roślinna



Ryc. 25. Obszar XII Bukowiec — Korbania — morfologia  
 Objaśnienie znaków patrz ryc. 4

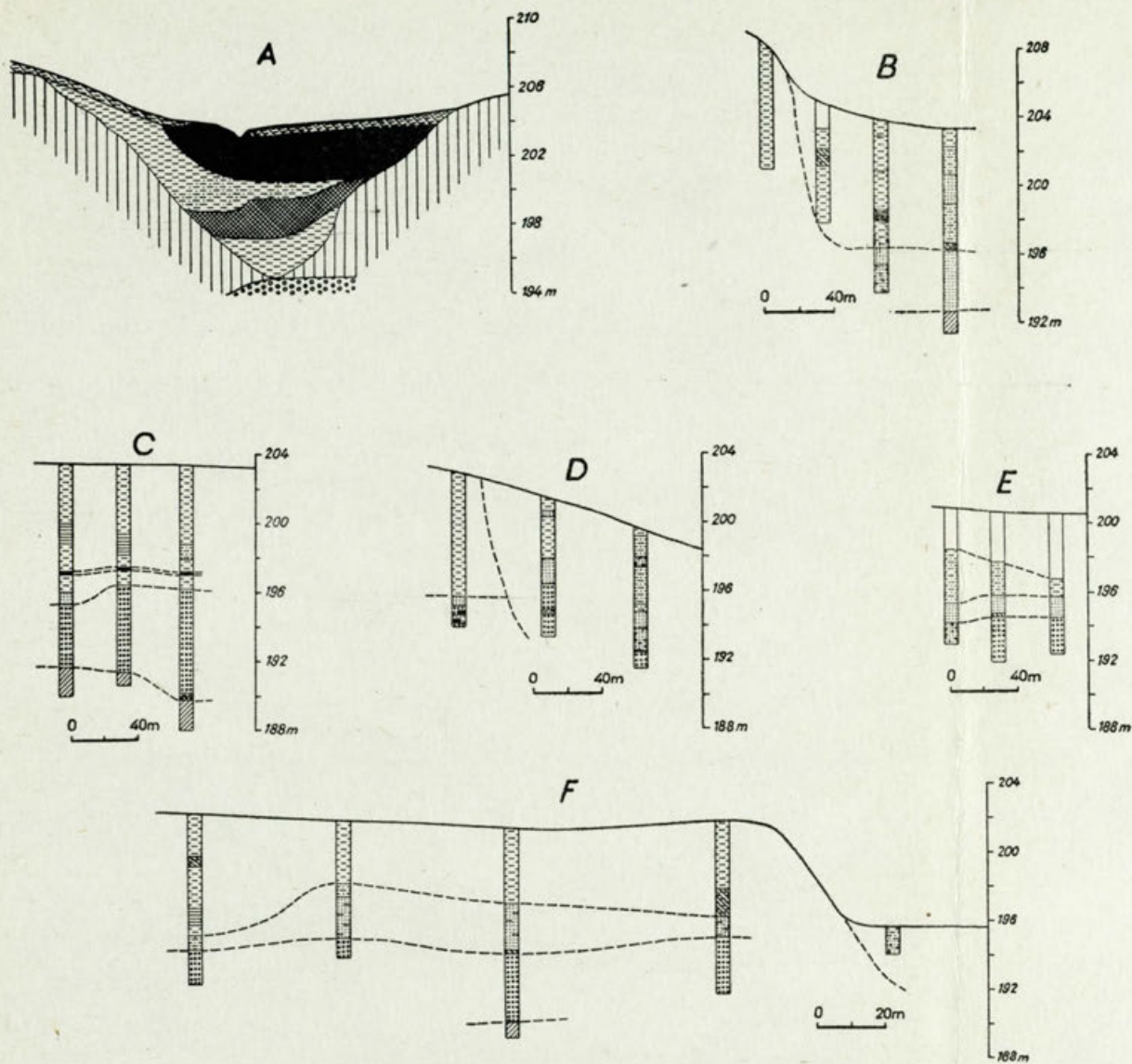


Ryc. 33. Profile teras holocenijskich w dolinie Wisłoki koło Dębicy i w dolinie Wielopki

A — terasa rędzinna i łąkowa Wisłoki na zachód od Dębicy. W serii glacialną włożone żwiry z późnego glacialu; wkładka torfów z pogranicza plejstocenu i holocenu; B — profil terasy rędziny Wisłoki nad-sypanej stożkiem potoku Gawrzyłowskiego. Na równinie erozyjnej ścinającej stare żwiry i wyciętej w łożach mioceńskich leżą piaski późnoglacialne a na nich torf z początku holocenu; C i D — przekroje przez stożek potoku Gawrzyłowskiego. Widoczne nachylenie poszczególnych warstw. Pod osadami stożka aluwia starszego holocenu wypełniają nierówności piaszczystej powierzchni akumulacyjnej z późnego glacialu; E i F — monotonne serie miedzi w dnie doliny Wielopki w Ropczycach.

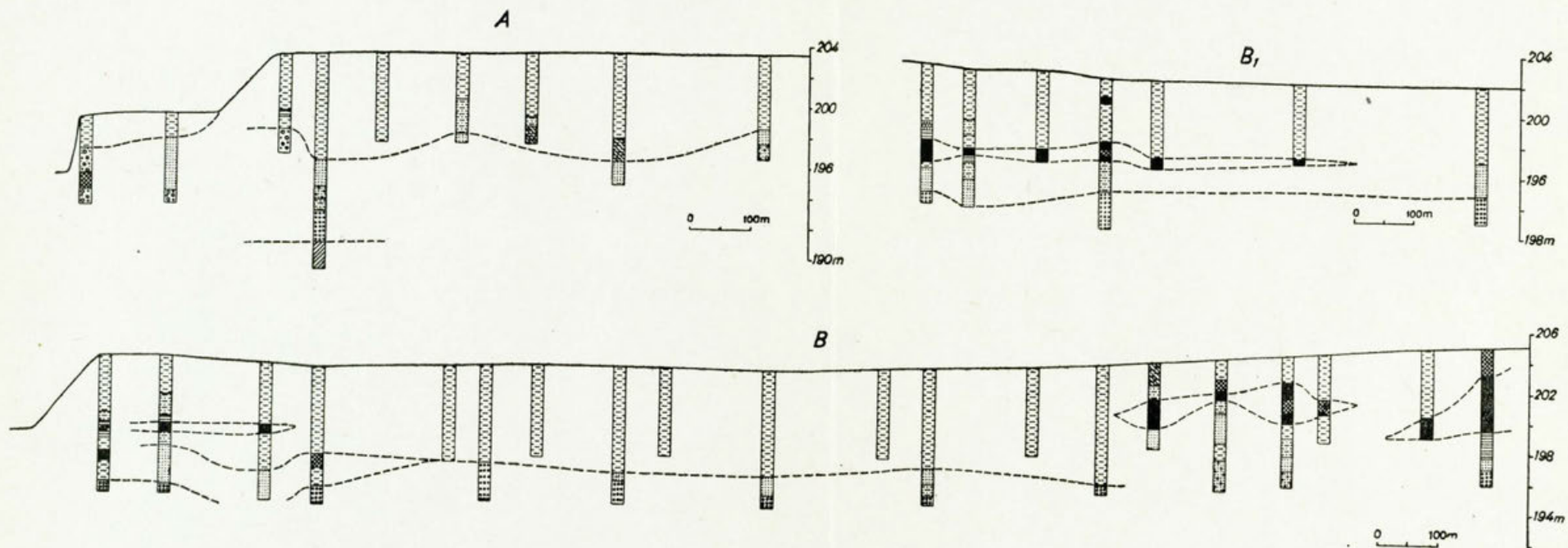
Objaśnienia znaków aktualnie również dla ryc. 34, 35, 37, 38:

1 — ropy, mulki; 2 — gliny, pyły; 3 — gliny, pyły z domieszką części organicznych; 4 — gliny piaszczyste; 5 — piaski; 6 — piaski ze żwirami; 7 — piaski z otoczkami; 8 — żwiry; 9 — żwiry z otoczkami; 10 — żwiry tkwiące w glinie; 11 — otoczki; 12 — namuly organiczne; 13 — torfy; 14 — pnie drzew i inne makroskopowe szczątki roślinne; 15 — lita skała; 16 — less (tylko niekiedy osobno wyróżniane); 17 — poziomy gleb kopalnych; 18 — sploty zboczowe; 19 — zasięgi poszczególnych serii aluwii; 20 — nasyp



Ryc. 34. Profile teras holocenijskich (lewobrzeźnych) w dolinie Wisłoka w Rzeszowie  
(objaśnienia znaków patrz ryc. 33)

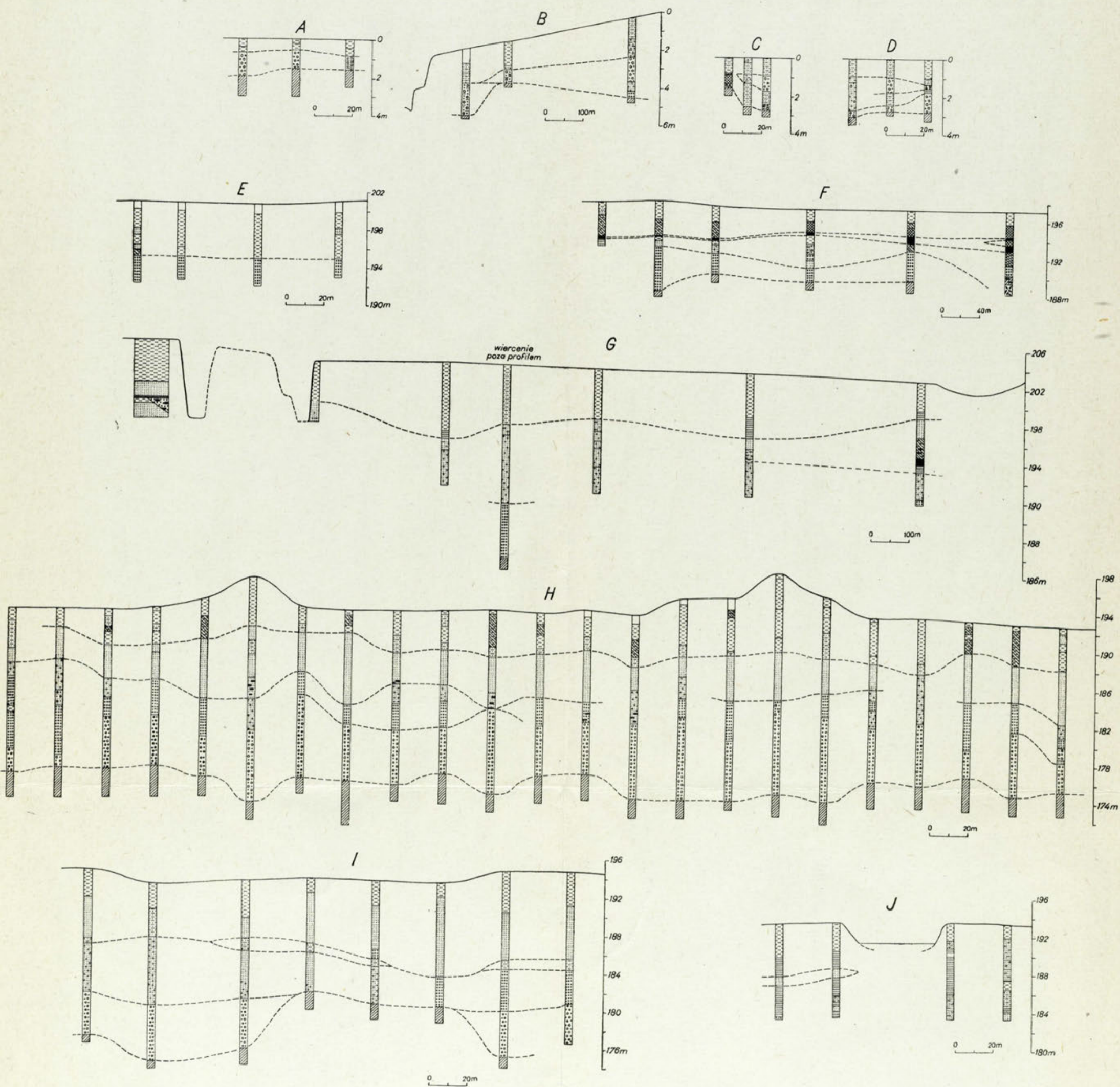
A — dolinka wycięta w lessach terasy średniej, uchodząca na powierzchnię terasy rędziny i uzupełniona holocenijskimi mułkami i torfami (por. ryc. 36); B — włożenie pokrywy holocenijskiej terasy rędziny w pyły lessowe; C — osady facji powodziowej przykrywające serię żwirów nierównej miąższości; D — stok terasy rędziny (widać włożenie pokrywy terasy łęgowej w pokrywę terasy rędziny); E — przekrój terasy łęgowej; F — Staromieście koło Rzeszowa. Mady miąższości do 7 m przykrywają nierówną powierzchnię piasków ze żwirami w spągu. W tym rejonie znaleziono szczątki naczyń sprzed około 2000 lat (głębokość 5 m) i 4000 lat (głębokość 7 m)



Ryc. 35. Profile teras holocenijskich (prawobrzeżnych) w dolinie Wisłoka w Rzeszowie

A — profil terasy łąkowej i rędziny na południe od Drabiniarki. Spąg mał nierówny, serie żwirów leżą na różnych poziomach; B — profil na linii Drabiniarka—Słocina. Bliżej rzeki w piaskach i mułkach leżących bezpośrednio na żwirach stwierdzono roślinność z początku holocenu. U wylotu Słocinki (po prawej) torfy kompleksu torfowiskowego zazębiają się z małami, które reprezentują cały holocen; B1 — profil równoległy do lewej części profilu B





Ryc. 37. Profile teras holocenijskich w dolinie Sanu

A i B — terasa rędzenna w Sanoku. Pokrywa żwirów i glin leżąca na nierównym cokole skalnym. Powierzchnia terasy nachylona ku osi doliny, gdzie w starszą serię włożone są młodsze żwiry; C i D — wyrażone 2 horyzonty żwirów w pokrywie terasy rędziennej w Sanoku; E i F — profile terasy rędziennej w Przemysławiu w pobliżu ujścia Wiary. Na profilu F wyraźne włożenie młodszych serii w starsze; G — profil doliny Sanu koło Chatupek Medycznych w nawiązaniu do profilu w Hurku (po lewej); H — profil terasy rędziennej na wschód od Hurka. Nierówna miąższość serii glin, piasków i żwirów oraz znajdowane w różnych poziomach drewna wskazują na zmienną siłę transportową Sanu w późnym glacie i w holocenie; I — profil terasy rędziennej na wschód od Hurka. Na zmianę występują serie żwirowo-piaszczyste i pylaste; J — profil otoczenia starorzecza w odległości około 3 km od Sanu. Dalej od rzeki przeważa drobniejszy materiał, ale i tu zaznacza się zmienność frakcji w profilu pionowym

Cena zł 78.-

... 6 -