

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII

PRACE GEOGRAFICZNE Nr 60

TADEUSZ ZIĘTARA

ROLA GWAŁTOWNYCH
ULEW I POWODZI
W MODELOWANIU
RZEZBY BESKIDÓW

WARSZAWA 1968
WYDAWNICTWA GEOLOGICZNE

PRACE GEOGRAFICZNE IG PAN

1. Flis J., Kras gipsowy Niecki Nidziańskiej. 1954, s. 73, zł 10,—
2. Walczak W., Pradolina Nysy i plejstocénskie zmiany hydrograficzne na przedpolu Sudetów Wschodnich. 1954, s. 51, zł 8,—
3. Krzymowska A., Franciszek Szwarzenberg-Czerny profesor geografii Uniwersytetu Jagiellońskiego (1847—1917). 1954, s. 69, zł 9,50
4. Paszyński J., Opady atmosferyczne dorzecza Odry i ich związek z hipsometrią i zalesieniem. 1955, s. 90 + 7 map, zł 16,50
5. Kiełczewska-Zaleska M., O powstaniu i przeobrażaniu kształtów wsi Pomorza Gdańskiego.
Biskup M., Osady na prawie polskim na Pomorzu Gdańskim w pierwszej połowie XV w. 1956, s. 224 + 3 mapy, zł 31,45
6. Okołowicz W., Geomorfologia okolic środkowej Wilii. 1956, s. 68, zł 10,—
7. Jahn A., Wyżyna Lubelska. Rzeźba i czwartorzęd. 1956, s. 453 + 5 map, zł 52,40
8. Fleszar M., Studia z dziejów geografii ekonomicznej w Polsce od połowy XVIII w. do r. 1848. 1956, s. 105, zł 20,—
9. Praca zbiorowa, Studia geograficzne nad aktywizacją małych miast. 1957, s. 526, zł 58,—
10. Werwicki A., Białostocki okręg przemysłu włókienniczego do 1945 r. 1957, s. 164, zł 32,—
11. Starkel L., Rozwój morfologiczny progó Pogórza Karpackiego między Dębicą a Trzcianą. 1957, s. 152 + 7 map + 20 ilustr., zł 40,—
12. Olszewicz B., Geografia polska w okresie Odrodzenia. 1957, s. 62, zł 15,50
13. Gilewska S., Rozwój morfologiczny wschodniej części Wyżyny Miechowskiej. 1958, s. 70, 17 instr. + 1 mapa, zł 20,—
14. Staszewski J., Vertical Distribution of World Population. 1957, s. 116 + 1 tabl., zł 40,—
15. Łomniewski K., Zalew Wiślany. 1958, s. 106, zł 24,—
16. Litterer M., Zmiany w rozmieszczeniu i strukturze ludności Polski Ludowej w latach 1946—1950.
Welpa A., Zagadnienie struktury wieku ludności Polski Ludowej w r. 1950. 1955, s. 112, zł 22,—
17. Kukliński A., Struktura przestrzenna przemysłu cegielnianego na Ziemiach Zachodnich w epoce kapitalizmu. 1959, s. 156 + 19 wkładek, zł 49,—
18. Praca zbiorowa, Z badań środowiska geograficznego w powiecie mławowskim. 1959, s. 132 + 6 wkładek, zł 45,—
19. Tobiasz J., Wykorzystanie środowiska geograficznego dla hodowli w województwie białostockim. 1959, s. 160 + 2 mapy, zł 33,—
20. Kowalska A., Paleomorfologia powierzchni podplejstocénskiej niżowej części dorzecza Odry. 1960, s. 75 + 6 map, zł 25,—
21. Starkel L., Rozwój rzeźby Karpat fliszowych w holocenie. 1960, s. 239 + 9 map + 35 fot., zł 78,—
22. Balińska-Wuttke K., Geomorfologia obszaru między Skierniewicami a Rawą Mazowiecką. 1960, s. 112 + 3 mapy, zł 43,50
23. Wróbel A., Województwo warszawskie. Studium ekonomicznej struktury regionalnej. 1960, s. 140, zł 24,—
24. Praca zbiorowa, Problems of Applied Geography. Proceedings of the Anglo-Polish Geographical Seminar (Nieborów 15—18.IX.1958). 1961, s. 148 + 10 wkładek (mapy) + 15 fot.
25. Gieysztor I., Studia hydrologiczne nad potokami tatrzańskimi. 1961, s. 80 + 4 mapy, zł 26,—
26. Praca zbiorowa, Problems of Economic Regions. 1961, s. 360 + 11 map, zł 77,—

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 60

ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ТРУДЫ

№ 60

Тадеуш Зентара

РОЛЬ БУРНЫХ ЛИВНЕЙ И НАВОДНЕНИЙ В МОДЕЛИРОВКЕ
РЕЛЬЕФА БЕСКИДОВ

*

GEOGRAPHICAL STUDIES

No 60

Tadeusz Ziętara

PART PLAYED BY TORRENTIAL RAINS AND FLOODS
ON THE RELIEF OF BESKID MOUNTAINS

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 60

T A D E U S Z Z I Ę T A R A

**ROLA GWAŁTOWNYCH
ULEW I POWODZI
W MODELOWANIU
RZEŻBY BESKIDÓW**

W A R S Z A W A 1968
W Y D A W N I C T W A G E O L O G I C Z N E

Komitet Redakcyjny

Redaktor naczelny: Maria KIEŁCZEWSKA-ZALESKA
Zastępca redaktora naczelnego: Kazimierz DZIEWOŃSKI
Członkowie: Rajmund GALON, Leszek STARKEL

Sekretarz: Jadwiga WŁODEK-SANOJCA

Rada Wydawnicza (Redakcyjna)

Kazimierz DZIEWOŃSKI, Rajmund GALON, Jerzy GRZESZCZAK, Łucja GÓRECKA
(sekretarz Rady), M. KIEŁCZEWSKA-ZALESKA (przewodnicząca Rady), Mieczysław KLIMASZEWSKI, Jadwiga KOBENDZINA, Jerzy KOSTROWICKI, Stanisław LESZCZYCKI

Redaktor tomu:
M. KLIMASZEWSKI

Redaktor techniczny: A. BIENKOWSKA

Korektor: H. KMOCH

WYDAWNICTWA GEOLOGICZNE - WARSZAWA 1968

Wydanie I. Nakład 700+137 egz. Ark. wyd. 11. Ark. druk. 8. Papier
ilustrac. kl. III BI 80 g. Oddano do składania 13.IV.67. Podpisano
do druku 20.I.68. Druk ukończono w lutym 1968 r. Cena zł 33.—

Lubelskie Zakłady Graficzne im. PKWN. Zam. nr 1482 T-82.

SPIS TREŚCI

Wstęp	7
Wprowadzenie	10
Dotychczasowe badania geomorfologicznych skutków powodzi w Kar-patach	11
Postawienie problemu i wybór terenu	13
Metoda pracy	17
Zależność rzeźby od budowy geologicznej	20
Opady i stany wód za lata 1958—1960	
Regiony fizycznogeograficzne	
Formy, utwory i zjawiska związane z ulewami i powodziemi na wybranych obszarach	23
I. Wschodni skłon Beskidu Śląskiego i południowa część Kotliny Żywieckiej	23
II. Południowy skłon Beskidu Małego i wschodnia część Bramy Ślemieńskiej	28
III. Wschodnia część pasma Wielkiej Raczy	29
IV. Południowo-zachodnia część pasma Lipowskiej	34
V. Północno-zachodnia część pasma Romanki — Lipowskiej	37
VI. Północny skłon Pasma Pilszczańskiego	41
VII. Pasma Lasku w Beskidzie Średnim oraz zachodnia część Pasma Babiogórskiego	45
VIII. Zachodnia część Beskidu Średniego (pasma Pewelskie, Kiczory i wzniesienie Grojca)	48
IX. Pozostałe obszary	49
Rozwój rzeźby w czasie gwałtownych ulew i powodzi	4
Systematyka form, analiza ich rozmieszczenia	54
Rola procesów morfogenetycznych związanych z ulewami i powodziemi w modelowaniu rzeźby	68
Modelowanie wierzchowin	68
Modelowanie stoków	68
Odpadanie i obrywanie	69
Osuwanie i osiadanie	69
Spełzywanie	76
Linijne spływanie rumowiska	76
Zmywy i sufozja epizodyczna	76
Rozcinanie i podcinanie zboczy	78

Modelowanie den dolinnych	80
Erozja i transport	80
Akumulacja i jej przebieg	82
Próba oceny rozmiarów przeobrażania rzeźby	85
Fazy rozwoju rzeźby współczesnej	89
Rola gwałtownych ulew i powodzi w kształtowaniu rzeźby	89
Modelowanie rzeźby w okresach międzypowodziowych	92
Rola człowieka w zacieraniu śladów ulew i powodzi	94
Ocena gospodarcza ulew i powodzi	94
Wnioski końcowe	96
Literatura	99
Резюме	106
Summary	111

WSTĘP

WPROWADZENIE

W latach 1958—1960 Karpaty nawiedziły katastrofalne powodzie, wyrządzając olbrzymie szkody, które szacowane były przez Główny Komitet Przeciwpowodziowy na miliardy złotych [103]. Powódź w roku 1960 spowodowała zniszczenia nie tylko w Karpatach i przylegających kotlinach, ale także w środkowym i dolnym biegu Wisły, ponieważ spływającą wysoką falę powodziową powiększyły wezbrane dopływy niżowe. Wezbrania te powstały w wyniku długotrwałych opadów, jakie w tym czasie nawiedziły również środkową i północną Polskę.

Skutki tej powodzi były katastrofalne: zniszczone zostały domy mieszkalne, budynki gospodarskie, drogi, mosty, urządzenia regulacyjne, płony itp. Gwałtowne ulewy poprzedzone długotrwałymi opadami wpłynęły na przemodelowanie rzeźby terenu, której skutki bardzo niekorzystnie zaciążyły na zagospodarowaniu obszaru. Powodzie opadowe spowodowane przez gwałtowne i długotrwałe deszcze powtarzają się co pewien czas w miesiącach letnich [70, 80]. Są to powodzie najgroźniejsze [70], które stały się przyczyną największych strat gospodarczych.

W niniejszej pracy zostanie naświetlona rola procesów morfologicznych spowodowanych przez gwałtowne ulewy i powodzie w modelowaniu rzeźby terenu na przykładzie dorzecza Soły.

DOTYCHCZASOWE BADANIA GEOMORFOLOGICZNYCH SKUTKÓW POWODZI W KARPATACH

Istnieje bogata literatura dotycząca genezy i klasyfikacji powodzi w Polsce [39, 40, 70, 80, 81, 82, 105, 114, 174, 175] oraz możliwości ich przepowiadania [17, 40, 69, 70, 82, 105]. Powodzie na ziemiach polskich są zestawiane w licznych publikacjach [38, 71, 114, 174, 175], a wielkie katastrofalne wylewy ostatniego stulecia zostały przez meteorologów dokładnie opracowane [22, 38, 71, 80, 103, 114, 157, 174, 175]. Przy dokonywaniu zestawień występowania powodzi hydrologi wykazują wszystkie powodzie [38, 114, 157, 174, 175] bez względu na ich genezę i geogra-

ficzne rozmieszczenie oraz obliczają średnią częstotliwość występowania powodzi małych, średnich, dużych i katastrofalnych. Częstotliwość ta jest duża: katastrofalne wylewy wypadają średnio co 6 lat, natomiast duże i małe powodzie — co 3 lata. Były także próby obliczania częstotliwości powodzi w Karpatach [38, 114]. Z analizy wezbrań z wielolecia wynika, że duże, katastrofalne powodzie nigdy nie obejmują całej karpackiej zlewni Wisły, lecz tylko poszczególne dorzecza lub grupy rzek [39]. Wezbrania wiosenne (roztopowe) w Karpatach mają znikome znaczenie w stosunku do letnich, pochodzących z gwałtownych opadów i długotrwałych deszczów [39, 70, 80, 81]. Oprócz opracowania powodzi istnieją także prace dotyczące przebiegu, rozmieszczenia i częstotliwości ulew i deszczów nawalnych w Polsce [12, 13, 14].

W przeciwieństwie do dużej ilości publikacji, które dotyczą problemu gwałtownych ulew, długotrwałych opadów i powodzi, a są opracowane przez meteorologów i hydrologów, istnieje dotychczas bardzo mało opracowań dokonanych przez geografów o geomorfologicznych skutkach powodzi¹.

Osuwaniem się mas skalnych i zwietrzelinowych jako zjawiskiem niebezpiecznym dla gospodarki człowieka zajmowano się od dawna. Opracowania większości świeżych osuwisk [4, 5, 9, 43, 73, 117, 118, 138, 148, 150, 170, 173] należy uważać za publikacje poświęcone formom, które powstały wskutek ulewnych lub długotrwałych opadów. Dotyczą one jednak tylko zagadnienia ruchów masowych. Są to opracowania pojedynczych osuwisk [4, 5, 9, 73, 148, 173] lub pewnych ich grup [43, 117, 133]. Ludomir S a w i c k i już w 1917 r. przedstawił pierwszą klasyfikację osuwisk karpackich, biorąc za podstawę genezę tych form. Osuwiska, na których oparł swoją klasyfikację, powstały pod koniec ulewnych opadów w 1913 r.

W czasie ulew w latach 1958—1960, poprzedzonych długotrwałymi opadami, stoki karpackie były także modelowane przez bardzo liczne osuwiska, z których część już opracowano i wyniki opublikowano [4, 5, 9, 170, 171]. Dużą rolę osuwisk w modelowaniu stoków i lejów podkreśla w swoich pracach L. S t a r k e l [127, 129, 130], który ożywienie ich wiąże również z okresami wilgotnymi.

Spłukiwaniu i denudacji gleb w Karpatach poświęcono liczne prace [23, 25, 27, 59, 102, 109, 110, 130], w których autorzy zgodnie zwracają uwagę, że procesy te osiągają największe nasilenie w czasie gwałtownych ulew, natomiast drobny i dłuższy opad daje znacznie mniejsze rezultaty.

¹ Porównaj artykuł L. Starkla [131] pt. „Stan badań nad współczesnymi procesami morfogenetycznymi w Karpatach”. W artykule tym autor zestawia wszystkie opracowania zajmujące się holocenijskimi procesami w Karpatach, a więc także prace dotyczące geomorfologicznych skutków powodzi.

Zagadnieniu modelowania den dolin, w związku z powodziami w Karpatach, poświęcono znacznie mniej publikacji [45, 163, 167, 172]. Dane dotyczące erozji, transportu i akumulacji w dnach dolin znajdują się także w opracowaniach W. Jarockiego [37], W. Mاما [75], Z. Mikuckiego i B. Wiśniewskiego [79], W. Pietruszewskiego [98, 99], P. Prochala [101, 102], A. Sowińskiego [124], L. Starkla [130] i T. Ziętary [172]. Prace te przeważnie dotyczą technicznej zabudowy i regulacji potoków.

Publikacje w całości poświęcone geomorfologicznym skutkom powodzi opracowali: M. Woźnowski [163], A. Zierhoffer [167] i M. Klimaszewski [45]. M. Woźnowski opisuje skutki powodzi w dolinie Czarnego Czeremosza. W pracy tej podaje dość dokładną charakterystykę stożków powodziowych u wylotów z dolin. Szerokość tych stożków waha się od 300 do 400 m, a miąższość ich dochodzi do kilku metrów. Zbocza były masowo modelowane przez liczne osuwiska i zsuwy, których osunięte masy długi jeszcze czas pozostawały w równowadze chwiejnej.

A. Zierhoffer [167] podaje przykłady skutków katastrofalnej powodzi w dorzeczu Stryja i Oporu w 1937 r. Autor zajmuje się modelowaniem dna przez wody powodziowe i przytacza kilka bardzo ciekawych przykładów działalności erozyjnej, transportowej i akumulacyjnej. Na zakończenie autor słusznie podkreśla, że siła transportowa i akumulacyjna rośnie znacznie szybciej niż wielkość przepływu, a woda w czasie normalnego stanu nie wywołuje w ciągu dziesiątków lat nawet drobnej części tych zmian, jakie spowoduje kilkunastogodzinna katastrofalna powódź.

Skutki takiej powodzi w 1934 r. w dolinie Dunajca opracował M. Klimaszewski [45]. Autor zwraca uwagę, że obfite wody wynosiły z dna bocznych dolin duże ilości materiału przygotowanego przez denudację. Wody osadzały go u wylotów dolin w postaci stożków żwirowo-gliniasto-piaszczystych, wykorzystując małe spadki dna, a w dolinach głównych nadsypywały i podwyższały terasy denne (2 m, 4—6 m, 8—10 m). Na zboczach bardzo się ożywiły liczne stare osuwiska i powstały nowe ruchy masowe. Klimaszewski wyraża również przypuszczenie, że wyniki trzydniowego katastrofalnego opadu są większe niż skutki nawet kilkuletnich deszczów normalnych, a w związku z tym konieczne są dalsze opracowania morfologicznych skutków powodzi.

L. Starkel [130, 131], podsumowując dotychczasowy stan badań nad współczesnymi procesami morfogenetycznymi w Karpatach, daje ciekawy i oryginalny pogląd na rozmiary niszczenia w Karpatach podczas całego holocenu. W pracach swoich nie zajmuje się jednak ani rytmicznością, ani rozmiarami wyprzątania materiału, które są tak silnie związane z gwałtownymi opadami i powodziami.

POSTAWIENIE PROBLEMU I WYBÓR TERENU

Z przeglądu publikacji, które omawiają zagadnienie geomorfologicznych skutków powodzi w Karpatach, wynika, że tylko nieliczne prace [45, 163, 166, 167] są poświęcone tym procesom w całości. Pozostałe dotyczą tylko jednego zagadnienia, najczęściej osuwisk, które zostały opracowane przez poszczególnych geografów i geologów. Część materiałów znajduje się także w pracach gleboznawców, rolników, leśników lub meliorantów [23, 37, 59, 97, 98, 99, 101, 102, 109, 110, 124], którzy prowadzili badania nad erozją i denudacją gleb w Karpatach albo pracowali przy regulacji i zabudowie potoków górskich.

Zagadnieniem tym zajmowało się niewielu badaczy w Polsce. Na uwagę zasługują prace J. Kondrackiego [57], S. Ziemińskiego [165] oraz H. Maruszczyka i J. Trembaczowskiego [76].

Badania nad współczesnymi procesami związanymi z gwałtownymi ulewami i długotrwałymi opadami są prowadzone i poza granicami Polski. Badania te prowadzili: W. Hartke [30] dla Nadrenii, J. Schultze [119] i W. Roubitschek [113] dla Turynii, M. Pardé [94] dla różnych obszarów Europy, S. Sobolew [121] dla Związku Radzieckiego i H. Bennett [8] dla Stanów Zjednoczonych. Autorzy ci starają się określić typy i rozmiary współczesnej erozji i denudacji. W Polsce odczuwa się brak monograficznego opracowania geomorfologicznych skutków gwałtownych ulew i powodzi, które tak dotkliwie dokuczyły naszym terenom w latach (1958—1960).

W niniejszej pracy będę się starał dać próbę oceny roli gwałtownych ulew i powodzi poprzedzonych długotrwałymi opadami w modelowaniu rzeźby terenu, uwzględniając przy tym wszystkie elementy środowiska geograficznego. Duże nasilenie procesów morfogenetycznych w bardzo krótkim czasie pozwoliło mi ustalić, jakie jest tempo niszczenia i w jakim kierunku postępuje przeobrażenie form. Pragnę również wyjaśnić przyczyny nierównomiernego modelowania rzeźby podczas gwałtownych ulew i powodzi w poszczególnych częściach terenu, biorąc pod uwagę wpływ wszystkich elementów środowiska geograficznego. Trzy powodzie (1958, 1959, 1960), które nawiedziły dorzecze Soły, różniły się nasileniem i przebiegiem, przeto pozwoliły odtworzyć rytm i fazy rozwoju dzisiejszej rzeźby modelowanej nie tylko ewolucyjnie, w okresach międzypowodziowych, ale i podczas gwałtownych ulew i powodzi.

Jako teren badań wybrałem beskidzką część dorzecza Soły po zapórę w Porąbce. Obszar ten w latach 1958—1960 nawiedziły trzy powodzie. Dwie powodzie w roku 1958 i 1960 miały przebieg katastrofalny, natomiast tę z 1959 r. można określić jako powódź dużą. Soła jest pierwszym górskim dopływem Wisły o wybitnych cechach rzeki górskiej, a wyso-

kość i przebieg jej fali powodziowej głównie wpływa i warunkuje wysokie stany wody Wisły aż do ujścia Dunajca [39]. Dorzecze Soły składa się z dwu wyraźnych, oddzielnych części: beskidzkiej i pogórskiej [47]. Zlewnia beskidzkiej części dorzecza Soły jest zamknięta zaporą w Porąbce², która magazynuje duże ilości unoszonego i wleczonego materiału rzeki [79, 102, 124]. Kształtowanie się stanów wody poniżej zapory jest obecnie regulowane przez wypuszczanie wody ze zbiornika w Porąbce.

Górne dorzecze Soły ma bardzo zróżnicowaną budowę geologiczną i rzeźbę terenu. Rzeka i jej dopływy wcinają się tutaj w większość jednostek stratygraficzno-tektonicznych Karpat Zewnętrznych [10, 11, 60, 66, 123, 145, 153, 154, 176, 177]. Urozmaicona budowa geologiczna była jednym z ważnych czynników wpływających na powstanie następujących jednostek geomorfologicznych: Beskidu Wysokiego, Beskidu Śląskiego, Beskidu Małego i Beskidu Średniego oraz kotlin: Żywieckiej, Jeleśni i Rajczy, ponadto bram o rzeźbie pogórskiej — Koniakowskiej między Beskidem Wysokim a Beskidem Śląskim, Wilkowickiej między Beskidem Śląskim a Beskidem Małym i Bramy Ślemieńskiej między Beskidem Małym a Beskidem Średnim.

Jest to jednocześnie najbardziej zachodnia część Beskidu (Beskid Śląski, Beskid Mały i zachodnia część Beskidu Wysokiego) wystawiona na wiatry deszczonośne [83, 84, 85, 91, 92, 125] z kierunku NW, które spotęgowane bywają podczas długotrwałych opadów kończących się gwałtownymi ulewami [82, 85].

METODA PRACY

Główną podstawą tej pracy były badania terenowe, które przeprowadzono w latach 1958—1962. W pierwszych trzech latach przede wszystkim kartowano geomorfologiczne skutki gwałtownych ulew i powodzi. Nowo powstałe formy autor kartował bezpośrednio po powodzi, starając się badaniami objąć możliwie cały teren. W czasie trwania powodzi autor przebywał także na badanym terenie, co nie tylko pozwoliło mu obserwować powódzie jako wielki, groźny żywioł, ale w okresie tym wykonał dużo bezpośrednich obserwacji zjawisk i procesów powodziowych.

Po każdej powodzi pierwsze dwa tygodnie poświęcał autor na badania rekonesansowe dla uchwycenia rozmieszczenia i wielkości świeżych form. W następnych tygodniach kartował cały obszar, zwracając jednak uwagę na tereny katastrofalnie przemodelowane w czasie gwałtownych ulew i powodzi. Przy badaniach form na zboczach zwracał także uwagę

² Wyjątek stanowi dorzecze jednego większego prawobocznego dopływu — Puszcy Wielkiej.

na osuwiska, które kartował ze względu na częste ich przemodelowywanie podczas gwałtownych ulew poprzedzonych długotrwałymi opadami. Badanie każdego obszaru rozpoczynano od wywiadu z gajowymi i leśniczymi; często korzystano z ich usług i fachowej wiedzy. Udostępnione mi fizjograficzne prace magisterskie Katedry Geografii Fizycznej Wyższej Szkoły Pedagogicznej w Krakowie ułatwiły szybkie rozeznanie w terenie.

Oprócz badań w czasie powodzi i bezpośrednio po niej przeprowadzałem porównawcze badania w okresie wiosennym, aby zorientować się w natężeniu procesów w ciągu całego roku. Od 1960 do 1962 r. w dalszym ciągu prowadziłem badania w celu porównania natężenia procesów modelowania w latach powodziowych i w latach normalnych. W okresie tym skartowałem dodatkowo dna dolin w celu porównania przemodelowanych odcinków z pozostałymi, objętymi znacznie mniejszym przekształceniem. Podczas tych badań starałem się także uchwycić tempo zacierania świeżych form oraz czynniki, które wpływają na dalsze przekształcenia.

W czasie kartowania przy mierzeniu form (osuwisk, kamieńców, rozcięć, podcięć itp.) posługiwałem się taśmą mierniczą albo mierzyłem krokami. Część osuwisk i podcięć dokładniej skartowałem, wykonując ciągi busolowe i niwelacyjne. Przy niwelacji używałem niwelatora, altymetru Paulina oraz klizmetru.

Nie kartowałem wszystkich form i ich stopnia przemodelowania, ponieważ nie byłbym w stanie objąć większego obszaru w tak krótkim czasie, a formy powstałe w okresie ulew i powodzi ulegają z czasem zacieraniu. Zdecydowałem się skartować większy obszar na tle wybranych form. Do form tych zaliczam na zboczach: osuwiska, które masowo w latach 1958—1960 zostały ożywione, oraz dna dolin również często katastroficznie przemodelowane. Zdaję sobie sprawę, że nie byłem w stanie skartować wszystkich przemodelowanych form. Starałem się jednak możliwie dokładnie skartować obszary katastroficznie przekształcone w czasie gwałtownych ulew i powodzi poprzedzonych długotrwałymi opadami.

Przy zestawieniu opracowanego materiału sporządziłem mapy geomorfologiczne w podziałce 1 : 25 000, tak aby objęły wszystkie ważniejsze regiony fizjograficzne o rzeźbie najsilniej przemodelowanej³. Na wybranych terenach dla porównania zestawiałem często dwa różne regiony fizjograficzne bezpośrednio do siebie przylegające, objęte jednym dorzeczem. np.: Beskid Śląski i Kotlinę Żywiecką, Beskid Mały i Bramę Słemieńską czy też Beskid Średni i kotlinę Jeleśni.

W celu uchwycenia częstotliwości występowania powodzi katastrofalnych i dużych na badanym terenie zestawiałem maksymalne notowane

³ W pracy niniejszej załączam przykładowo tylko małe, uproszczone wycinki tych map.

stany wody na Sole i porównywałem je z opracowaniami i zestawieniami katastrofalnych powodzi na terenie Polski, sporządzonymi przez hydrologów i meteorologów. Całość zebranego materiału, dotyczącego roli gwałtownych ulew i powodzi, starałem się rozpatrywać na tle wszystkich elementów środowiska geograficznego (budowy geologicznej, rzeźby terenu, klimatu, stosunków wodnych i pokrycia terenu). W ten sposób starałem się uchwycić wpływ tych elementów na różnice w intensywności prze-modelowania terenu.

Pracę niniejszą wykonałem pod kierunkiem prof. M. Klimaszewskiego, który żywo interesował się przebiegiem moich badań terenowych zachęcając do ich kontynuowania, a także udzielał mi cennych wskazówek w okresie pisania pracy. Za poniesiony trud składam Mu wyrazy serdecznego podziękowania. Dziękuję doc. J. Flisowi za udostępnienie mi fizjograficznych prac magisterskich wykonanych pod jego kierunkiem oraz doc. A. Michalikowi za pomoc w uzyskaniu materiałów dla poznania budowy geologicznej tego terenu. Dziękuję także za cenne uwagi prof. A. Zierhofferowi i prof. A. Malickiemu oraz dr J. Włoddek-Sanojcowej za okazaną pomoc w przygotowaniu pracy do druku. Ponadto wyrażam podziękowanie dr W. Nowakowi za przedyskutowanie ze mną wielu zagadnień, panu J. Podziornemu za liczne informacje podczas badań terenowych, mojej Żonie Barbarze, która przez cały okres brała udział w kartowaniu terenu, oraz kolegom asystentom, studentom i instytucjom udzielającym mi pomocy w czasie wykonywania niniejszej pracy.

ZALEŻNOŚĆ RZEŻBY OD BUDOWY GEOLOGICZNEJ

W neogenie i czwartorzędzie działały procesy niszczące, które wytworzyły współczesną rzeźbę. Najwyraźniej różnice w rzeźbie zaznaczają się w tych miejscach, gdzie sąsiadują ze sobą utwory geologiczne o bardzo różnej odporności. Upad warstw i dyslokacje tektoniczne pozostawiły również wyraźne ślady w dostosowaniu się ukształtowania badanego terenu do podłoża geologicznego.

Dolina Soły ma przebieg prostoliniowy, zbliżony do południkowego. W jej biegu nie występują wyraźne zakręty i kolana, tak charakterystyczne dla wszystkich pozostałych większych dolin rozcinających Karpaty. Jest doliną konsekwentną, przecinającą nie tylko utwory o różnej odporności, ale także różne jednostki morfologiczne. W dolinie tej zaznaczają się bardzo wyraźne zwężenia i rozszerzenia.

W górnym biegu w okolicach Rajczy znajduje się bardzo wyraźne rozszerzenie o charakterze kotliny. Zbiegają się tutaj potoki Soły, Rycerki i Ujsoły, rozcinające pasmo Wielkiej Rajczy i Bramę Koniakowską. Wody tych potoków wyłobiły erozyjną kotlinę wyciętą w utworach mało odpornych: podmagurskich, hieroglifowych i pasierbieckich.

Od kotliny Rajczy do Milówki dolina Soły ma kierunek NNW. Jest to malowniczy przełom, wycięty w odpornych piaskowcach magurskich.

Dno doliny przełomowej jest wąskie (180—410 m), a zbocza strome (20—40°). Długość przełomu wynosi 5 km. Jest to typowy przełom strukturalny, ponieważ powyżej i poniżej przełomu dolina wycięta jest w utworach mało odpornych, natomiast dolina przełomowa rozcina utwory odporne.

W Milówce dolina Soły przyjmuje kierunek NNE i utrzymuje go z minimalnymi odchyleniami aż do Tresnej, tj. do Beskidu Małego. Jednocześnie rozszerza się ona stopniowo, a maksymalną szerokość osiąga w Kotlinie Żywieckiej. Od Milówki do Cięciny dolina Soły wykorzystuje początkowo mało odporne warstwy podmagurskie, a następnie depresję krośnieńską znajdującą się przed czołem płaszczowiny magurskiej. Na tym odcinku dolina ma bieg zgodny z czołem nasunięcia magurskiego, a szerokość dna dochodzi do 1,5 km.

Depresję krośnieńską w kierunku wschodnim widać w obniżeniu Bramy Ślemieńskiej, natomiast ku zachodowi — w obniżeniu Bramy Koniakowskiej. Łupki menilitowe występujące w obrębie depresji można zaliczyć do skał mało odpornych. Miejscami jednak składają się one ze sztywnych krzemionkowych łupków z wkładkami rogowców i twardych piaszczowców. Rogowce wówczas zaznaczają się na szczytach grzbietów czego dobrym przykładem są wzniesienia 626 m i 691 m ponad Kamiesznicą.

Poniżej Cięciny zaczyna się Kotlina Żywiecka, której maksymalna szerokość w północnej części wynosi 15 km. Kotlina Żywiecka jest pochodzenia erozyjno-denudacyjnego [47]. Złożony w całości mało odporny wysad okienny uległ łatwemu niszczeniu przez zbiegające się tutaj wody Soły, Koszarawy, Leśnej, Żylicy, Łękawki i Juszczyńki. Budowa geologiczna jest tutaj niezgodna z głównymi rysami rzeźby. Na miejscu zrębu tektonicznego znajduje się rozległa kotlina. Występuje tu typowe odwrócenie rzeźby. Niszczenie ułatwione było tym, że cienka pokrywa utworów płaszczowiny godulskiej, przykrywająca mało odporne elewacje serii podśląskiej i cieszyńskiej, była porożrywana wzdłuż elewacji podłużnych i poprzecznych. Miejsce to na powierzchni inicjalnej było bardziej podatne na niszczenie w porównaniu z otaczającymi odpornymi warstwami serii płaszczowiny godulskiej i magurskiej.

Po opuszczeniu Kotliny Żywieckiej Soła przełamuje się pięknym przełomem przez Beskid Mały, zbudowany ze skał bardziej odpornych niż skały, z których jest zbudowana Kotlina Żywiecka i Pogórze Cieszyńskie. Długość przełomu wynosi 10 km, a szerokość od 120 do 910 m. Przełom Soły ma dwa zwężenia: jedno w południowej części w Tresnej, a drugie w Międzybrodziu Kobiernickim. Zwężenia te są zbudowane z warstw godulskich i zostały wykorzystane pod budowę zapór wodnych w Porąbce i w Tresnej. Przełom ten założony jest na potężnych dyslokacjach [60, 152], a K. Konior [60] wyróżnia nawet kierunki dyslokacji zgod-

nie z biegiem doliny przełomowej na poszczególnych odcinkach. Przełom ten obok znamion erozji wstecznej [29, 44, 47, 74, 139] ma wyraźne cechy przełomu strukturalnego.

W Beskidzie Żywieckim i w Beskidzie Średnim, które znajdują się w obrębie nasunięcia magurskiego, najbardziej odporny na niszczenie jest gruby kompleks najmłodszych piaskowców magurskich. Starsze warstwy podmagurskie, hieroglifowe, belowskie i inne są znacznie mniej odporne. Taka struktura doprowadziła do inwersji rzeźby. Najwyraźniej inwersja ta zaznacza się w miejscach przebiegu siodła i antyklin w obrębie płaszczowiny magurskiej. Z reguły na tym terenie siodła zaznaczają się obniżeniami. Takie rozległe obniżenie znajduje się między Glinką a Sablówką. Płaskie wierzchowiny w tym obniżeniu utrzymują się na wysokości 716—801 m, natomiast przylegające grzbiety w pasmie Wielkiej Raczy, zbudowane z piaskowców magurskich, przekraczają 1000 m: Bednarów Beskid (1061 m), Oszust (1152 m), Jaworzyna (1052 m) i Ostry Groń (1029 m). Zaznacza się tu także bardzo wyraźny załom wklęsły oddzielający łagodne wierzchowiny od bardzo stromych (40—58°) stoków beskidzkich.

Na siodłach również występują liczne doliny albo pewne ich odcinki. Mniej odporne warstwy podmagurskie pokazujące się w jądrze siodła Rajczy wykorzystuje dolina dolnej Rycerki, a w przedłużeniu ku zachodowi — dolina Radeckiego Potoku. Następną doliną w pasmie Wielkiej Raczy, wyciętą w warstwach podmagurskich, jest szeroka dolina Sablówki mająca profil rozległej niecki. Dolny bieg doliny Danielki jest także założony na warstwach podmagurskich.

Antyklina Sopotnia Mała — Rajcza tworzy wyraźne obniżenie składające się z kilku odcinków. Środkową część tego obniżenia stanowi amfiteatralnie rozwinięty lej źródłowy doliny Żabnicy. Przedłużeniem tego obniżenia w kierunku NE jest dolina Sopotni Małej, natomiast w kierunku SW dolina Nickuliny. Doliny te rozcinają nie tylko warstwy podmagurskie, ale także warstwy inoceramowe. Wysokie wzniesienia w grupie Pilszczańskiej (Romanka, Lipowska), występujące w sąsiedztwie tych dolin, są zbudowane z piaskowca magurskiego. Są to grzbiety monoklinalne założone na południowo-wschodnim skrzydle antykliny Sopotnia Mała — Rajcza. Strome stoki założone na czołach warstw opadają wklęsłą powierzchnią ku lejowi źródłowemu Żabnicy.

Typową doliną subsekwentno-inwersyjną jest dolina Złatnej założona na dyslokacjach, wzdłuż których wypiętrzone zostały nie tylko mniej odporne warstwy podmagurskie, ale także inoceramowe.

W Beskidzie Średnim doliny Juszczynki i Pewli Wielkiej są również typowymi dolinami subsekwentnymi, wykorzystującymi mniej odporne warstwy podmagurskie. W dolinie Pewli Wielkiej odśłaniają się warstwy

pstrego eocenu. Należą one do najmniej odpornych utworów i występują w stosunkowo cienkich kilkudziesięciometrowych warstwach, a sporadycznie osiągają miąższość do 200 m. W głównych rysach rzeźby mają one mniejsze znaczenie, tym niemniej zaznaczają się w krajobrazie strefą przełęczy i drugorzędnych obniżień. Duża zawartość minerałów ilastych przyczynia się do spelzwywania i dlatego pasy tych łupków są zwykle obszarami osuwisk.

Najwyższe wzniesienia w Beskidzie Żywieckim i w Beskidzie Średnim są zbudowane z piaskowca magurskiego, który na tym terenie jest utworem grzbietotwórczym. Do wzniesień tych m. in. należą: główny grzbiet od Wielkiej Raczy przez Rycerzową do Oszusta oraz Muńcuł, Jaworzyna i Praszywka w pasmie Wielkiej Raczy; Pilsko, Romanka, Lipowska, Boraczy Wierch, Prusów i Sucha Góra w Pasmie Pilszczańskim, Mędralowa w Pasmie Babiogórskim oraz Kiczora i Lasek w Beskidzie Średnim.

W Beskidzie Śląskim budowa geologiczna wpływa nieco inaczej na rzeźbę terenu. Odporność skał nie ma tu dużego znaczenia, ponieważ prawie cały Beskid Śląski jest zbudowany ze skał odpornych i średnio odpornych. Wyjątek stanowi wkładka zlepieńca malinowskiego występująca w obrębie piaskowca górnogodulskiego. Zaznacza się ona wyraźnie w kształcie zbocza: daje znacznie większe nachylenie. Tam, gdzie wkładka taka przebiega w poprzek dolin, zaznaczają się zwężenia dolin i progi w korycie, a więc tworzą się małe przełomy strukturalne. Wkładka zlepieńca ciągnąca się wzdłuż zboczy daje wyraźny załom strukturalny, którego wysokość ponad dnami dolin jest różna i zależy od biegu tej warstwy. Bieg tego załomu w terenie można łatwo śledzić, ponieważ podkreślony jest przez występowanie charakterystycznych skałek w kształcie ambon, baszt, iglic i grzybów skalnych.

Beskid Śląski jest potężną monokliną o dużej miąższości i przeważającym upadzie skał ku południowi. Doliny (Leśnej, Malinowskiego Potoku, Twardorzeczki, Przybądky) rozcinające wschodni skłon Beskidu Śląskiego mają wyraźną asymetrię zboczy oraz bocznych rozcięć. Zbocza eksponowane na północ są strome i bardzo rzadko rozcięte, natomiast zbocza eksponowane na południe są znacznie łagodniejsze, długie i gęsto rozcięte bocznymi dolinami. Asymetria ta wiąże się z upadem warstw, ponieważ zbocza, na których wychodzą czoła warstw, są strome i odwrotnie — zbocza zgodne z upadem warstw są łagodne. Grzbiety Kościelca, Muronki, Ostrego, Kapłonki i Magurek mają także wyraźną asymetrię stoków; stoki założone na czołach warstw są znacznie stromsze, natomiast stoki zgodne z upadem warstw są łagodniejsze. Z tego wynika, że grzbiety te są monoklinalne i zależą od upadu warstw skalnych.

OPADY I STANY WÓD W LATACH 1958—1960

Opady w latach 1958—1960 kształtowały się nieco odmiennie i wyraźnie odbiegały od średnich opadów innych lat. Były to lata katastrofalnych powodzi. W dorzeczu Soły po raz pierwszy zanotowano rekordowe sumy opadów, które jednocześnie spadły w ciągu doby na znacznym terenie. Pierwszy raz zdarzyły się także lata, kolejno po sobie następujące, obfite w opady letnie. Średnia wieloletnia suma opadów dla Żywca wynosi 911 mm, natomiast trzyletnia średnia suma opadów wynosiła 959 mm. Znacznie większa była różnica (105 mm) między średnimi wieloletnimi opadami letniej pory roku (388 mm) a średnimi trzyletnimi opadami w latach 1958—1960 (493 mm).

Na badanym terenie opady rozmieszczone były nierównomiernie. Najwięcej opadów otrzymywały wysokie wzniesienia (Skrzyczne, Pilsko i Lipowska) oraz stoki wystawione na wiatry deszczonośne. Najmniej opadów spadło na obszarach zacienionych: w Lipowej u podnóża Beskidu Śląskiego i w Kocierzu — w głębokiej, zasłoniętej od wiatrów deszczonośnych dolinie w Beskidzie Śląskim.

W 1958 r. największe, katastrofalne opady wystąpiły 29 czerwca. Były one poprzedzone dłuższym okresem deszczowym od 8 do 12 dni. W dniu poprzednim, tj. 23 czerwca, był także duży opad, znacznie większy od miesięcznego opadu z poprzednich miesięcy. Dwudniowy opad na Pilsku wynosił 216 mm, co stanowi $\frac{1}{4}$ średniego opadu roku. Opad ten prawie na całym terenie przekraczał 120 mm, a opad poniżej 100 mm zanotowano tylko w Lipowej i Wieprzu.

Rok 1959 miał średnią roczną sumę opadów mniejszą od średniej rocznej wieloletniej, np. średnia dla Żywca za 1959 r. wynosiła 835 mm, podczas gdy średnia wieloletnia wynosi 911 mm. Pomimo to pod koniec czerwca spadły obfite opady, których następstwem był powodziowy stan wód. Maksymalny opad w dniu 30 czerwca poprzedzony był kilkudniowym deszczem. W miesiącu tym było 16—19 dni z deszczem; przegradzały je kilkudniowe przerwy. W czerwcu dobowy, maksymalny opad wahał się w poszczególnych częściach badanego terenu od 50 do 95,7 mm (Lipowska). Poniżej 50 mm opadów zanotowały stacje: w Lipowej 27 mm, w Kocierzu 27,7 mm i w Zwardoniu 31,4 mm.

W 1960 r. katastrofalny deszcz spadł 25 lipca. Nad niektórymi obszarami, np. w Koszarawie, wystąpił o jeden dzień wcześniej. Wielkość maksymalnego, dobowego opadu była podobna do opadu w 1958 r. Opad ten poprzedzony był bardzo deszczowym okresem w czerwcu i lipcu. Wysokość opadów w czerwcu wynosiła: w Koszarawie 185,2 mm, w Kocierzu 121,7 mm, na Lipowskiej 250,2 mm, w Milówce 163,5 mm, na Pilsku 193,2 mm, w Porąbce 128,7 mm, w Rycerze Górnej 193,5 mm, na

Skrzyczem 221,0 mm, w Zwardoni 153,8 mm, w Żabnicy 168,6 mm i w Żywcu 131,1 mm⁴. Lipcowy opad, jakkolwiek wysoki, był rozmieszczony równomiernie w ciągu miesiąca. Brak było okresu kilkunastodniowych wysokich opadów zakończonych gwałtowną ulewą, które wystąpiły w roku 1958. Dla przykładu podaję rozmieszczenie opadów na Pilsku w poszczególnych dniach lipca: 4,8 — 0,8 — 0,4 — 3,4 — 1,0 — 40,1 — 14,2 — 29,6 — 0 — 0 — 0 — 12,4 — 58,5 — 0 — 0 — 4,6 — 37,0 — 0 — 0 — 10,0 — 11,2 — 0 — 37,7 — 38,2 — 137,5 — 18,5 — 24,5 — 0 — 0 — 0 — 0 mm. Z powyższego zestawienia widzimy, że na początku był kilkudniowy opad bez przerwy, a następnie dwa dni z deszczem przeplatane były dwoma względnie jednym dniem bez deszczu. Taki rytm opadów z przerwami spowodował, że maksymalny stan wód był mniejszy niż w 1958 r., pomimo większej miesięcznej sumy opadów w miesiącu powodziowym. Największe katastrofalne opady przekraczające 100 mm zanotowano w Beskidzie Śląskim (181,8 mm) w grupie górskiej Pilska (137,5 mm) i Lipowskiej (145,4 mm). Na pozostałym terenie opad był znacznie mniejszy, a nawet w czterech stacjach (Lipowa, Milówka, Wieprz, Zwardoń) zanotowano opad poniżej 50 mm.

Osią hydrograficzną badanego terenu jest Soła, która ma asymetryczne dorzecze. Lewe dopływy są krótkie [47] i rozcinają Bramę Koniakowską oraz wschodni skłon Beskidu Śląskiego, natomiast prawoboczne dopływy są znacznie dłuższe i rozcinają Beskid Żywiecki oraz Beskid Średni. Na szczególną uwagę zasługuje najdłuższy, prawoboczny dopływ Koszarawa z dobrze rozwiniętym i urozmaiconym dorzeczem.

Powyżej Porąbki powierzchnia zlewni lewobocznych dopływów wynosi 222,19 km², natomiast powierzchnia prawobocznych dopływów ma 697,32 km², czyli współczynnik asymetrii wynosi 0,328 [102]. Potoki uchodzące do Soły względnie do Koszarawy prowadzą mało wody, ale podczas gwałtownego deszczu ilość jej wzrasta nawet kilkadziesiąt razy, przekształcając niepozorne ciekі w rwące potoki. Soła jest pierwszym górskim dopływem Wisły o wybitnych cechach rzeki górskiej. Całkowita powierzchnia dorzecza Soły wynosi 1385,75 km², z czego na bieg górny przypada 1119,80 km² na bieg dolny 265,95 km². Wielkość zlewni do zaporę w Porąbce wynosi 1089 km² [102]. Charakterystyczną cechą dorzecza Soły są liczne konwergencje dopływów, które mają decydujący wpływ na kształtowanie się wysokich stanów wody. Ważniejsze węzły, w których koncentrycznie łączą się dopływy występują: w Ujsołach (Ujsoła, Cicha, Złatna, Danielka), w kotlinie Rajczy (Soła, Rycerka, Ujsoła), w Kotlinie Żywieckiej (Soła, Juszczynka, Koszarawa, Łękawka, Leśna, Żylica) i w kotlinie Jeleśni (Koszarawa, Krzyżowa, Sopotnia, Pewel Wielka).

⁴ Średnia wieloletnia Żywca wynosi 122 mm.

Największa powódź w dorzeczu Soły była w 1958 r. Wezbranie to miało katastrofalne następstwa podobnie jak wezbrania na Dunajcu w roku 1934 [45, 114]. Prawie na wszystkich wodowskazach fala powodziowa uzyskała absolutne maksimum: w Ujsolach 230 cm, w Cichej 320 cm, w Rajczy 500 cm, w Milówce 530 cm, w Kiełbasowie na Koszarawie 375 cm, w Świnnej na Koszarawie 400 cm, w Żywcu 525 cm, w Zadziewkach na Łekawce 275 cm, w Rybarzowicach na Żylicy 370 cm, w Tresnej 600 cm. Niższy stan wody od absolutnego maksimum zanotowano tylko na stacji w Kocierzu. Spływ wód opadowych był bardzo szybki. Potwierdza to fakt, że maksymalny opad i maksymalny stan wody był w tym samym dniu.

O grozie powodzi może świadczyć szybkość przemieszczania się fali powodziowej, którą poprzedziły wezbrania rozpoczęte w godzinach rannych 29 czerwca. Kulminacja wezbrań, która minęła wodowskaz w Milówce 29 czerwca o godzinie 19⁰⁰, prowadząc 19,5 mln m³ wody, była już po trzech godzinach w Porąbce, wprowadzając do zbiornika ponad 60 mln m³ wody powodziowej. Następnego dnia nad ranem o godzinie 4⁰⁰ fala ta była już przy ujściu Wisły, a objętość jej przekraczała 100 mln m³ wody. Zbiornik w Porąbce nie odegrał poważniejszej roli ze względu na niewielkie możliwości magazynowania wody. Cechą charakterystyczną tej powodzi był jednoczesny spływ wody na całym terenie, co spowodowało nałożenie się fali powodziowej.

W czerwcu 1959 r. powstało także wezbranie powodziowe spowodowane okresem deszczowym. Nie było ono katastrofalne. Natężenie maksymalnych opadów w dorzeczu Soły było niejednoczesne i opady były mniej obfite niż w roku poprzednim. Tylko na nielicznych stacjach wodowskazowych (Żabnica, Koszarawa, Rycerka Górna) notowano opad pod względem wielkości podobny do opadu z roku poprzedniego. Potoki w dorzeczach Żabnicy, Koszarawy, Rycerki miały wysokie stany wody, natomiast na pozostałych stany wody były nieco niższe.

Katastrofalny przebieg miała także powódź w lipcu 1960 r. Wysokość fali powodziowej była mniejsza niż w 1958 r., pomimo dużych opadów. Maksymalny opad nie wystąpił jednocześnie na całym terenie, np. w górnym dorzeczu Koszarawy ulewny deszcz spadł o jedną dobę wcześniej i spowodował wcześniejsze spłynięcie fali powodziowej na Koszarawie. Z tego wynika, że nie nastąpiło tu nakładanie się fal powodziowych. Na niższą falę powodziową wpłynął także mniejszy opad w dnach dolin i w kotlinach.

Kulminację fali powodziowej na Sole stwierdzono w Żywcu 26 lipca, tj. w następnym dniu po ulewnych deszczach, a stan wody dochodził do 500 cm. W tym roku od 19 do 20 października przypadło absolutne minimum wodostanowe: wynosiło ono 115 cm.

REGIONY FIZYCZNOGEOGRAFICZNE

Na badanym terenie elementem wiodącym do wydzielenia jednostek fizycznogeograficznych jest rzeźba terenu i dlatego regiony te w zasadzie pokrywają się z jednostkami geomorfologicznymi wydzielonymi przez M. Klimaszewskiego [50]. W beskidzkiej części dorzecza Soły zaznaczają się trzy piętrowo ułożone regiony fizjograficzne, wyraźnie ze sobą kontrastujące:

- A. Beskidy (region górski)
- B. Pogórza (bramy i obniżenia)
- C. Kotliny i dna większych dolin.

Wydzielone regiony różnią się od siebie pod każdym względem. Występują tu wyraźne różnice klimatyczne, wodne, glebowe i roślinne.

Beskidy są w większości zbudowane z utworów odpornych o charakterze grzbietotwórczym i są rozcięte przez wąskie, głębokie doliny o stromych zboczach, które prawie w całości pokrywają łące, cienkie, szkieletowe gleby [18], porośnięte przez lasy reglowe [42,63]. Potoki o profilach podłużnych niewyrównanych i dużych spadkach zasila bardzo wiele źródeł. Klimat jest znacznie ostrzejszy [84, 85, 87, 88] z dużą ilością opadów i krótkim okresem wegetacyjnym.

Region Beskidów zajmuje procentowo największe przestrzenie i wyróżnia się intensywnymi procesami, zachodzącymi na jego stokach i w dnach dolin. Na podstawie budowy geologicznej i rodzaju rozcięcia możemy wyraźnie wydzielić subregiony: Beskid Śląski, Beskid Mały, Beskid Wysoki (pasma Wielkiej Raczy, Pilska, Babiej Góry) i Beskid Średni. W obrębie subregionów można jeszcze wydzielić np. dna dolin, powierzchnie stożków wysokich, zbocza osuwiskowe, zbocza gęsto rozcięte, zbocza rzadko rozcięte oraz powierzchnie wierzchowinowe.

Urozmaicona budowa geologiczna Beskidów wpłynęła na zróżnicowanie rzeźby z dużymi deniwelacjami (300—800 m) i nachyleniem stoków (20—55°). Region ten był najbardziej niszczony w czasie gwałtownych ulew oraz powodzi i dlatego wszystkie subregiony, katastroficznie wówczas przemodelowane, starał się autor możliwie dokładnie opracować. W opracowaniu kartograficznym w podziale szczegółowej pominięto te obszary, których przemodelowanie było zbliżone do terenów wybranych.

W rzeźbie Beskidu Śląskiego bardzo wyraźnie zaznacza się asymetria zboczy dolin, rozcięć tych zboczy oraz asymetria grzbietów oddzielających te doliny. Z tego subregionu opracowano wschodni skłon Beskidu, rozcięty przez dorzecze Leśnej (obszar I). Beskid Mały ma podobne cechy rzeźby do Beskidu Śląskiego, ale wyraźnie różni się większym rozczłonkowaniem na mniejsze grupy i rozcięciem zboczy przez krótsze i słabiej

rozwinęte doliny. Skartowano przykładowo południowy skłon Beskidu, rozcięty przez prawobrzeżne dopływy Łękawki (obszar II).

Beskid Wysoki (Beskid Żywiecki) nie tworzy jednolitego pasma górskiego; rozpada się na kilka grup górskich o różnym rozcięciu, zachodzących kulisowo za siebie. Rzeźba Beskidu Wysokiego ma charakter inwersyjny, nachylenia stoków są bardzo zróżnicowane. Stoki te mają kształt różnorodny: krawędziowy, wypukły albo wklęsły i wypukło-wklęsły. Najwyższe wzniesienia w Beskidzie Wysokim są zbudowane z piaskowca magurskiego, który jest utworem grzbietotwórczym.

Najdalej na południe wysunięte jest pasmo Wielkiej Raczy o widlastym układzie grzbietów i ramion. Stoki najczęściej mają kształt wypukło-wklęsły i długie powierzchnie podstokowe, których nachylenie nie przekracza 4° . Dna dolin są szerokie z dobrze rozwiniętymi terasami dennymi. Dokładnie została opracowana wschodnia część pasma Wielkiej Raczy, rozcięta przez dorzecze Ujsoły (obszar III).

Najpotężniejszą grupą górską jest pasmo Pilszczańskie o charakterze rozrogu, rozcięte promieniście przez duże doliny. W obrębie tego pasma zaznaczają się trzy wyraźne grupy górskie: Pilsko, Lipowska i Romanka. Z Pasma Pilszczańskiego zostały opracowane trzy obszary (IV, V, VI). Południowo-zachodnia część pasma Lipowskiej (obszar IV) jest rozcięta przez subsekwentne doliny Złatnej i Nickuliny. W południowej części (w dorzeczu Złatnej) przeważają długie stoki wypukłe, gęsto rozcięte dolinami, natomiast w zachodniej części znajdują się stoki wypukłe, znacznie stromsze, w dolnej części podcięte przez Sołę, która tutaj przełamuje się, tworząc przełom strukturalny. Poniżej przełomu stoki prawie w całości są uprawiane i mają profil wklęsły. Północno-zachodnia część pasma Romanki — Lipowskiej (obszar V) ma bardzo zróżnicowaną budowę geologiczną: tu bowiem występują dobrze rozwinięte prawie wszystkie utwory stratygraficzno-litologiczne znajdujące się w obrębie nasunięcia magurskiego. Jest to jednocześnie najbardziej czołowa strefa nasunięcia magurskiego w Beskidzie Wysokim. W rzeźbie wyraźnie zaznaczają się stoki krawędziowe (Boraczy Wierch, Lipowska, Romanka). W Pasmie Pilszczańskim (obszar VI) znajduje się najwyższe wzniesienie na badanym terenie — Pilsko (1557 m). Północny skłon Pasma Pilszczańskiego zbudowany jest przeważnie z piaskowców magurskich, rozciętych dolinami konsekwentnymi, które w górnych częściach są głęboko wcięte (150—340 m), a zbocza ich osiągają nachylenia dochodzące nawet do 55° .

Ostatnim subregionem w Beskidzie Wysokim jest pasmo Mędralowej, stanowiące zachodnią część Pasma Babiogórskiego [50], zbudowane przeważnie z piaskowców magurskich, a rozcięte przez lewobrzeżne dopływy górnej Koszarawy (obszar VII).

Cały Beskid Średni (obszar VII, VIII) leży w obrębie nasunięcia magurskiego, które w znacznej części jest zbudowane z warstw podmagurskich, przeważnie wykorzystanych przez doliny i kotlinę Jeleśni. Ma on podobnie jak Beskid Wysoki rzeźbę o charakterze inwersyjnym, ale wyraźnie różni się od niego znacznie niższymi wzniesieniami, nie przekraczającymi 900 m. Ograniczone i oddzielone są one od siebie szerokimi dolinami Koszarawy, Soły, Sopotni, Pewli, Trzebinki, Juszczynki, Lachówki i Kurówki oraz rozległymi przełęczami, które założone są na mało odpornych warstwach podmagurskich.

Pogórza są jednostkami leżącymi znacznie niżej i znajdują się w obrębie bram, które oddzielają poszczególne części Beskidów (obszar II, IX). Charakteryzują się rozległymi wierzchowinami, rozciętymi przez szerokie, często płaskodenne doliny o znacznie mniejszym spadku niż doliny rozcinające Beskidy. Wierzchowiny i zbocza są otulone grubymi pokrywami zwietrzelinowymi, na których wytworzyły się gleby gliniasto-pylaste, uprawiane. Występuje tu znacznie mniej źródeł, a więcej cieków okresowych oraz gęsta sieć wadołów, parowów i wąwozów. Są to obszary rolnicze [59], a najważniejszym procesem jest splukiwanie zachodzące na stokach uprawianych [102]. Obszary te nawiedzają silne wiatry.

Na badanym terenie M. Klimaszewski [50] wyróżnia dwie bramy: Koniakowską i Wilkowicką. Brama Wilkowicka jest znacznie niższa, ponieważ predysponowana jest dyslokacjami [10, 106]. Obniżenie Stary Żywiec — Ślemień — Sucha, oddzielające Beskid Średni od Beskidu Małego, ma również wszystkie cechy typowej bramy, dlatego obniżenie to proponuję nazwać Bramą Ślemieńską.

Kotliny i dna większych dolin są trzecim najniżej leżącym obszarem (obszar I, IV i VII). Kotliny powstały na utworach mniej odpornych, a dna ich są wyscielone pokrywami akumulacyjnymi Soły, Koszarawy i innych potoków wypływających z Beskidów. Na pokrywach tych znajdują się gleby aluwialne powstałe z nanosów rzek. Kotliny zasłonięte są wzniesieniami i mają klimat łagodny z małą ilością opadów; w miesiącach zimowych występują inwersje temperatur [84, 88]. Znajduje się tu bardzo mało źródeł, raczej o charakterze młak; mały spadek potoków pociąga za sobą proces akumulacji i dziczenia koryt. Są to rejony rolnicze [99, 101]; drzewa i zagańniki rosną tylko wzdłuż koryt. Na badanym terenie znajdują się trzy kotliny: Żywiecka, Rajczy i Jeleśni. Do obszaru tego należy zaliczyć dna większych dolin (Soły i Koszarawy), które łączą ze sobą wymienione kotliny (obszar IV, VIII).

W dnach kotlin i większych dolin można wyróżnić następujące facje: kamieńcowe i łęgowe, facje teras niższych i wyższych oraz facje krawędzi teras wyższych. Powyższe facje stanowią wyraźne mikrorejony o odrębnych stosunkach mikroklimatycznych, wodnych, glebowych i roślinnych.

FORMY, UTWORY I ZJAWISKA ZWIĄZANE Z ULEWAMI I POWODZIAMI NA WYBRANYCH OBSZARACH

Zdjęcia geomorfologiczne wybranych terenów wykonano na mapach w podziałce 1 : 25 000. Autor nie kartował wszystkich form, ograniczał się do skartowania form najsilniej modelowanych w czasie powodzi, tj. koryt rzecznych i teras w dnach dolin oraz osuwisk na zboczach. Poza tym nanosił na mapy świeże formy, które powstały wskutek katastrofalnych opadów i powodzi. W niniejszej pracy nie podano opisu wszystkich form, utworów i zjawisk związanych z ulewami; nie pozwalają na to jej rozmiary. W poszczególnych rozdziałach omówiono krótko najważniejsze cechy, tj. typy modelowania, rozmiary przeobrażeń i zestaw względnie opis ważniejszych form. Bardzo dokładny opis wszystkich form, utworów i zjawisk dałem w pełnym tekście pracy doktorskiej pt. „Rola gwałtownych ulew i powodzi w modelowaniu rzeźby Beskidów”.

Opis wybranych osuwisk znajduje się w pozycji pt. „O odmładzaniu osuwisk w Beskidach Zachodnich” [171].

Uzasadnienie wybranych terenów omówiono w rozdziale „Metoda pracy”, a tu tylko wymieniam obszary skartowane na mapach 1 : 25 000:

I. Wschodni skłon Beskidu Śląskiego i południowa część Kotliny Żywieckiej.

II. Południowy skłon Beskidu Małego i wschodnia część Bramy Ślemieńskiej.

III. Wschodnia część pasma Wielkiej Raczy.

IV. Południowo-zachodnia część pasma Lipowskiej.

V. Północno-zachodnia część pasma Romanki — Lipowskiej.

VI. Północny skłon Pasma Pilszczańskiego.

VII. Pasma Łasku w Beskidzie Średnim oraz zachodnia część Pasma Babiogórskiego.

VIII. Zachodnia część Beskidu Średniego (Pasma Pewelskie, pasmo Kiczory i wzniesienia Grojca).

IX. Pozostałe obszary.

I. WSCHODNI SKŁÓN BESKIDU ŚLĄSKIEGO I POŁUDNIOWA CZĘŚĆ KOTLINY ŻYWIECKIEJ

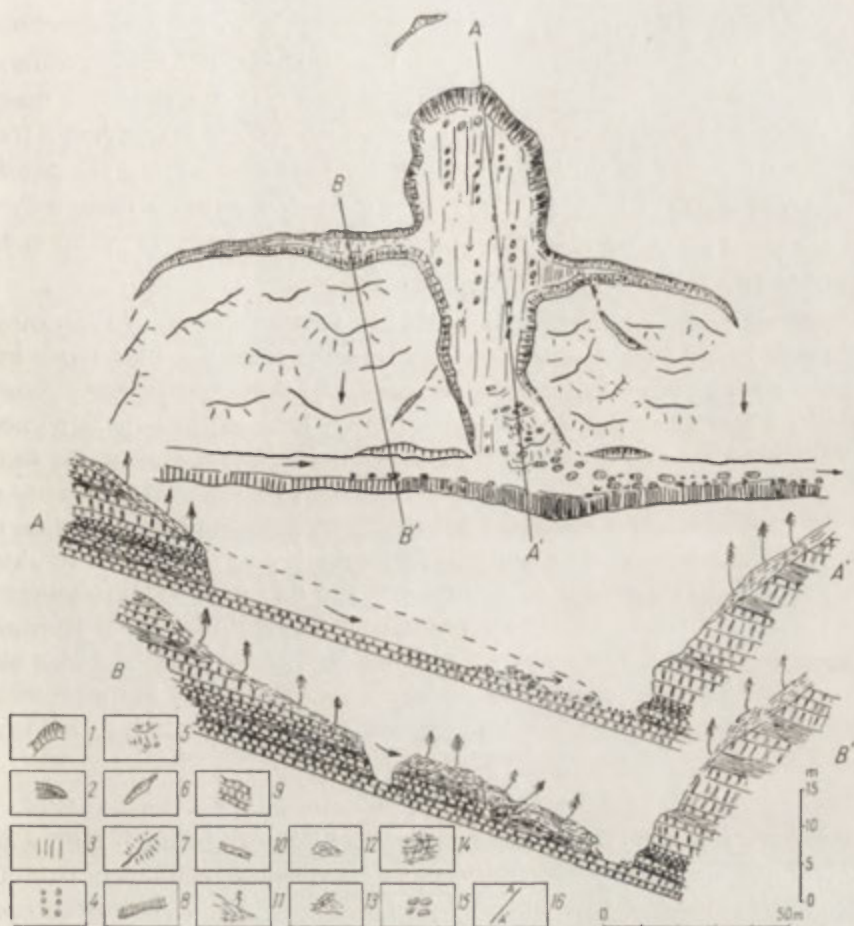
Badaniami objąłem fragment dna Kotliny Żywieckiej na zachód i południo-zachód od Żywca oraz wschodni skłon Beskidu Śląskiego, bezpośrednio przylegający do dna i rozcięty przez doliny uchodzące do Soły. Dolinami tymi są: Leśna z dopływami (Malinowskim Potokiem i Twardorzeczką) oraz Radziechowy Potok. Wyraźnie zaznaczają się tu dwa od-

rębne regiony geomorfologiczne. Pierwszy — to fragment dna Kotliny Żywieckiej, drugi zaś to wschodni skłon Beskidu Śląskiego. Dno Kotliny Żywieckiej zajęły terasy Soły i potoków wypływających z Beskidu Śląskiego. Zbocza doliny Leśnej, Potoku Malinowskiego i Twardorzeczki są asymetryczne. Asymetria ta wiąże się z monoklinalną budową geologiczną, która decyduje o nachyleniu zboczy i miąższości pokrywy zwietrzelinowej. W lejach źródłowych tych dolin znajdują się osuwiska dużych rozmiarów. Olbrzymie osuwiska obejmują także stoki Beskidu Śląskiego opadające w dno Kotliny Żywieckiej. Najbardziej rozprzestrzeniają się one na ENE stoku Skrzycznego.

Modelowanie rzeźby na całym terenie było nierównomierne. Wyraźnie zaznaczyły się dwa regiony: Beskid Śląski i dno Kotliny Żywieckiej. W górnym i środkowym biegu den dolin Beskidu Śląskiego terasy zostały prawie całkowicie rozmyte i przemodelowane, a całe dno jest pokryte świeżymi blokami skalnymi i kamieńcem. Prawe zbocza dolin były podcinane przez wody powodziowe. Wody, wcinając się w głąb, podmywały materiał na zboczach, który ześlizgiwał się jednocześnie po odpornych warstwach w kierunku ich upadu. Erozja boczna była przyczyną ożywienia ruchów masowych na zboczach w strefie przy dnie doliny. W bocznych, wciosowych dolinach zachodziły na przemian procesy erozji i akumulacji. Bardzo często akumulowany materiał podnosił poziom dna doliny. Najwięcej bloków nagromadzonych wskutek akumulacji znajdowało się w dolinach wciosowych, które się zaczynały pod Małym Skrzycznym. Powierzchnie akumulacyjne sięgnęły do wysokości 3 m powyżej dna dolin wciosowych, a drzewa rosnące na zboczach zostały zasypane aż po korony. Doliny te na tych odcinkach mają zbocza znacznie krótsze, a dna do 17 m szerokie. Przyczyną tak dużego zasypania była intensywna erozja w bocznych, małych, holocenijskich dolinkach, które rozcinały pokrywy zwietrzelinowe i litą skałę. W dolinie zaczynającej się na NE od Malinowskiej Skały było duże nagromadzenie bloków o średnicy do 3,20 m oraz połamanych pni drzew. Nagromadzenie tych bloków spowodowane było 1) wzmożoną dostawą materiału z obrywu w górnej części doliny i 2) przez mniejsze ruchy masowe na zboczach tej doliny. Materiał niesiony przez wody intensywnie poszerzył dno, podcinając zbocza.

Większość wciosów drogowych uległa pogłębieniu i przekształceniu w doliny V-kształtne. Zmywy modelowały zbocza porośnięte rzadkim, wysokim lasem, o nikłym podszyciu. Ruchy masowe najczęściej występowały w obrębie starych, dużych osuwisk, które ulegały odmładzaniu i przekształcaniu. Najczęściej były modelowane nisze osuwiskowe.

Ciekawe i charakterystyczne osuwisko powstało na lewym zboczu Kościelca, poniżej Hali Skałki (ryc. 1). Zbocze to jest zbudowane z piaskowca górnogodulskiego i pokryte zwietrzeliną, na której rośnie młody



Ryc. 1. Plan i przekrój osuwiska konsekwentno-frontalnego na lewym zboczach doliny Kościelca

1 — ściany niszy osuwiskowej, 2 — rozpadliny, 3 — rysy i bruzdy poślizgu, 4 — drobne bloki w postaci bruku z roztarcia mas skalnych w czasie poślizgu, 5 — łapa osuwiskowa zbudowana z gruzu skalnego, 6 — drobne zerwy i szczeliny, 7 — nabrzmienia masy osuwającej się, 8 — podcięcia erozyjne, 9 — piaskowcowe ławice skalne, 10 — łupki, 11 — pokrywy zwietrzelinowe, 12 — zwały glin, 13 — pakiety skalne w warstwach glin, 14 — spękanie masy skalne w równowadze chwiejnej, 15 — rozmyte bloki transportowane przez wody Kościelca, 16 — linie przekrojów

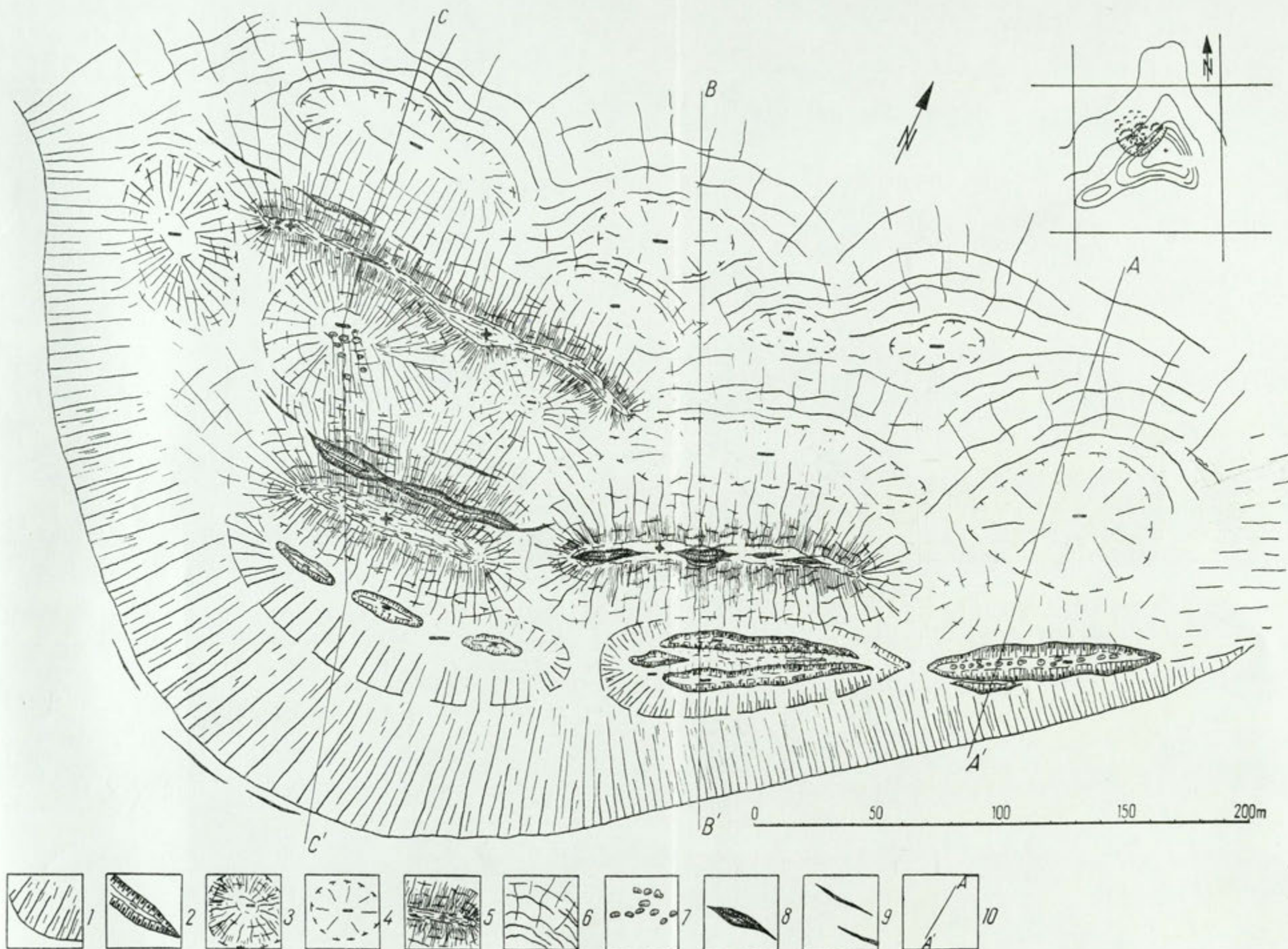
las świerkowy. Nachylenie zboczy wynosi 28° . Piaskowce przegradzane są łupkami, upad warstw jest zgodny z nachyleniem zboczy, lecz nieco mniejszy i wynosi 21° . Nastąpiło tu przesunięcie mas skalnych wzdłuż płaszczyzn międzyławicowych. Przepojona wodą zwietrzelina i warstwa piaskowca gruboziarnistego miąższości 5 m osunęła się wzdłuż szczeliny międzyławicowej. Osunięcie to ułatwiła cienka (do 20 cm) warstwa łup-

ków, leżąca między dwiema warstwami piaskowca. Na powierzchni ławicy, po której nastąpiło przesunięcie, znajdują się rysy poślizgowe i drobne okruchy skalne wskazujące na kierunek ruchu zgodny z upadem ławicy. W górnej części wytworzyła się nisza zamknięta krawędzią z trzech stron. Szerokość niszy dochodzi do 36 m, a szerokość rynny nie przekracza 23 m, przy czym brak jest wyraźnej granicy pomiędzy niszą a rynną. Dna niszy i rynny są gładkie, ponieważ znajduje się tu strop ławicy o upadzie 21°.

Oderwanie się mas skalnych nastąpiło wzdłuż płaszczyzn ciosowych, a osuwający się materiał skalny uległ rozsypaniu tworząc łapę, która zeszła w dolinę. Większa część łapy przy wysokim stanie wody, została wyniesiona i złożona poniżej, w dnie doliny. Długość osuwiska wynosiła 124 m. Około 40 m poniżej górnej krawędzi niszy znajdują się świeże rozpadliny, szerokie do 5 m, w kształcie łuków, końcami zwrócone w dół. Poniżej tych rozpadlin materiał na zboczach przesunął się o kilka metrów w dół. Powierzchnia zboczy jest lekko nabrzmiąta, a struktura skały zaburzona. Osuwisko to należy zaliczyć do osuwisk konsekwentno-strukturalnych, skalno-zwietrzelinowych. Jest to osuwisko frontalne, którego długość jest mniejsza od szerokości. To osunięcie się mas skalnych jest początkiem dużego osuwiska; o tym świadczą liczne szczeliny na zboczu powyżej osuwiska. Na zboczach tej doliny znajdują się liczne drobne osunięcia.

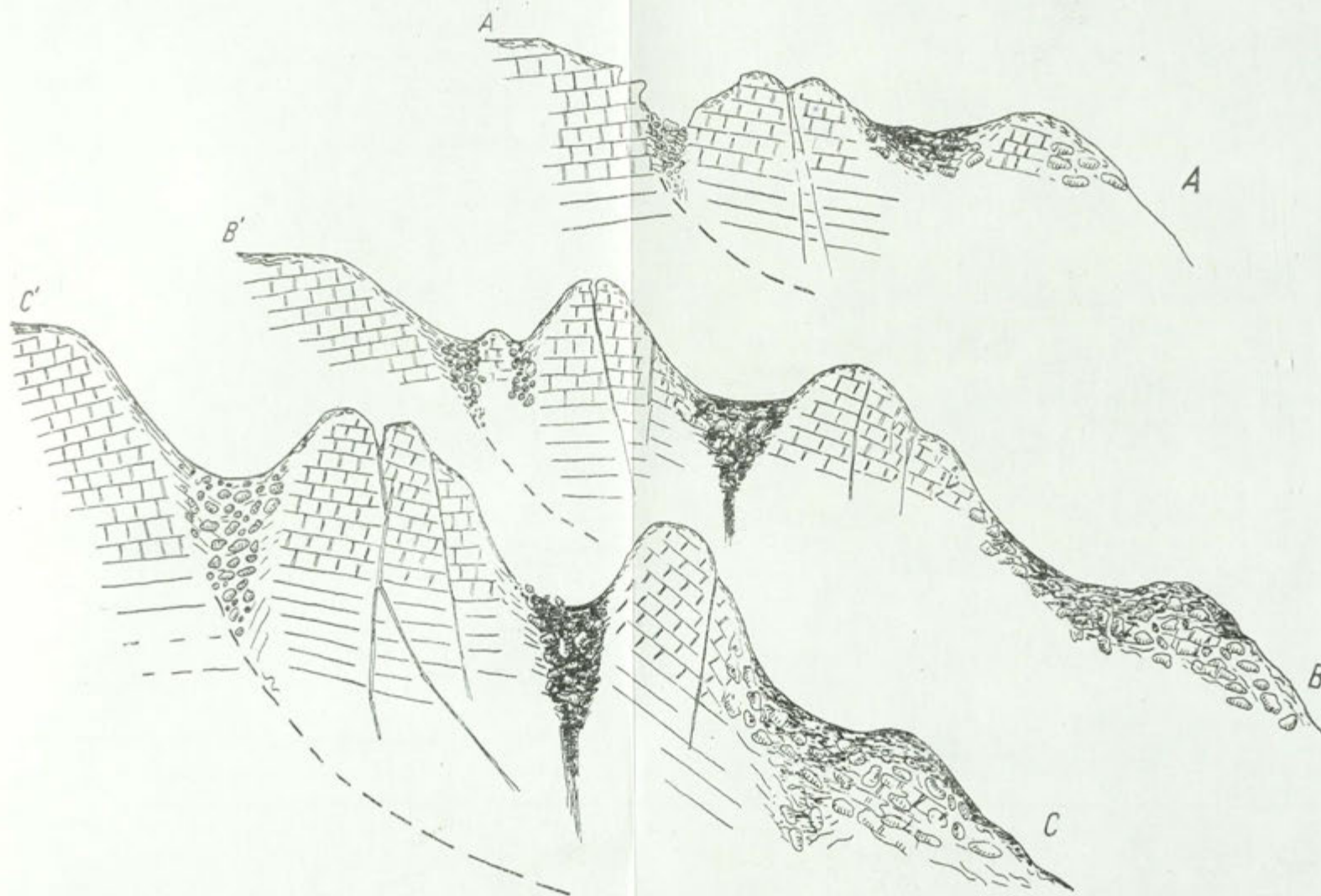
Duże osuwiska znajdują się na ENE stoku Skrzycznego. Stok ten jest założony na czołach warstw środkowo- i dolnogodulskich [10], a jego powierzchnia opada schodami, które są zbudowane z dużych pakietów skalnych. Profil stoku jest wklęsły o dużym nachyleniu. W górnej części stoku nachylenie to przekracza 40°, miejscami dochodzi nawet do 90°. Według klasyfikacji L. Starkla [130] należałoby go zaliczyć do typu stoku krawędziowego o charakterze progu. W górnej części tego stoku znajdują się wielkie nisze osuwiskowo-obrywowe, cofane i modelowane przez obrywy albo przez zerwy. Jedna z nich znajduje się tuż pod szczytem Skrzycznego [170]. Poniżej tych nisz znajdują się liczne rozpadliny rowy rozpadlinowe, a między nimi wały zbudowane z pakietów skalnych. Są to więc osuwiska pakietowe, zwarte, gdzie osunięta masa skalna w małym stopniu uległa rozkruszeniu i rozdrobnieniu; przeciwnie zachowała ona zewnętrzną, słabo naruszoną budowę. W dolnej części stok jest pokryty grubym płaszczem głazów, które powstały z rozdrobnienia przesuwających się mas skalnych i zwietrzeliny.

W obrębie tego stoku powstało duże osuwisko rynnowe, 500 m długie; maksymalną szerokość — 37 m osiąga w niszy osuwiskowej (dokładny opis tego osuwiska znajduje się w pozycji [171].



Ryc. 2. Plan osuwiska stokowego na północnym stoku Skrzycznego

1 — ściany niszy osuwiskowej, 2 — głębokie rozpadliny, 3 — leje rozpadlinowe o stromych zboczach, 4 — leje rozpadlinowe o łagodnych zboczach, 5 — wały zbudowane ze zwartych pakietów skalnych, 6 — wały rumowiskowe, 7 — bloki pochodzące z obrywania stromych stoków wałów, 8 — świeże, głębokie rozpadliny, 9 — nowe szczeliny, 10 — linie przekrojów



Ryc. 3. Przekroje przez osuwisko⁸ stokowe na południowym stoku Skrzycznego

Cechą charakterystyczną tego osuwiska jest brak łapy osuwiskowej. Ku dołowi osuwisko to nie tylko się rozgałęzia, ale znacznie się zwęża. Rynnę osuwiskową wyorał pełznący materiał tak, że tylko część materiału osunęła się aż do dna doliny. Reszta materiału jest odkładana po bokach osuwiska, w postaci podłużnych wałów zbudowanych z bloków rumowiskowych i drzew o wysokości od 1 do 2,5 m. Wały te przypominają skiby ciągnące się za pługiem i mniej więcej w podobny sposób powstawały; występują one asymetrycznie, po jednej albo po drugiej stronie rynny, w miejscach nacisku osuwających się mas skalnych. Ruch mas zwietrzelinowych był bardzo szybki i trwał kilka minut.

Południowy stok Skrzycznego w górnej części jest modelowany przez podobne, wielkie osuwiska skalne o charakterze pakietów. W dolnej części tego stoku znajdują się duże osuwiska detrytyczne [67]. Stoki osuwiskowe można dobrze obserwować jadąc wyciągiem linowym ze Szczyrku na Skrzyczne. Na uwagę zasługuje duże osuwisko stokowe (ryc. 2, 3) na zachód od stacji krzesłkowej na Skrzycznym odmłodzone w 1960 r. Osuwisko to od południa i zachodu jest ograniczone bardzo wyraźną krawędzią, która opada stromym zboczem w dno niszy osuwiskowej. Krawędź ta 430 m długa ciągnie się równolegle do szlaku turystycznego Skrzyczne — Małe Skrzyczne w odległości kilkunastu metrów od niego, następnie łukowato skręca w dół stoku. Wysokość tego zbocza wzrasta ze wschodu na zachód od 32 do 58 m. U podnóża zbocza ciągnie się obniżenie składające się z kilku rozpadlin i rowów rozpadlinowych. Obniżenia te zamknięte są wałami zbudowanymi z pakietów skalnych, o upadzie zgodnym z ogólnym nachyleniem stoku. Wały te opadają w zagłębienia o charakterze potężnych lejów rozpadlinowych głębokich do 64 m, które także są zamknięte równoległym wałem leżącym nieco niżej. Poniżej wału stok składa się z podobnych wałów i zagłębień, ale stoki tych wałów są łagodniejsze, a zagłębienia płytsze i otulone płaszczem zwietrzeliny rumowiskowej. Z tej charakterystyki wynika, że jest to duże osuwisko skalne, stokowe, zwarte i podobne do osuwisk na stokach Babiej Góry [169] i Baraniej Góry [107].

Osuwisko to podczas gwałtownej ulewy w 1960 r. uległo odmłodzeniu. Na stokach i wierzchowinie wałów powstały głębokie rozpadliny i szczeliny, których głębokość waha się od 1 do 6 m, maksymalna zaś szerokość dochodzi do 2,3 m. Odmłodzone zostały te rozpadliny i wały, których szczeliny uległy zamuleniu drobnym, gliniastym materiałem. Rozpadliny o dnie zawalonym grubym materiałem rumoszkowym, lub takie, których dno poprzecinane było szczelinami, nie uległy odmłodzeniu, ponieważ woda wsiąkając w szczeliny dylatacyjne miała swobodny odpływ.

Zwarta powierzchnia osuwiskowa na północno-wschodnim stoku Skrzycznego wynosi około 150 ha. Wielkie osuwiska znajdują się również w lejach źródłowych, na kontakcie warstw godulskich i istebniańskich, a łączna ich powierzchnia wynosi około 86 ha. Wszystkie osuwiska na badanym terenie zajmują około 320 ha (11% powierzchni stokowej). Powierzchnia odmłodzonych i nowych osuwisk wynosi łącznie około 90 ha (3% powierzchni stokowej).

Katastrofalne ulewę spowodowały duże zmiany w ilości i rozmieszczeniu źródeł, np. duża akumulacja materiału skalnego w dolinach spowodowała zasypanie wszystkich źródeł przykorytowych — głównie skalnych — w środkowym i dolnym biegu doliny. Woda tych źródeł zasila potok, który w dalszym biegu ma coraz więcej wody, mimo pozornego braku źródeł. Zasypanie dolin było także przyczyną okresowego zanikania wody w rumoszu skalnym. Nowe źródła skalne pojawiły się natomiast u podnóża krawędzi świeżych osuwisk.

Modelowanie w dnie Kotliny Żywieckiej przebiegało inaczej. Tu przede wszystkim zostały przeobrażone koryta i terasy łęgowe. Terasa łęgowa uległa rozcięciu przez koryta, a terasa denna została podwyższona akumulacją kamieńca i glin. Drobnny materiał gliniasty i piaszczysty osadzany był w zacisznych miejscach o dużym zadrzewieniu między domami, a najczęściej w piwnicach, które bardzo wysoko (do 2 m) uległy zasypaniu. Morfologiczne skutki powodzi nie zaznaczyły się wzdłuż wszystkich koryt. Bardzo mało śladów powodzi znajdujemy wzdłuż potoków odwadniających tylko Kotlinę Żywiecką, względnie potoków, których nieliczne górne odcinki znajdują się w obrębie Beskidu Śląskiego (Radziechowy, Chłodny, Rybny, Żarnówka i in.).

Różnice w intensywności modelowania rzeźby w Beskidzie Śląskim i Kotlinie Żywieckiej związane były nie tylko z całkiem odrębną rzeźbą, ale także z różnicą ilości opadów. Kotlina Żywiecka otrzymywała znacznie mniej opadów, ponieważ znajduje się w cieniu opadowym. Najwięcej skutków powodzi, głównie w postaci erozji i akumulacji, obserwował autor w czasie ulew w 1958 r.

II. POŁUDNIOWY SKŁÓN BESKIDU MAŁEGO I WSCHODNIA CZĘŚĆ BRAMY ŚLEMIEŃSKIEJ

Skartowany teren obejmuje najwyższą część Beskidu Małego na wschód od przełomu Soły i wschodnią część Bramy Ślemieńskiej, która oddziela Beskid Średni od Beskidu Małego. Ze względu na ogólny charakter rzeźby obszar ten można podzielić na dwie części: północną i południową. Część północna obejmuje południowy skłón głównego pasma Beskidu Małego od przełomu Soły po najwyższy szczyt Madohorę, zwany

także Łamaną Skalą (934 m). Beskid Mały w tej części jest zbudowany z warstw godulskich i istebniańskich o przeważającym upadzie warstw ku południowi. Część południowa (Brama Ślemieńska) jest znacznie niższa, bezleśna, z dobrze zachowanymi poziomami wierzchowinowymi (pogórskim i śródgórskim) oraz terasami zbocowymi wyciętymi w warstwach krośnieńskich, łupkach menilitowych i „eocenie podmenilitowym” (wg. S. Sokołowskiego). Badaniami objąłem całą szerokość Bramy Ślemieńskiej, tj. od Beskidu Małego aż po pasmo Łyski (640 m) wchodzące w skład Pasma Pewelskiego, które stanowi wschodnią część Beskidu Średniego.

Z charakterystyki i rozmieszczenia nowo powstałych form wynika, że obszar ten był w stosunkowo niedużym stopniu modelowany podczas ulew i powodzi. Południowa część Beskidu Małego, pomimo stromych zboczy i dużych spadków w dnach dolin, słabo uległa przeobrażeniu. Obszar ten w czasie ulew był w cieniu opadowym i w porównaniu z otaczającymi terenami otrzymywał bardzo mało opadów, co wykazały opady notowane na stacjach w Kocierzu i Zadziału. Na przykład 30 VI 1959 r. w Kocierzu notowano 21,7 mm, w Żywcu 70 mm, na Lipowskiej 95,7 mm, a w Porąbce 70 mm. Znacznie większe modelowanie rzeźby wystąpiło w północnej części Beskidu Małego wystawionego na północno-zachodnie wiatry deszczonośne.

Na badanym obszarze na uwagę zasługują doliny rozcinające lewe, bardzo strome (powyżej 45°) zbocza doliny Kocierza pokryte rumowiskiem skalnym. Są to doliny od 2 do 8 m głębokie, a profil podłużny mają niewyrównany, wypukły i naśladujący kształt zbocza. Dno jest szerokie 4—8 m, zawalone blokami skalnymi przemieszczanymi w dół doliny. Na zboczach tych dolin znajduje się bardzo cienka pokrywa zwietrzelinowa, a wylot ich jest często zawieszony około 20 m ponad dno doliny Kocierza. W czasie powodzi całym dnem w dół doliny pełzną materiał skalisty pogłębiając dno przez korazję. Ruchy masowe nie obejmowały tu większych obszarów. Wystąpiły one w obrębie Bramy Ślemieńskiej, modelując zbocza małych holocenских dolinek rozcinających pokrywy zwietrzelinowe. Większość tych drobnych osuwisk i zerw powstała po ulewach w 1960 r., co należy wiązać z rytmem lipcowych opadów z tego roku.

III. WSCHODNIA CZĘŚĆ PASMA WIELKIEJ RACZY

Wschodnią część pasma Wielkiej Raczy rozcinają doliny należące do dorzecza Ujsoły: Danielka, Cicha i Glinka. Dolinę Złatnej, która wchodzi w skład dorzecza Ujsoły omawiam oddzielnie, ponieważ rozcina ona południowo-zachodnią część Pasma Pilszczańskiego. Cały ten obszar leży

w obrębie nasunięcia magurskiego i w przeważającej większości jest zbudowany z piaskowców magurskich i warstw podmagurskich. Na terenie tym znajduje się Wielka Rycerzowa (1226), która jest najwyższym wzniesieniem w pasmie Wielkiej Raczy. Wysokości względne wahają się od 564 do 726 m.

Na uwagę zasługują także duże osuwiska znajdujące się na prawym zboczu poniżej Jaworzyny (1052 m) i Krawcowego Wierchu (1064 m). Na zboczach doliny Ujsoły znajdują się także osuwiska, których rozmieszczenie wiąże z biegiem meandrującej Ujsoły i z przeciwnym podcinaniem zbocza.

Pasma Wielkiej Raczy w dużym stopniu zostało przemodelowane w czasie ulew i powodzi. Modelowanie to zachodziło nierównomiernie na całym terenie i uwarunkowane było od rzeźby i budowy geologicznej. Najbardziej przeobrażona została dolina Glinki. Dno jej uległo pogłębieniu (1–2,5 m) i poszerzeniu przez erozję, którą ułatwił mało odporny materiał skalny (warstwy podmagurskie). Przez pogłębienie dna wzrosła wysokość teras dennych, które mają obecnie cokoły skalne. Erozja boczna podcinała znacznie więcej lewe zbocza, co należy wiązać z nierównomiernym rozcięciem zboczy i spychaniem nurtu Glinki przez stożki napływowe powstałe u wylotów dolin rozcinających prawe zbocze.

W środkowych i dolnych odcinkach dolin dna zostały zasypane i podwyższone akumulacją. Zasypanie tych dolin było różne, maksymalnie dochodziło do 1,70 m. Materiał akumulacyjny był ostrokrawędzisty i chaotycznie wymieszany z darnią, gliną i połamanymi drzewami. Korzenie wyrwanych drzew były zaporą dla transportowanego materiału. Materiał ten dostarczany był nie tylko przez erozję z górnych odcinków dolin, ale przede wszystkim ze zboczy, które w przydennej części objęte zostały ruchami masowymi.

Na materiale rumowiskowym wymieszanym z gałęziami, konarami i kłodami przyniesionymi przez wody z górnych części dolin leżał materiał osuwiskowy ze zboczy. Wysokość zasypania w górę dolin malała. Według relacji miejscowej ludności przed powodzią w 1958 r. w dnach tych dolin sęczyły się małe potoczki, które płynęły korytem zarosniętym trawami. U wylotów dolin powstały duże stożki napływowo-torencjalne, które zasypywały drogę i podwyższały terasy. Szerokie rozprzestrzenienie stożków, które znajdują się także u wylotów małych dolinek oraz u podnóży zboczy nie rozciętych przez doliny, robi wrażenie, że stożki te były sypane nie tylko przez wody powodziowe płynące w dnie doliny, ale także przez wody spływające po zboczach.

Materiał akumulacyjny, który pozostał w dnach dolin po powodzi w 1958 r., tylko częściowo został przemieszczony przez wody powodziowe w 1959 r., natomiast w początkowej fazie powodzi w 1960 r. został całko-

wicie wymieciony, a w końcowej fazie powodzi w dna dolin został włożony nowy materiał akumulacyjny, który pochodził głównie z osuwisk na zboczach w części przydennej. Akumulacja w dolinach w 1960 r. była znacznie mniejsza niż w 1958 r.

Wciosy drogowe, które powstały na warstwach podmagurskich, zostały znacznie głębiej rozcięte przez wody spływające po ulewach. Na zboczach porośniętych wysokim lasem świerkowym, o bardzo rzadkim podszyciu, powstały głębokie żłobiny; u ich podnóża usypane zostały stożki zmywowe.

Na prawym zboczu Glinki — poniżej Jaworzyny (1052 m), Krawcowego Wierchu (1064 m) i Kubiesówki (866 m) — znajdują się olbrzymie osuwiska o powierzchni około 120 ha. Osuwiska te modelują stoki zbudowane z warstw podmagurskich. Powierzchnia stoków jest niespokojna, pełna załomów, rozpadlin, języków gruzowych, nabrzmień i obniżeń. W górnej części stoku formy te są ograniczone niszami osuwiskowymi, których zbocza zachowały się w różnym stopniu. Poniżej nisz osuwiskowych znajdują się wyraźne pakiety skalne poddzielane rozpadlinami. Miejscami, np. na południo-zachód od Krawcowego Wierchu, złomiska skalne wyglądem swym przypominają Wantule w Tatrach [122] lub obrywy na stokach Babiej Góry [169]. W dolnej części stoków formy nabrzmień i obniżeń są łagodniejsze i otulone grubą pokrywą zwietrzelinową. W obrębie tego stoku osuwiskowego znajdują się wtórne nisze osuwiskowe świadczące o odmładzaniu starych form osuwiskowych. W obrębie górnych części osuwisk pakietowych, o wyraźnych jeszcze rozpadlinach, prócz rozcinania tych pakietów przez małe dolinki nie zaobserwowałem odmładzania. W dolnej części stoków powstały nowe osunięcia skalno-zwietrzelinowe.

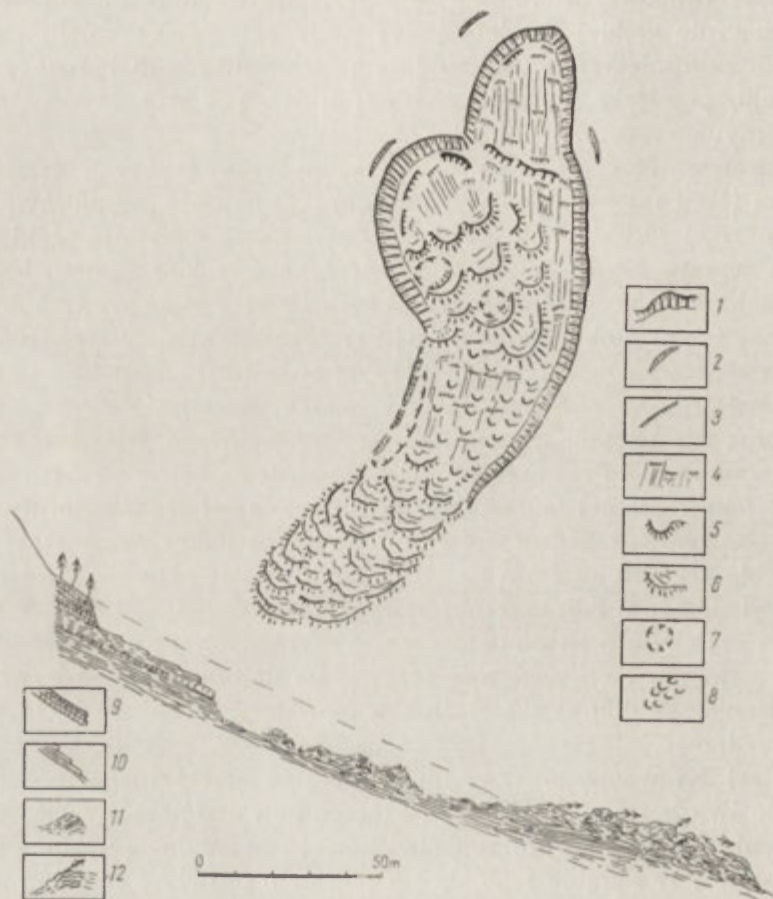
Poniżej Krawcowego Wierchu w obrębie starej niszy osuwiskowej powstało świeże osuwisko (ryc. 4), którego powierzchnia wynosi 66 arów. Nachylenie zboczy starej niszy osuwiskowej jest zgodne z upadem warstw i wynosi 36°. W obrębie tego zbocza powstało osuwisko na 190 m długie i w górnej części 64 m szerokie, zaś w części dolnej szerokość jego nie przekraczała 19 m. Osuwisko to zaczyna się dwiema niszami głębokimi do 6,20 m. Ruch osuwiska był płynny a materiał osuwający się uległ wymieszaniu. Jest to osuwisko skalne, konsekwentne; osunęło się na zboczu porośniętym lasem.

Na płaskich wierzchowinach nie zaobserwowałem żadnych procesów związanych z ulewami.

Dolina Ujsoly została katastrofalnie przemodelowana. Jej łóżysko wskutek akumulacji uległo poszerzeniu i podwyższeniu. Duży wpływ na procesy zachodzące w dnie doliny miały wody Złatnej z dużą ilością materiału akumulacyjnego. Koryto Ujsoly po usypaniu w nim potężnego

stożka kamieńca zostało zawieszone około 1,5 m ponad korytem Soły. Po powodzi jest ono bardzo wolno rocinane wstecz przez wody normalne.

Zbocza doliny Ujsoły modelowały osuwiska, które powstały na zboczach powyżej podcięć dokonanych przez wody powodziowe (ryc. 5).



Ryc. 4. Plan i przekrój osuwiska konsekwentnego na stoku Krawcowego Wierchu (1064)

1 — ściany niszy osuwiskowej, 2 — szczeliny, 3 — progi na warstwach piaskowców, 4 — progi na warstwach łupków, 5 — stopnie i wały, 6 — wały ziemno-zwietrzelinowe, 7 — zagłębienia wewnątrz-osuwiskowe, 8 — drobne pagóry, 9 — ławice piaskowców, 10 — ławice łupków, 11 — stopnie i wały pakietowe, 12 — wały zbudowane z płynnej masy ziemnej i powalony las

Prawie wszystkie osuwiska zostały podcięte i odmłodzone w swojej dolnej części, natomiast w części górnej były modelowane punktowo przez osunięcia mniejsze, które powstały w 1960 r. Osuwiska na prawym zboczu Złatnej uległy w 1958 r. rozcięciu przez wody płynące okresowo.



Ryc. 5. Mapa geomorfologiczna dolnego biegu Ujsoły i Złatnej

- 1 — nisze osuwiskowe o ścianach i krawędziach dobrze zachowanych, 2 — nisze osuwiskowe o zboczach źle zachowanych lub zachowanych fragmentarycznie, 3 — duże wały, grzędy i stopnie osuwiskowe, 4 — załomy i krawędzie osuwiskowe, 5 — języki i stoki osuwiskowe, 6 — powierzchnia osuwisk świeżo powstałych lub odmłodzonych, 7 — zagłębienia wewnątrz osuwiskowe, 8 — wyraźne podcięcia erozyjne, 9 — wciosis normalne i skrzynkowe rozcinające zwietrzelinę i litą skalę, 10 — progi i szypoty w korycie wycięte w litej skale, 11 — dna dolin wciosisowych i płaskodennych świeżo zasypane rumowiskiem, 12 — krawędzie stożków, teras i łachy żwirowe, 13 — drobne osuwiska, zerwy i obrywy, 14 — stare koryta pogłębione w czasie powodzi

Dolinę Cichej znacznie słabiej przemodelowały procesy związane z ulewami i powodziemi. Dolina ta ma profil podłużny wyrównany, mały spadek, szerokie dno, z dobrze rozwiniętymi terasami i łagodne zbocza w dolnej części o nachyleniu nie przekraczającym 15° . Dolina Cichej znacznie szybciej osiągnęła stadium późno-dojrzale, ponieważ forma jej jest wycięta przeważnie w mniej odpornych warstwach podmagurskich. Wyjątek stanowi młoda dolina Urwiska katastrofalnie przeobrażona podczas ulew. Materiał wyniesiony z tej doliny nie wpłynął na przemo-

delowanie dna w dolinie Cichej, ponieważ szybko ulegał rozdrobnieniu i niszczeniu podczas transportu, tak że w korycie doliny Cichej znajdowały się tylko małe otoczaki łupkowe w kształcie płytek grubości 1 cm i długości 10 cm. Odwrotny przykład można było obserwować w lewobocznych dolinach rozcinających zbocza Glinki (Wielka Smerekówka, Mała Smerekówka i in.), których dna mimo wyrównanego profilu podłużnego w środkowej i dolnej części zostały przemodelowane. Przyczyny należy szukać w dostawie grubego materiału wyerodowanego w górnych częściach dolin, który w czasie transportu był „narzędziem” przy podcinaniu zboczy przez wody powodziowe. Procesy powodziowe w minimalnym stopniu przekształciły dolinę Danielki. Przyczyną tego jest rzeźba doliny, której zbocza są krótkie i bardzo słabo rozcięte.

IV. POŁUDNIOWO-ZACHODNIA CZĘŚĆ PASMA LIPOWSKIEJ

Badany obszar jest rozcięty przez doliny: Złatnej, Nickuliny oraz Potoku Milowskiego; jego zachodnią granicę stanowi dolina Soły. Na skartowanym terenie znajduje się także dno Kotliny Rajczy, w którym szeroko rozprzestrzenione są stożki napływowe Ujsoły i Rycerki. Stożki te spychają Solę pod lewe zbocze podcinane przez wody powodziowe. W związku z powyższym kotlina Rajczy jest asymetryczna: zbocza północno-zachodnie są strome, słabo rozcięte i modelowane przez osuwiska olbrzymich rozmiarów (około 71 ha), natomiast zbocza południowo-wschodnie opadają łagodnie w dno kotliny rozcięte dolinami Rycerki, Ujsoły, i Nickuliny. Poniżej kotliny Rajczy, powstałej na mało odpornych warstwach podmagurskich, dolina Soły zwęża się, a zbocza jej są stromsze. Ma ona tu charakter przełomu strukturalnego. Zbocza te rozcinają doliny wciosowe o wąskim i niewyrównanym dnie, a modelują je liczne osuwiska frontalne powstałe wskutek podcinania zboczy przez wody powodziowe Soły.

Dolina Złatnej jest największą formą, która rozcina południowe stoki pasma Lipowskiej. Założona jest na elewacji wypiętrzonej wzdłuż uskoków. W górnym biegu dolina Złatnej ma wąskie dno i asymetryczne zbocza. Prawe zbocze jest długie, łagodne i zbudowane przeważnie z piaskowca magurskiego, którego upad jest zgodny z nachyleniem zbocza. Rozcięte jest ono licznymi dolinami, w których zamknięciach znajdują się duże osuwiska. Lewe zbocze krótkie i przemodelowane przez ruchy masowe jest zbudowane z warstw podmagurskich i inoceramowych. W dolnej części doliny Złatnej dno jest szerokie (300—375 m), a zbocza są symetrycznie rozcięte dolinami długimi do 4,6 km.

Na badanym terenie znajduje się wiele osuwisk, które występują przeważnie w warstwach podmagurskich, hieroglifowych, ciężkowickich

oraz w warstwach inoceramowych (łupkach czerwonych, zielonych, marglach fukoidowych). Znajdują się one także w piaskowcach magurskich, ale wówczas z reguły występują w zamknięciach dolin. Łączna powierzchnia wszystkich osuwisk wynosi około 1000 ha, co stanowi około 20% całej powierzchni stokowej.

Południowo-zachodnia część pasma Lipowskiej jest obszarem najbardziej przemodelowanym podczas gwałtownych ulew i powodzi. Ze względu na tempo niszczenia można ją podzielić na dwa mniejsze obszary: południowy, obejmujący dorzecze Złatnej, gdzie przeobrażenie rzeźby było bardzo duże, oraz zachodni obniżający się ku dolinie Soły i rozcięty przez mniejsze doliny. W obszarze zachodnim dokonało się, zwłaszcza w obrębie den dolinnych, słabsze modelowanie. Cechą charakterystyczną tego obszaru jest bowiem mniejsze rozdrobnienie dorzeczy oraz wycięcie dużych części dolin Nickuliny i Potoku Miłowskiego w łupkowych warstwach podmagurskich, które dostarczają korytom rzek drobniejszych otoczek. Na wyróżnienie zasługują tu nowo powstałe stożki powodziowe podwyższające terasę denną do 1 m wysokości. Wskutek akumulacji do podobnej wysokości zasypane zostały także domy znajdujące się u wylotów tych dolin. W dolnym biegu tych dolin koryta są obwałowane, a potoki tak akumulowały, że obecnie koryta wraz z łózkami znajdują się powyżej dna doliny.

W górnym biegu dolina Złatnej na długości 3,2 km została całkowicie przeobrażona, a terasa denną i stożki u wylotów bocznych dolin uległy rozmyciu i zniszczeniu. W dnie doliny po powodzi nagromadziło się dużo żwiru i bloków różnej wielkości, a u wylotów dolin tworzyły się stożki torencjalne. Po powodzi w 1958 r. — poniżej zboczy podciętych przez erozję — na materiale akumulacji rzecznej leżał materiał osuwiskowy. Podobne ułożenie materiału osuwiskowego występuje w dolinach rozcinających zbocza Glinki. Brak wymieszania tego materiału świadczy, że ruchy masowe w części przydennej zbocza wystąpiły w końcowej fazie powodzi. Główną przyczyną tych ruchów było podcinanie zboczy wodami powodziowymi, które transportując duże ilości grubego materiału nasilały erozję boczną w dolinie. Na zboczach w części przydennej oprócz osuwisk starszych, które zostały odmłodzone, powstały nowe. Powierzchnia osuwisk powiększa się „skokowo”, tzn. że w okresach międzypowodziowych ruchy masowe zamierają; ożywienie ich przynoszą lata powodzi. Takie wielkie osuwisko złożone znajduje się na północnym zboczu kotliny Rajczy, które jest zbudowane z piaskowców ciężkowickich i czerwonych, pstrych łupków. Składa się ono z kilku różnowiekowych osunięć o łącznej szerokości 2 km. Osuwisko to w zachodniej części zostało odmłodzone przez minimalne, 30-centymetrowe przesunięcia. W górnej części osuwiska powstała szczelina, wzdłuż której nastąpiło osiadanie,

a w środkowej i dolnej części powstawały małe odkształcenia, tak że las rosnący na powierzchni tylko nieznacznie uległ zniszczeniu. Wschodnia część osuwiska została rozcięta przez młode, okresowo odwadniane doliny.

Na skartowanym obszarze przeważnie na zboczach znajdują się olbrzymie osuwiska, które najczęściej znajdują się w zamknięciach dolin. Osuwiska na zboczach są znacznie lepiej wykształcone i zachowują wszystkie części składowe, tj. nisze, rynny i łapy osuwiskowe. Występują one w środkowym biegu doliny Potoku Milowskiego, Nickuliny, Potoku Jakubowskiego, Straceńca, Potoku Wilczego oraz na lewym zboczu doliny Złatnej w jej górnym biegu. Osuwiska w zamknięciach dolin z reguły nie mają łapy osuwiskowej, ponieważ została wyprątnięta przez erozję wgłębną i źródlaną potoków. Górna część tych osuwisk ma jeszcze wyraźne formy, powstałe wskutek wtórnego modelowania przez odmładzanie i cofanie się osuwiska w górę stoku. Świadczą o tym fragmentarycznie zachowane nisze o wyraźnych krawędziach w obrębie starszych, łagodniejszych zboczy osuwiskowych. Z powyższego wynika, że osuwiska zboczowo-stokowe są w młodszym stadium rozwojowym, w porównaniu z osuwiskami znajdującymi się w lejach źródłowych, których geneza jest złożona wskutek częstego ich odmładzania związanego z intensywniejszym rozcinaniem. Rozcinanie to ożywia się w czasie gwałtownych ulew. Zbocza doliny Soły, zwłaszcza w przełomowym jej odcinku, są modelowane przez duże osuwiska zboczowo-frontalne, powstałe wskutek podcinania zboczy przez wody powodziowe.

Na uwagę zasługuje jeszcze osuwisko, które powstało w warstwach inoceramowych w górnym biegu doliny Złatnej, na lewym zboczu powyżej leśniczówki; zaczyna się ono niewyraźną niszą widoczną poniżej lasu Środkowa i dolna część osuwiska objęła zbocze pokryte darnią. W górnej części powstała szczelina równoległa do biegu doliny, poniżej której nastąpiło osiadanie. Wysokość przesunięcia wzdłuż szczeliny waha się od 20 do 30 cm. W górnej części powierzchnia osuwiska jest wklęsła, w środkowej i dolnej zaznaczają się wyraźnie nabrzmienia oraz obniżenia o łagodnych skłonach. Wielkość tych form wzrasta ku dołowi. Na tym osuwisku znajdują się podłużne szczeliny, wzdłuż których pewne części darni wraz z masą stropową zostały dalej lub bliżej przesunięte. Amplituda przesunięcia waha się od 0,2 do 1 m. Cechą charakterystyczną tego osuwiska jest to, że darń, zachowując dużą elastyczność, na powierzchni nie została porozrywana, tylko nieznacznie popękała. Miąższość przemieszczanych mas jest duża. Pod powierzchnią darni i wierzchniej warstwy zwietrzeliny zachowującej się także elastycznie masy zwietrzeliny przemieszczane były ruchem płynnym. W masie osuwiskowej znajdują się drobne odłamki piaskowca tkwiące w materiale ma-

zisto-ilastym. Nie jest także wykluczone, że przemieszczana była i lita skała, zwłaszcza łupkowo-marglista.

Przed powstaniem osuwiska zbocze było jednostajnie nachylone pod kątem kilkunastu stopni. W wyniku takiego przemieszczania mas skalnych powstają formy kopulaste, które są podobne do starych osuwisk o powierzchni zablźnionej. Osuwiska tego typu będę nazywał osuwiskami „od urodzenia zgrzybiałymi”. Wydaje mi się, że nazwa ta najpełniej oddaje genezę i rzeźbę osuwiska, które powstając wytwarza formy podobne do starych, zablźnionych, późno dojrzałych form osuwiskowych. Nazwę tę zaczerpnąłem z klasyfikacji W. M. D a v i s a [15], który użył terminu „peneplena zgrzybiała od urodzenia”, a następnie adaptowałem go do nazewnictwa osuwisk, które nie mieszczą się w dotychczasowych klasyfikacjach ruchów masowych [2, 43, 56, 117, 118, 130, 133, 144, 146, 169]. Łączna powierzchnia nowych i odmłodzonych osuwisk wynosi około 140 ha (2,8% powierzchni stokowej).

Prawe zbocze doliny Soły poniżej przełomu prawie w całości jest uprawiane, w związku z tym modelowane było przez zmywy w czasie gwałtownych ulew. Podczas jednej powodzi zbiorniki szutrowe w dolinach rozcinających te zbocza zostały wypełnione materiałem gliniastym. Ponieważ w dnach tych dolin proces erozji był znikomy, a mimo to zbiorniki szutrowe zostały zasypane, przeto materiał akumulowany pochodził ze zmywów. Profil zbocza modelowany przez zmywy ma kształt wklęsły, a nachylenie jego w dolnej części wynosi 5—15°; w górnej części waha się od 18—24°.

Na uwagę zasługuje jeszcze akumulacja odbywająca się w kotlinie Rajczy powyżej zbiegu dopływów: Soly, Rycerki i Ujsoly. Każda wysoka woda w miejscach konwergencji dopływów akumuluje materiał, w którym w okresach międzypowodziowych są wycinane koryta. W początkowej fazie następnej powodzi materiał ten zostaje prawie całkowicie wyprątnięty.

V. PÓŁNOCNO-ZACHODNIA CZĘŚĆ PASMA ROMANKI — LIPOWSKIEJ

Na skartowanym terenie znajdują się dwie wysokie kopy: Lipowska (1324 m) i Romanka (1366), które wchodzi w skład potężnego rozrogu pilszczańskiego. Te kopulaste wzniesienia są promieniście rozcięte dolinami, a więc mają one charakter wtórnych, nieco niższych rozrógów. Północno-zachodnie długie skłony tych kop są rozcięte dolinami: Żabnicy, Cięcinki, Brzuśnika i Juszczyнки z Bystrą.

Najdłuższą doliną jest dolina Żabnicy. Ma ona amfiteatralnie rozwinięty lej źródłowy wycięty w warstwach podmagurskich i inoceramowych. Środkowa część doliny jest wycięta w piaskowcach magurskich,

a lejkowaty wylot rozcina warstwy podmagurskie. Amfiteatralne zamknięcie doliny oddziela rozróg Lipowskiej od rozrogu Romanki. Zamknięcie to rozcinają doliny, które zbiegają się koncentrycznie i mają profile podłużne niewyrównane, a średni spadek dwa razy większy od średniego spadku Żabnicy (74‰). Zbocza tych dolin są modelowane przez duże osuwiska skalno-zwietrzelinowe. W środkowym i dolnym biegu doliny Żabnicy zbocza są bardzo rzadko rozcięte przez boczne doliny.

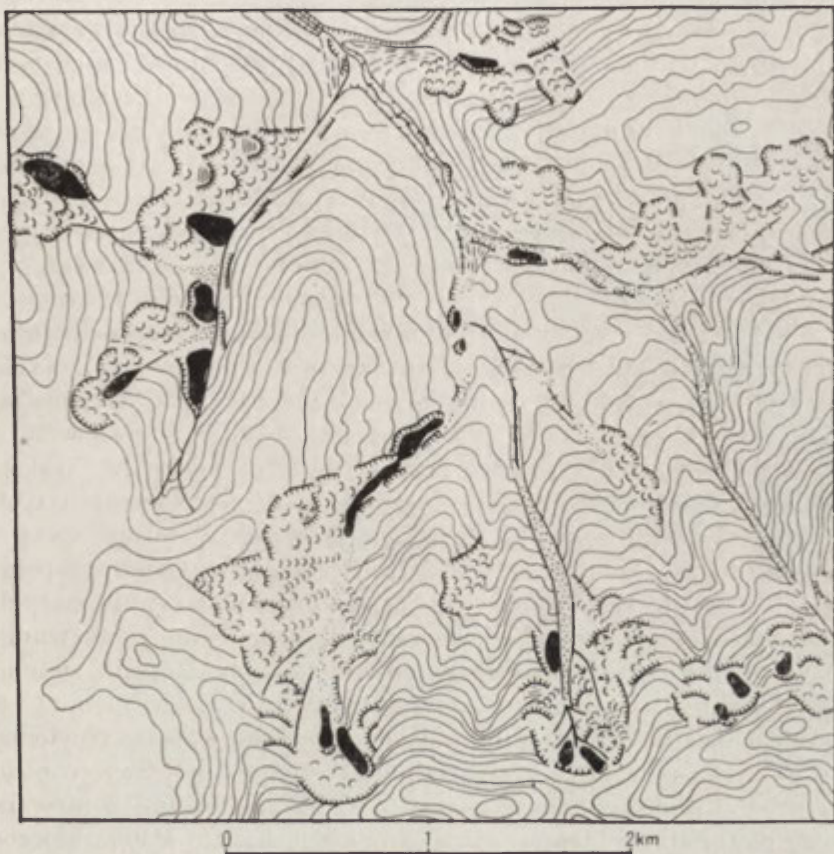
Od Beskidu Śląskiego badany obszar oddziela szeroka (około 1,5 km) dolina Soły wycięta na tym odcinku w depresji krośnieńskiej, znajdującej się przed czołem nasunięcia magurskiego. W dnie doliny dobrze zachowane są terasy, w obrębie których Soła meandruje.

U wylotu doliny Żabnicy znajdują się rozległe stożki spychające koryto Soły pod przeciwległe zbocze, które jest wysoko podcinane, zwłaszcza przez wody powodziowe.

Modelowanie w obrębie dna doliny Żabnicy było bardzo duże i podobne do modelowania w dnie doliny Złatnej. W środkowych biegach tych dolin zaznaczyła się wyraźna erozja wgłębna, głównie na progach: pogłębiła ona koryta wycięte w litej skale. W dolnych biegach Złatna i Żabnica ma bardzo szerokie łóżysko kamieńcowe, które było przekształcane w czasie każdej powodzi. W dolnym biegu terasa denna doliny Żabnicy została zasypana żwirami do wysokości 1 m tak, że boisko szkolne i szkoła zostały poważnie uszkodzone. Łóżysko Żabnicy jest zawieszone około 1,5 m ponad powodziowym łóżyskiem Soły. W dolinie Żabnicy powódź zniszczyła wszystkie mosty.

Na szczególną uwagę zasługuje modelowanie w obrębie zamknięcia doliny Żabnicy. Znajdują się tu dwa rodzaje osuwisk: pierwszy występuje w lejach źródłowych, drugi na zboczach dolin (ryc. 6). Osuwiska powstałe w lejach źródłowych są głębokie, a nisze ich znajdują się w obrębie piaskowców magurskich. Rozwijają się one na stokach krawędziowych; w stosunku do budowy geologicznej są osuwiskami insekwentnymi. Nisze osuwisk cofają się wstecz w kierunku działu wodnego na skutek powstania nowych osuwisk względnie obrywów na zboczach i na pionowych ścianach ograniczających te nisze. W 1960 r. na zboczach nisz powstały nowe „blizny” po świeżych osuwiskach rynnowych. Środkowe i dolne części tych osuwisk w czasie gwałtownych ulew były modelowane przez strumienie gruzowo-żłaziskowe. Linijne spływanie gruzu skalnego wytwarza dolinę gruzowo-żłaziskową. W stadium młodym jest ona płytka, ma łagodne zbocza i wąskie dno. W dalszym stadium rozwojowym jej dno pogłębia się i poszerza, a zbocza podcinane przez spływający gruz stają się znacznie stromsze.

Do drugiego rodzaju należy zaliczyć osuwiska stokowo-zboczowe zajmujące rozległe stoki i zbocza. Są to osuwiska znacznie płytsze, wyróżniają się dużą ruchliwością powierzchni osuwiskowej, ponieważ występują w obrębie warstw (podmagurskich, hieroglifowych, pasierbiec-
kich, inoceramowych i łupków pstrych) zawierających duże ilości nie-



Ryc. 6. Mapa geomorfologiczna zamknięcia doliny Żabnicy

Objaśnienia jak na ryc. 5

przepuszczalnych i nasiąkliwych skał ilastych przekładanych cienkimi warstwami przepuszczalnymi. Większość tych osuwisk w czasie gwałtownych ulew w 1960 r. przemodelowały świeże osunięcia. Powierzchnia tych osuwisk została także powiększona przez nowe osuwiska, a więc mamy tu rozwój stopniowy, który odbywał się etapami, obejmując kolejno nowe i stosunkowo niewielkie powierzchnie stoków lub zboczy.

Zbocza zamykające lej źródłowy Żabnicy należą do obszarów bardzo intensywnie modelowanych przez ruchy masowe, bowiem około 25%

(około 510 ha) powierzchni stokowej zajmują osuwiska. Łączna powierzchnia nowych i odmłodzonych osuwisk wynosi około 52 ha, co przy powierzchni stokowej około 20 km² daje 2,6%.

Doliny rozcinające osuwiskowe stoki Lipowskiej i Romanki uległy zasypaniu materiałem akumulacyjnym, który był dostarczony głównie przez pełnienie linijskie rumoszu skalnego oraz przez erozyjne rozcinać stoków. Zasypanie dolin wciśowych przybiera czasem katastroficzne skutki, np. w dolinie Kamienistej i Pawlusiej (fot. 4). W dnach tych dolin zostały osadzone olbrzymie masy słabo obtoczonych bloków o średnicy od 0,5 do 1 m; materiał ten jest niewarstwowy i niesegregowany. Mięszczość nagromadzonych bloków dochodziła do 4 m, a szerokość powierzchni akumulacyjnej wahała się od 5 do 30 m. W profilu podłużnym powierzchnia ta tworzy progi i załomy. Akumulacja, która doprowadziła do zasypania dolin wciśowych odbyła się jednorazowo w końcowej fazie powodzi. Charakter tych osadów, morfologia powierzchni zasypania, która wyglądem przypomina lawinę gruzowo-kamienistą świadczy, że masy te były przemieszczane w dół doliny przez potoki kamienno-błotne, tzn. dnem doliny płynęła z dosyć dużą szybkością półpłynna masa kamienista. W masie tej tylko 30—40% stanowiła woda, a 70—60% — to bloki skalne, przeto odwrotnie jak przy transporcie przez wody powodziowe w dużych dolinach. W rozszerzeniach tych dolin zachowały się fragmenty starszego zasypania w formie teras przylepionych do zboczy. Powierzchnie tych teras są niespokojne, pełne załomów i obniżone w kierunku zboczy; obniżenia w formie starych koryt świadczą o lateralnym płynięciu wód. Fragmenty teras trudno łączyć w pewne ciągi; ponieważ w profilu podłużnym często zmienia się ich nachylenie, znajdują się one na różnych wysokościach (2—8 m). Przed powodzią w 1958 r. zajmowały one znacznie większe powierzchnie, które w czasie powodzi zostały podmyte i wyniesione. Świeże podcięcia tych teras odsłoniły budowę geologiczną; są zbudowane z niewarstwowanego materiału, z bloków różnej wielkości, bardzo słabo obtoczonych. Terasy te są fragmentami dawnego powodziowego dna doliny, o czym świadczy nie tylko budowa, ale i wygląd przypominający współczesną powodziową akumulację w dnach dolin. Terasy te mają inną genezę niż terasy w dnach większych dolin, ponieważ zasypanie tych dolin powstało podczas jednej powodzi w przeciwieństwie do teras dennych, które tworzyły się przez powolne nadsypywanie powierzchni w czasie wyższych stanów wód [35, 45, 127].

Terasy powodziowe znajdują się na różnej wysokości i dlatego przy kartowaniu można się łatwo pomylić, ponieważ wysokości niektórych fragmentów tych teras korespondują z terasami plejstoceńskimi. Rozcinanie powierzchni akumulacyjnych powstałych w czasie katastrofal-

nych powodzi odbywa się podczas następnych, normalnych (dużych i małych) powodzi powtarzających się co kilka lat. Zasypane doliny w 1958 r. zostały częściowo rozcięte przez wody normalnej powodzi w 1959 r. Wody burzowe występujące kilkakrotnie w ciągu roku wynoszą z dolin tylko drobny materiał w postaci zawiesiny.

VI. PÓŁNOCNY SKŁON PASMA PILSZCZAŃSKIEGO

Potężna kopa Pilska (1557 m) jest najwyższym wzniesieniem w dorzeczu Soły; rozcięta promieniście przez doliny tworzy rozległy rozróg. Południowy skłon Pasma Pilszczańskiego znajduje się na terenie Czechosłowacji, natomiast północny w granicach Polski i jest rozcięty przez duże doliny: Sopotni Wielkiej, Sopotni Małej i Krzyżowej, zwanej w górnym biegu Potokiem Glinnym. Zbocza tych dolin w górnym i środkowym biegu gęsto rozcinają wcisowe doliny 4—5 km długie (dolina Kamiennego), o dużej głębokości (150—340 m); zbocza osiągają miejscami nachylenie do 60°. W zamknięciach dolin znajdują się duże osuwiska skalno-zwietrzelinowe.

Doliny Sopotni Wielkiej i Krzyżowej z Glinnym rozcinają utwory piaszczystych magurskich; są one dolinami konsekwentnymi, biegną zgodnie z nachyleniem powierzchni inicjalnej. Natomiast dolina Sopotni Małej powstała w mniej odpornych warstwach podmagurskich i inoceramowych, które pokazują się w jądrze antykliny; jest to dolina typowo subsekwentna. W środkowym biegu Sopotni i Krzyżowej największą przestrzeń w dnach dolin zajmuje terasa denna.

W czasie gwałtownych ulew i powodzi w 1958 r. przebywałem w górnym dorzeczu Sopotni. Obserwując przebieg powodzi widziałem, że w pierwszej fazie powodzi materiał akumulacyjny znajdujący się w dnach dolin rozcinających stoki beskidzkie został całkowicie wyprzątnięty przez wody powodziowe, a dno doliny uległo pogłębieniu przez erozję wgłębną. W końcowej fazie powodzi erozja boczna poszerzyła dno i zostało ono zasypane nowym materiałem akumulacyjnym. Podobne usunięcia materiału z den dolin dokonało się także podczas powodzi w 1960 r., co podkreślono przy charakterystyce rzeźby pasma Wielkiej Raczy. W dolinach rozcinających stoki Pilska w 1960 r. został wyprzątnięty materiał tylko z dolnych i środkowych odcinków dolin. Materiał znajdujący się w górnych odcinkach dolin tylko częściowo został przeniesiony w dół, o czym świadczyły ciemne bloki znajdujące się w dnach tych dolin, w przeciwieństwie do jasnych, świeżych bloków leżących w dolinach poniżej.

W 1960 r. erozja wsteczna była również słabsza niż w 1958 r. Wśród dolin zasypanych można wydzielić dwa typy. Jedne doliny zostały zasy-

pane prawie na całej długości materiałem akumulacyjnym, którego powierzchnia jest spokojna i raczej płaska (dolina Buczynki i górny bieg doliny Sopotni Wielkiej). Inne doliny prawie na całej długości uległy zasypaniu, ale ich powierzchnia akumulacyjna jest niespokojna, pełna na brzmień i załomów w profilu podłużnym. Zasypanie to w poszczególnych



Ryc. 7. Mapa geomorfologiczna doliny Cebulowego Potoku

Objaśnienia jak na ryc. 5

częściach dolin (dolina Cebulowa oraz dolina Kamiennego) sięgało do różnej wysokości. Dolina Cebulowa w miniaturze przypomina dolinę Żabnicy (ryc. 7). Ma amfiteatralnie rozwinięty lej źródłowy, rozcinający wschodnie stoki Pilska, południowe stoki Buczynki i północne stoki Szczawiny. W leju tym znajdują się ogromne osuwiska, gęsto rozcinane przez erozję źródlaną.

W środkowym i dolnym biegu zbocza są strome (około 40°), rzadko rozcięte przez boczne doliny. Podobnie jak w dolinie Sopotni Wielkiej są one pokryte rumowiskiem skalnym. Na prawym zboczu, które powstało na czołach warstw, znajdują się liczne załomy a nawet pionowe odcinki zbocza oraz liczne złomiska skalne wyglądem przypominające Wan-tule w Tatrach [122] lub obrywy na stokach Babiej Góry [169]. Dno tej

doliny zostało katastrofalnie przemodelowane przez wody powodziowe. U wylotu powstał duży stożek napływowy rozcięty przez liczne ramiona potoku. Głębokość koryt wyciętych w świeżym łóżysku waha się od 1 do 1,5 m. W środkowym biegu dno na całej szerokości (40--60 m) zostało zasypane blokami skalnymi, a zbocza w strefie przydennej są podcięte do wysokości 8 m. Przed okresem powodziowym w dnie doliny biegła droga i znajdowały się fragmenty teras, które całkowicie zostały zniszczone. W profilu podłużnym z bloków skalnych wytworzyły się progi, po których potok spada kaskadami lub ginie, płynąc pod materiałem akumulacyjnym. W górnym biegu poniżej koncentrycznie zbiegających się dolin, na odcinku kilkudziesięciu metrów potok dociął się do tej skały, na której powstały wygładzone progi. Szerokość dna doliny na tym odcinku dochodzi do 15 m.

Spokojna akumulacja powodziowa była związana z bardziej wyrównanym profilem podłużnym oraz z mniejszą dostawą materiału akumulacyjnego i odwrotnie niewyrównany profil podłużny i olbrzymia dostawa materiału były następstwem niespokojnego, lawinowego zasypiania dolin. Zwężenia i rozszerzenia tych dolin przyczyniły się także do powstania nabrzmień powierzchni akumulacyjnej. Doliny o zboczach pokrytych grubym „płaszczem” rumowiskowym zostały przeważnie katastrofalnie zasypane. Wydaje się, że łatwiejsza dostawa tego materiału w dna dolin przez wody gwałtownych ulew była jedną z przyczyn wysokiego zasypiania wciosów.

Środkowe i górne części tych dolin oraz inne mniejsze doliny rozcinające stoki beskidzkie można zaliczyć do wciosów skrzynkowych [130]. Rozwój wciosów skrzynkowych odbywa się skokowo w czasie gwałtownych ulew. Doliny wciosowe o profilu podłużnym nie wyrównanym i wąskim dnie (około 5 m) w dalszym rozwoju nie tylko ulegają pogłębianiu, ale jednocześnie dna tych dolin znacznie się poszerzają, co zależy od wielkości bloków transportowanych przez powódź. Jeżeli transportowany jest drobny materiał (do 20 cm średnicy), to zachowana zostaje równowaga pomiędzy pogłębianiem a denudacją na zboczach; wówczas dno doliny w małym stopniu ulega poszerzaniu.

Wody powodziowe transportujące gruby materiał znacznie bardziej podcinają zbocza, a tym samym poszerzają dno doliny. Dna dolin wciosowych przybierają skrzynkowaty kształt o zboczach skalistych, stromych, czasem — w części przydennej — pionowych. Wysokość tych zboczy waha się od 8—30 m i zależy od budowy geologicznej (upadu skał i odporności) danej doliny. Szerokość dna wciosów skrzynkowych waha się od 5 do 25 m. U wylotów tych dolin znajdują się stożki powodziowe. Wciosy skrzynkowe w górnym biegu przechodzą we wciosy normalne. W okresach międzypowodziowych bloki znajdujące się w dnach dolin

są ciemne, a ich powierzchnie są zwietrzałe, często porośnięte drobnymi roślinami. Świadczy to o zamieraniu transportu grubego materiału i erozji wgłębnej, które się w katastrofalny sposób ożywiają w czasie gwałtownych ulew i powodzi.

Rynny rumuszowo-żłaziskowe zostały pogłębione, a w dniu pojawiły się okresowe źródła, których wydajność w czasie ulew była duża. O przechodzeniu rynien w doliny wciosowe świadczą złożone odcinki tych dolin: rynna rumuszowo-żłaziskowa w dolnym biegu przechodzi w dolinę wciosową.

Zbocza dolin pokrytych zwietrzeliną ilasto-gliniastą były rozcinane przez doliny powstałe wskutek erozji wód zmywowych, które w dolnej części zbocza płyną linijnie. Klimaszewski [56] doliny takie nazywa rozdołami.

Zamknięcia większości dolin beskidzkich są modelowane przez osuwiska powstałe w obrębie różnych utworów, np. w dolinie Potoku Kamiennego rozcinającej północne stoki Pilska znajdują się ogromne osuwiska dokładnie opisane w innej pracy autora [170].

Na prawym zboczu poniżej ujścia doliny Uszczawnej znajduje się osuwisko stokowo-zboczowe. Zaczyna je dobrze zachowana nisza, zamknięta pionową ścianą około 20 m wysoką. Poniżej niszy znajduje się wyraźnie wykształcona rynna, a w dolnej części gruzowa łapa wchodzi na powierzchnię terasy dennej. Na podstawie wywiadu z leśniczym ustaliłem, że osuwisko to przed około 80 laty uległo odmłodzeniu w górnej części przez cofnięcie niszy osuwiskowej. Nisza i górna część osuwiska jest znacznie młodsza, natomiast łapa osuwiska została już rozcięta przez dolinę, która w górnej części rozgałęzia się na kilka ramion. Rozcięcie to nastąpiło na kontakcie łapy osuwiskowej i zbocza. W czasie ulew w latach 1958—1960 doliny uległy pogłębieniu, a w przedłużeniu ich ożywiły się rynny gruzowo-żłaziskowe. W 1960 r. na zboczu powyżej niszy osuwiskowej powstały pęknięcia, które świadczą o dalszym powiększaniu się osuwiska w górę stoku.

W dorzeczu Sopotni osuwiska zajmują około 750 ha (17%) powierzchni stokowej. Osuwiska te przeważnie znajdują się w lejach źródłowych, a rozmieszczenie ich jest nierównomierne, np. osuwiska na zboczach doliny Cebulowej zajmują około 70% (340 ha) powierzchni zboczy (500 ha). Łączna powierzchnia nowych osuwisk w całym dorzeczu Sopotni wynosi około 3 ha (0,1%). Tak stosunkowo małe modelowanie tego obszaru przez osuwiska należy wiązać z tym, że wielkość osuwisk w doinej części była rozcinana erozyjnie, natomiast górne części tych osuwisk są przeważnie zbudowane ze spękanych pakietów skalnych, które ułatwiają podziemny spływ wody.

VII. PASMO LASKU W BESKIDZIE ŚREDNIM ORAZ ZACHODNIA CZĘŚĆ PASMA BABIOGÓRSKIEGO

Badany obszar jest rozcięty przez doliny górnej Koszarawy oraz Pewli Wielkiej. Dolina górnej Koszarawy stanowi granicę między zachodnią częścią Pasma Babiogórskiego (pasmo Mędralowej) a pasmem Lasku wchodzącym w skład Beskidu Średniego [50]. Lewoboczne doliny uchodzące do Koszarawy są długie i rozcinają północne stoki Pasma Babiogórskiego, natomiast prawoboczne doliny są znacznie krótsze i rozcinają południowe stoki pasma Lasku.

Z powyższego widać, że dolina górnej Koszarawy ma wyraźną asymetrię dorzecza. W dnach dolin: Koszarawy, Cichej, Bystrej i Głuchej są dobrze zachowane terasy denne. Pozostałe doliny to wciosy o wąskim dnie i o niewyrównanym profilu podłużnym. Doliny te gęsto rozcinają pasmo Mędralowej.

Pasma Lasku jest rozcięte tylko dolinami wciosowymi, a od północy jest ograniczone doliną Pewli Wielkiej, która ma szerokie dno, z dobrze zachowanymi terasami. Dolina Pewli Wielkiej jest typową doliną subsekwentną, a jej zbocza w części przydennej są bardzo łagodne (nachylenie $2-8^\circ$), są zbudowane z mało odpornych warstw podmagurskich oraz łupków pstrych, mają profil wklęsły. Stoki pasma Lasku są modelowane przez ogromne osuwiska znajdujące się najczęściej w obrębie warstw podmagurskich (ryc. 8).

Na badanym obszarze występują trzy oddzielne obszary o różnym stopniu modelowania w czasie ulew i powodzi: Beskid Średni, pasmo Mędralowej i dno kotliny Jelesni. Stoki Beskidu Średniego

są modelowane przez ogromne osuwiska stokowo-zboczowe rozwijające się podczas gwałtownych ulew. Najlepszym przykładem może być osuwisko zwane „Zapadliskiem”, którego poszczególne części powstały w różnym czasie. Osuwisko to ma kształt podłużny, długość jego wynosi 1650 m, a powierzchnia 75 ha. Całość osuwiska można podzielić na trzy wyraźne



Ryc. 8. Mapa geomorfologiczna doliny Koszarawy i pasma Lasku w Beskidzie Średnim

Objaśnienia jak na ryc. 5

części: 1) niszę osuwiskową przemodelowaną w 1960 r., 2) rynnę — strefę licznych pakietów i spękań, modelowaną w tym samym roku, 3) łapę osuwiskową — w dolnej części rozcinaną przez dolinę.

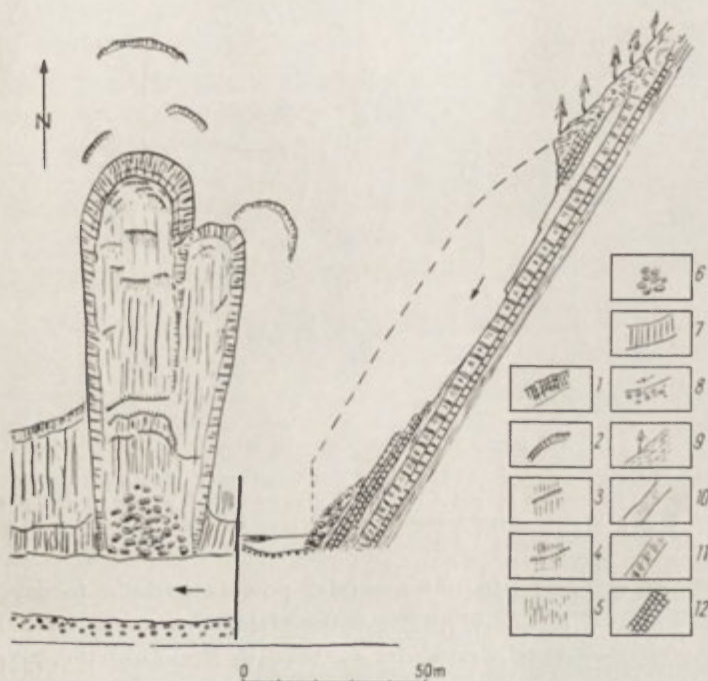
Na stokach Lasku łączna powierzchnia osuwisk zajmuje około 290 ha (15%) powierzchni stokowej, która wynosi około 19 km². W roku 1960 nisze osuwiskowe przez odmłodzenie uległy cofnięciu w górę stoku. Osuwiska te w górnej części składają się z pakietów skalnych, natomiast w dolnej części łapy osuwisk są zbudowane z bloków skalnych wymieszanych z gliną zwietrzelinową. Ruch mas osuwiskowych tej części był płynny. Wyglądem przypominają one osuwisko w Szymbarku, opisane przez Sawickiego [117], które także w późniejszym okresie w czasie gwałtownych ulew ulegało odmładzaniu. Zabagnione łapy tych osuwisk były rozcinane przez doliny, które drenażem obniżyły poziom wód gruntowych, a tym samym osuszyły dolne części osuwisk. W związku z tym łapy osuwisk przestały być ruchliwe.

Osuwisko pakietowe składające się od samego dołu z pakietów skalnych znajduje się na południowym stoku Lasku. Nie zostało ono odmłodzone, a tylko dolną część podcięły wody powodziowe Koszarawy. Na osuwisku tym można uchwycić około 40-metrową miąższość osuwających się mas skalnych. Miąższość ta przy osuwiskach pakietowych może być jeszcze większa, czego dowodem są rozpadliny 60 m głębokie i leje rozpadlinowe w obrębie osuwiska na północnym stoku Skrzycznego. Osuwiska w lejach źródłowych były modelowane przez procesy opisane w poprzednich rozdziałach. Na stokach Lasku oprócz wielkich osuwisk, które zostały odmłodzone, powstały także liczne osuwiska na zboczach wciosowych dolin. Nowe i odmłodzone osuwiska zajmują około 4% (75 ha) powierzchni stokowej. Na prawym zboczu Koszarawy powstały liczne ruchy masowe wywołane podcinaniem przez wody powodziowe. Na uwagę zasługują osuwiska, zerwy i obrywy na północnym zboczu kotliny Jeleśni zbudowanym z warstw, których upad jest zgodny a jednocześnie większy od nachylenia zbocza.

Osuwiska powstały w miejscach dużej miąższości ławic piaskowców przegradzanych cienkimi warstwami łupkowymi, przy jednoczesnym najmniejszym upadzie warstw nie przekraczającym 54° (ryc. 9). Upad ten jest jednak tak duży, że przy podcięciu zbocza przez wody powodziowe cienka warstewka łupków wytworzyła wystarczającą powierzchnię poślizgu. Ruch takiego osuwiska był bardzo szybki. Przy większych podcięciach nawet zluźnienia międzyławicowe, wytworzone na kontakcie dwu ławic piaskowca gruboławicowego i cienkoławicowego, wystarczyły do osunięcia się warstw nadległych.

Zerwy skalne i skalno-zwietrzelinowe powstały na zboczach o większym upadzie ławic, przekraczającym 55° i większej miąższości warstw

łupkowych, które są przegrodzone piaskowcami (ryc. 10). Warstwa łupków, o miąższości przekraczającej 3 m, przy osiadaniu wytworzyła ukośną i wklęsłą powierzchnię poślizgu. Warstwy osiadające nie uległy wymieszaniu. Powyżej zerw i osuwisk zbocze jest porośnięte lasem, który wraz ze zwietrzeliną pełźnie w dół, o czym świadczą haki wytworzone w warstwie zwietrzelinowej oraz wygięte pnie drzew. Na zboczach tych

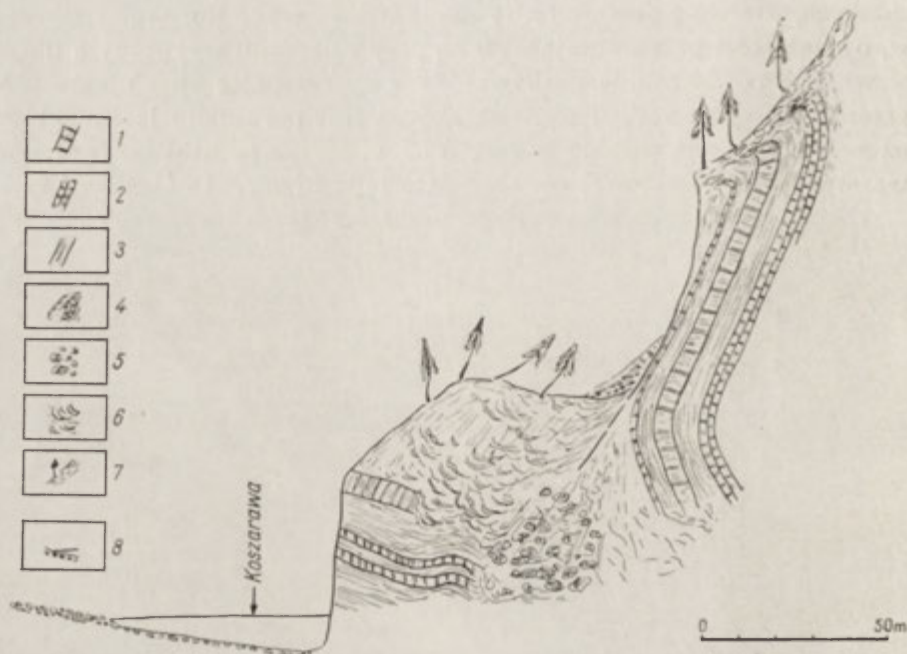


Ryc. 9. Osuwisko konsekwentne na północnym stoku kotliny Jeleśni

1 — pionowe ściany niszy osuwiskowej, 2 — szczeliny na zboczu powyżej niszy osuwiskowej, 3 — progi konsekwentne, 4 — progi obsekwentne, 5 — powierzchnie poślizgu, 6 — stożek usypiskowy, 7 — pionowa ściana erozyjnego podcięcia, 8 — kamieniec i koryto Koszarawy, 9 — pokrywa zwietrzelinowa, 10 — łupki, 11 — piaskowce gruboławicowe, 12 — piaskowce cienkoławicowe

powstały także liczne, do 2 m głębokie szczeliny i rowy rozpadlinowe, które sygnalizują o dalszym przesuwaniu się ruchów masowych w górę zbocza.

W dnie doliny Koszarawy koryto i łóżysko były przemodelowane przez wody powodziowe. W kotlinie Jeleśni do wysokiego nadsypania terasy łęgowej i dennej przyczynił się wał kolejowy biegnący w poprzek doliny, który tamował spływ wód powodziowych Koszarawy. W dolinie



Ryc. 10. Zerwa skalna na północnym zboczu kotliny Jeleśni

1 — piaskowiec gruboławicowy, 2 — piaskowiec cienkoławicowy, 3 — grube warstwy łupków, 4 — haki na zboczach powyżej zerwy, 5 — stożek usypiskowy, 6 — zmarszczki w glinie zwietrzelinowej, 7 — pokrywa zwietrzelinowa, 8 — koryto Koszarawy wycięte w kamieniu

Pewli Wielkiej w czasie jednej powodzi powstały dwie terasy kamieńcowe oddzielone od siebie wyraźną krawędzią. Terasy te były związane z wahaniem wód w czasie powodzi w 1958 r. Podobne terasy powstały także w dolnym biegu Sopotni.

VIII. ZACHODNIA CZĘŚĆ BESKIDU ŚREDNIEGO

(Pasma Pewelskie, pasmo Kiczory i wzniesienie Grojca)

Najbardziej zachodnia część Beskidu Średniego leżąca między kotliną Jeleśni na wschodzie a Kotliną Żywiecką na zachodzie rozciąga się równoleżnikowo przez szeroką dolinę dolnej Koszarawy. Na północ od doliny Koszarawy rozciąga się Pasma Pewelskie, pokrywające się z czołem nasunięcia magurskiego [50, 123], głęboko rozcięte przez dolinę Pewli Małej, natomiast na południu znajdują się dwa wzniesienia Kiczory i Grojca, ograniczone ze wszystkich stron dolinami i kotlinami.

W dnie doliny Koszarawy i u wylotów dolin bocznych znajdują się dobrze zachowane terasy denne. Większe doliny boczne mają szerokie, płaskie dna i profil podłużny wyrównany.

Dno doliny Koszarawy było katastrofalnie modelowane podczas każdej powodzi. Do tak dużego przeobrażenia dna przyczynił się mały spadek doliny i duża dostawa materiału przez wody powodziowe z górnego dorzecza Koszarawy. Najwięcej materiału dostarczała Sopotnia i górna Koszarawa, nieco mniej Krzyżowa i Pewel Wielka. Po każdej powodzi pas kamieńca był poszerzany kosztem terasy łęgowej, której powierzchnia w miejscach zwężeń była rozcinana przez wody powodziowe, a w miejscach rozszerzeń nadsypywana żwirami, piaskami i glinami. Akumulacja nie była równomierna, tak że powierzchnia terasy łęgowej po każdej powodzi staje się niespokojna, pełna nabrzmiń i obniżeń. Podwyższenie terasy łęgowej materiałem akumulacyjnym zaciera różnice wysokości i krawędzie pomiędzy terasą denną a terasą łęgową. W dolnym biegu Koszarawy krawędź pomiędzy terasą łęgową a terasą denną jest bardzo niewyraźna, czasem w ogóle zanika. Podwyższenie terasy łęgowej odbywa się „skokowo”, tzn. podczas powodzi, natomiast w okresach międzypowodziowych na świeże kamieńce i żwiry wkracza roślinność, która stopniowo opanowuje ruchliwe kamieńce. Do wyrównania powierzchni terasy po powodzi najczęściej przyczynia się człowiek, który nie tylko zbiera wały żwiru i piasku, ale także rozprowadza je równo po powierzchni terasy. Krawędź między terasą łęgową a denną najwyraźniej zaznacza się u wylotów dolin bocznych, ponieważ terasa denna w tych miejscach jest podwyższona przez stożki napływowe, których wysokość także stopniowo wzrasta przez akumulację wód powodziowych. U wylotów dolin bocznych powierzchnia terasy jest zalewana w czasie katastrofalnych powodzi przez wody spływające z tych dolin.

Zbocza zbudowane ze skał o upadzie przeciwnym do nachylenia tych zboczy były cofane przez podcinanie wód powodziowych znacznie wolniej niż zbocza, których nachylenie jest zgodne z upadem warstw. W czasie ulew zbocza były obniżane przez zmywy; u ich podnóża tworzyły się stożki proluwialne, które zacierają wyraźną granicę między dnem a zboczem doliny. W 1960 r. powstało bardzo dużo drobnych osuwisk i zerw ziemno-zwietrzelinowych w obrębie zboczy dolinek holocenów.

IX. POZOSTAŁE OBSZARY

Zachodnią część pasma Wielkiej Raczy rozcinają doliny Rycerki Wielkiej i Rycerki Małej. Budowa geologiczna jest mało zróżnicowana, bowiem na całym terenie występują piaskowce magurskie. Doliny rozcinające najwyższe wzniesienia głównego pasma mają charakter wciosów skrzynkowych. Dna tych dolin w czasie powodzi uległy zasypaniu blokami skalnymi. Najbardziej przemodelowane zostały doliny potoków Ciapkowego i Dziębokiego. W pozostałych dolinach zaznaczyła

się na przemian erozja i akumulacja, u wylotów powstały świeżo usypane stożki napływowe. Dolina Rycerki Wielkiej w środkowym i dolnym biegu ma dobrze rozwinięte dno z terasami, a niszczenie ograniczyło się do poszerzenia łóżyska kamieńcowego przez naprzemianległe podcinanie teras. U wylotu doliny Rycerki Małej powstał duży, świeży stożek kamieńcowy zawieszony ponad kamieńcem Rycerki Wielkiej. W dolinie Rycerki Wielkiej, powyżej wylotu Rycerki Małej, zaznaczyła się także potężna akumulacja. Na polanach śródleśnych obserwowałem świeże pełznięcie zwietrzeliny, a na wschodnich stokach Praszynki w 1960 r. powstało osuwisko „zgrzybiałe od urodzenia”. Powierzchnia jego nie przekracza 1 ha.

Brama Koniańska jest rozcięta przez dolinę górnej Soły oraz jej dopływy: Czarną i Słanicę. Profile podłużne tych dolin są wyrównane, a potoki meandrują w płaskich dnach dolin. Modelowanie tych den ograniczyło się do naprzemianległego podcinania krawędzi teras i zboczy, a tym samym do poszerzenia łóżyska powodziowego potoków. Na stokach powstało bardzo dużo osuwisk zwietrzelinowych, zwłaszcza w obrębie zwietrzeliny gliniasto-ilastej powstałej ze zwietrzenia warstw podmagurskich i pstrych łupków. Przeobrażenie rzeźby w czasie ulew i powodzi było podobne do przekształcenia rzeźby w Bramie Ślemieńskiej.

Na uwagę zasługuje duże osuwisko [171], które powstało w 1960 r. na północnym stoku Ochodziej (894 m). Długość osuwiska wynosi 660 m, a powierzchnia 6,37 ha. Osuwisko to było katastrofalne w skutkach, ponieważ zniszczyło nie tylko las i pola uprawne, ale przede wszystkim domy i zabudowania gospodarskie.

Trzecim terenem jest południowo-zachodni skłon Beskidu Śląskiego zbudowany w większości z warstw istebniańskich a rozcięty przez lewoboczne dopływy Kamesznicy. Największym dopływem jest Bystra, której lej źródłowy rozcina wschodnie stoki Baraniej Góry. Modelowanie rzeźby w czasie ulew i powodzi przebiegało podobnie jak w poprzednio opisanej części Beskidu Śląskiego. W 1958 r. przekształcenie den dolin było nieco mniejsze od przekształcenia podobnych form w dorzeczu górnej Leśnej. W dnie doliny Bystrej zatarcie śladów powodziowych przez człowieka było najszybsze, ponieważ w związku z budową szerokiej drogi w kierunku Baraniej Góry przeprowadzono całkowitą regulację koryta środkowej i górnej części potoku.

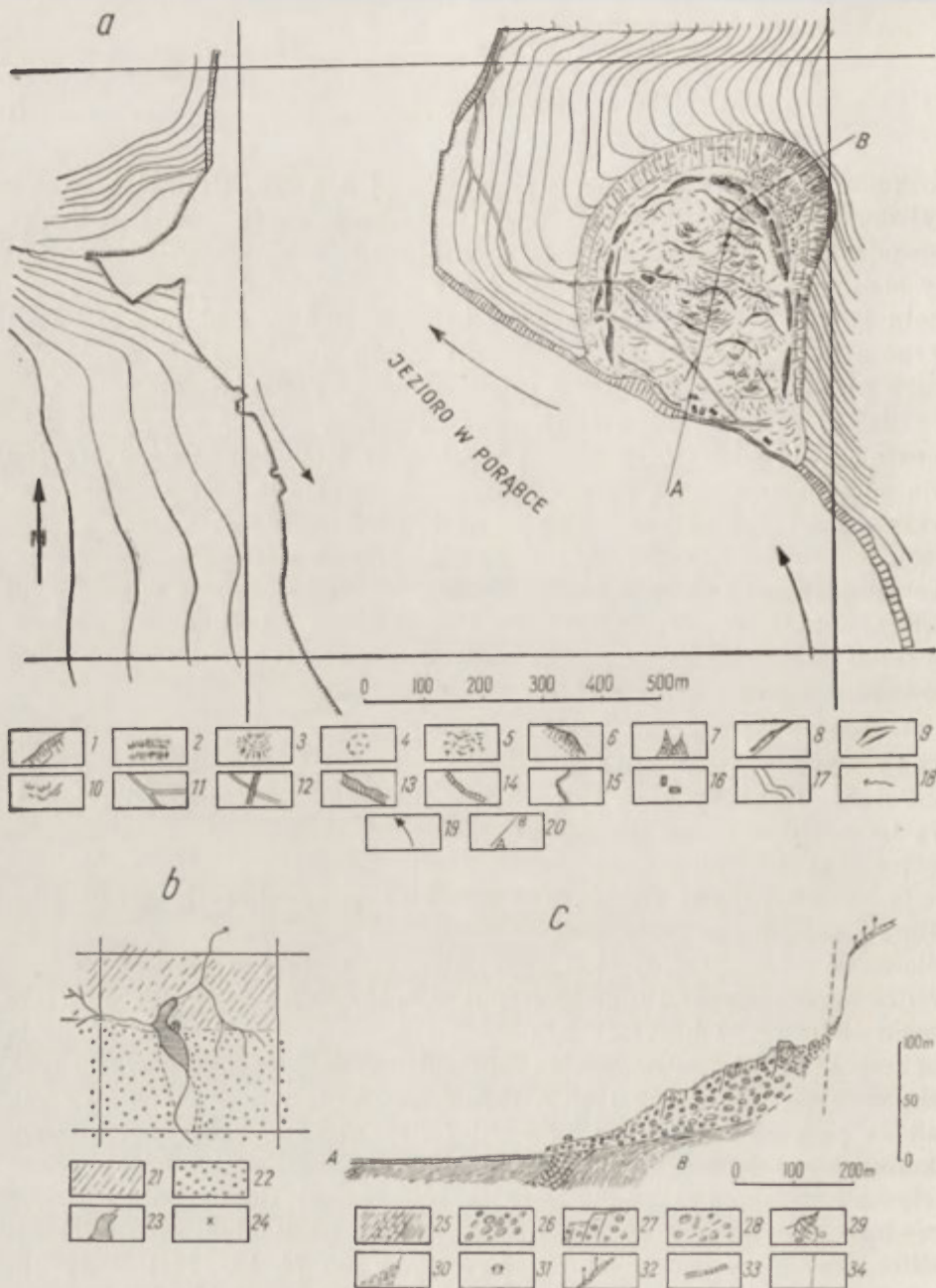
Na uwagę zasługują szerokie stożki kamieńcowe znajdujące się u wylotu doliny Kamesznicy. Największą powierzchnię ma stożek zawieszony 2 m nad korytem Soły. Średni stożek jest zawieszony 1,2 m nad korytem Soły, a najniższy 0,7 m. Obecnie koryto Kamesznicy jest zawieszone około 0,5 m nad korytem Soły. Wszystkie stożki są zbudowane ze świeże-

go kamieńca i były usypane w czasie jednej powodzi. Najwyższy stożek był dnem koryta maksymalnego, katastrofalnego stanu wód. Pod koniec powodzi przez dłuższy okres utrzymywał się wysoki, ale nie katastrofalny stan wód; wówczas powstał stożek o wysokości 1,2 m. W czasie normalnego stanu wód został usypany najniższy stożek wyklinowujący się w górę doliny. W obniżeniach między kamieńcem znajduje się bardzo dużo piasku, który powstał z rozmywania piaskowców istebniańskich.

Słabsze modelowanie rzeźby, zwłaszcza przez erozję, w dorzeczu Kamesznicy niż w dorzeczu Leśnej i Żylicy w Beskidzie Śląskim, można wiązać z budową geologiczną. Dorzecze Kamesznicy jest zbudowane przeważnie z warstw istebniańskich dolnych, intensywnie spękanych i chłonnących znacznie większą ilość wody niż piaskowce godulskie, z których jest zbudowana pozostała część Beskidu Śląskiego. Są one więc dużym zbiornikiem wody, o czym świadczą wydajne źródła. Południowo-wschodni skłon Beskidu Śląskiego znajdował się także w cieniu opadowym, w porównaniu z pozostałymi obszarami tego pasma.

Czwartym obszarem jest przełomowy odcinek doliny Soły wycięty w utworach godulskich. Wody Soły podparte przez tamę w Porąbce tracą szybkość, co powoduje proces akumulacji w dnie doliny. Na terasach, w czasie wysokiego stanu wód, akumulowany był drobny materiał gliniasty, natomiast wzdłuż koryta osadzane były żwiry. Akumulacja żwirów odbywa się w czasie wysokich, powodziowych stanów wód. Gliny osadzane są także podczas wyższych, wiosennych stanów wody. Miąższość warstwy gliny osadzanej na terasie dennej w czasie jednej powodzi wahała się od 10 do 40 cm. U wylotów dolin bocznych powstały stożki żwirowe. W korytach potoków zwłaszcza w dolnej części znajdują się zespoły progów betonowych i tam szutrowych. Zbiorniki powyżej tych tam w czasie powodzi w 1958 r. przeważnie zostały dopełnione żwirami, tak że podczas następnych powodzi żwiry niesione przez potoki były akumulowane na dnie zbiornika wodnego w Porąbce. Najbardziej przemodelowane było dno w dolinie Isepnicy. Na zboczach doliny Soły znajdują się duże osuwiska, których nisze są założone na kontaktach dyslokacji tektonicznych wyznaczanych przez geologów [60, 74, 152, 154]. W 1960 r. zostały odnowione osuwiska w Międzybrodzu Kobiernickim i w Tresnej.

Osuwisko w Międzybrodzu Kobiernickim znajduje się na prawym zboczu Soły (ryc. 11), około 1 km na południe od zapory w Porąbce. Powstało ono na kontakcie warstw godulskich środkowych i dolnych o upadzie 10–15° na S, a jego nisza założona jest na ścianie dyslokacji tektonicznej. W stosunku do budowy geologicznej osuwisko to jest konsekwentne, upad warstw jest zgodny z nachyleniem zbocza. Łapa osuwiska sięga do zalewu w Porąbce, w miejscu skrzyżowania doliny Soły na północo-zachód. Zbocze w tym miejscu jest wklęsłe i od najdawniejszych czasów



Ryc. 11. Odmłodzone osuwisko w Międzybrodziu Kobiernickim na prawym zboczu Soły nad jeziorem w Porąbce

a — plan osuwiska: 1 — ściany starej niszy osuwiskowej, 2 — wał podłużny zbudowany z pakietów skalnych znajdujących się u podnóża tylnej ściany osuwiskowej, 3 — pagóry na powierzchni osuwiska, 4 — zagłębienia wewnątrz osuwiskowej, 5 — drobne nabrzmienia na powierzchni osuwiska, 6 — ściany starej niszy osuwiskowej, modelowanej w latach 1958—1960 przez odpadanie i drobne obrywy, 7 — stożki usypiskowe, 8 — krawędzie nowego osunięcia z 1960 r., 9 — szczeliny, 10 — drobne łapy złaziskowe, 11 — drogi, 12 — przesunięte drogi, 13 — wysoka faleza, 14 — niska faleza, 15 — brzegi słabo podcinane, 16 — zniszczone i uszkodzone domy oraz zabudowania gospodarskie, 17 — poziomicę, 18 — ciek, 19 — kierunek prądu w jeziorze w Porąbce, 20 — linia przekroju;

b — szkic sytuacyjny: 21 — warstwy godulskie środkowe, 22 — warstwy godulskie górne, 23 — jezioro w Porąbce, 24 — osuwisko w Międzybrodziu Kobiernickim, 25 — ławice piaszczyste w warstwach łupkowych; c — przekrój osuwiska; 26 — bloki skalne w rozartej masie gliniasto-lupkowej, 27 — pęknięcia, 28 — przypuszczalna powierzchnia poślizgu, 29 — pakiety skalne, 30 — stożki usypiskowe, 31 — uszkodzone domy, 32 — zwietrzlina pokryta lasem, 33 — warstwa namułu na dnie zbiornika, 34 — przypuszczalny przebieg dyslokacji

było podcinane przez wody Soły. Obecnie łąpa osuwiskowa jest podcięta przez falezę o wysokości dochodzącej do 16 m, wytworzoną na brzegach jeziora. Osuwisko to w środkowej i dolnej części jest zbudowane z bloków drobnoziarnistych i cienkoławicowych piaskowców godulskich tkwiących w glinie z roztartych łupków. W górnej części osuwiska w dnio niszy osuwiskowej znajduje się duży wał poprzeczny zbudowany z pakietów skalnych oddzielony od tylnej ściany niszy rozpadliną, której dno jest wypełnione blokami skalnymi. U podnóża ściany niszy znajdują się stożki piargowe, a ściana niszy miejscami pionowa jest pocięta licznymi żłebami. Na osuwisku tym znajdowało się kilka zabudowań gospodarskich, a jego lekko falista powierzchnia była częściowo zajęta pod pola uprawne, częściowo pod pastwiska.

W czasie gwałtownej ulewy w lipcu 1960 r. powierzchnia tego osuwiska ponownie uległa osunięciu w dół od 1 do 1,5 m. W górnej części osuwiska na zachodnim stoku wału, powstała szczelina, wzdłuż której nastąpiło osiadanie. Powierzchnia osunięta uległa pofalowaniu i spękaniu. Zabudowania na powierzchni osuwiska zostały częściowo skrzycone, a ich ściany popękały. Szerokość pęknięć na budynkach murowanych dochodziła do 10 cm. Główną przyczyną odmłodzenia tego osuwiska była nadmierna ilość opadów, którą wchłonęła masa osuwiskowa. Podniesienie się poziomu wody w jeziorze odegrało tu znacznie mniejszą rolę, ponieważ osuwisko to uległo odmłodzeniu nie tylko w dolnej części, ale prawie na całej długości. Wahania poziomu wody w jeziorze powodowały także wahania zwierciadła wód gruntowych łąpy osuwiska i na pewno nie przyczyniły się do stabilności mas osuwiskowych. Wydaje mi się, że nawet gdyby nie było zbiornika, osuwisko to uległoby odmłodzeniu, może jeszcze większemu, ponieważ powodziowe masy znacznie intensywniej podcinałyby zbocze w tym miejscu. Obecnie wody wpływające do zbiornika tracą prędkość, a tym samym mniej podcinają to zbocze.

Na ścianie niszy także powstały „drobne blizny” z odpadania bloków skalnych, które powiększyły stożki usypiskowe. Górna część dna niszy osuwiskowej nie ulegała odmłodzeniu, ponieważ jest ona zbudowana z intensywnie spękanych pakietów skalnych, które przepuszczały wsiąkającą wodę. W Międzybrodziu Kobiernickim osuwisko jest złożone, ponieważ w dolnej i środkowej części ruch mas starego osuwiska był „płynny”, natomiast w górnej części ruch mas skalnych był zwarty. Wskutek tego powstały wały zbudowane z pakietów skalnych intensywnie spękanych, ale nie rozkruszonych i nie wymieszanych z masą roztartych łupków. W czasie odmłodzenia zostały poruszone masy osuwiskowe, zbudowane z rozdrobnionego materiału, natomiast spękane pakiety skalne pomimo dużej zdolności chłonięcia wody przepuszczały ją w głąb osuwiska i nie uległy odmłodzeniu. Na uwagę zasługuje fakt, że kilka godzin przed

pierwszymi zaobserwowanymi drobnymi wstrząsami i pęknięciami na ścianach domów, osuwisko to masowo opuściły wszystkie myszy, szczury, krety itp., a domowe zwierzęta były bardzo niespokojne. Obserwacja ta jest ciekawa, ponieważ opuszczające dany obszar zwierzęta są ostrzeżeniem przed ruchami mas skalnych; widocznie zaczęły się one wcześniej, ale człowiek nie potrafił ich dostrzec.

Drugie osuwisko powstało na lewym zboczu Soły powyżej nowo budowanej tamy w Tresnej. Oprócz dużej wilgotności spowodowanej ulewami do osunięcia się mas skalnych przyczynił się człowiek, który podcinał zbocze dla budowy zapory i drogi biegnącej po zboczu powyżej zapory. Ruch mas skalnych nie przekraczał 1 m. Osuwające się masy skalne uległy zaklinowaniu w miejscu starej sztolni wykopanej w dolnej części tego zbocza ⁵.

ROZWÓJ RZEŻBY W CZASIE GWAŁTOWNYCH ULEW I POWODZI

SYSTEMATYKA FORM, ANALIZA ICH ROZMIESZCZENIA

Uporządkowanie form przeprowadziłem na podstawie klasyfikacji Klimaszewskiego dla gór i wyżyn [53]. Uwzględniłem także L. Starkla [130] inwentarz form holocénskich dla Karpat fliszowych. W systematyce mojej wprowadziłem nowe nazwy dla form nie mieszczących się w dotychczasowych klasyfikacjach. Sporządziłem także zestawienie form holocénskich i starszych, modelowanych podczas gwałtownych ulew i powodzi (tab. 1). W zestawieniu tym podaję procesy i rodzaj modelowania tych form oraz ich rozmieszczenie na badanym terenie. Rozmieszczenie form modelowanych w czasie ulew i powodzi podaję cyframi rzymskimi, które odnoszą się do rozdziałów opisujących te formy.

Większość form występujących na badanym terenie w większym lub mniejszym stopniu była przemodelowana podczas gwałtownych ulew i powodzi. Z ich zestawienia wynika, że te same formy modelowały różne procesy, np. nisze osuwiskowe zostały cofnięte wstecz przez: obrywy, odpadanie, osiadanie, osuwanie, a często były rozcinane wskutek działania erozji. Łapy osuwiskowe najczęściej zostały rozcięte erozyjnie, ale także były przemodelowane przez różne potomne ruchy masowe.

Modelowanie formy przez takie a nie inne procesy zależało m. in. od stadium rozwojowego danej formy. Strome, pionowe ściany niszy osuwiskowej najczęściej były cofane przez odpadanie i obrywy; u ich podnóża tworzyły się stożki usypiskowe względnie pokrywy gruzowe. To cofanie się ściany w niszy osuwiskowej w konsekwencji prowadzi do zanikania pionowej ściany, w miejscu której powstaje zbocze pokryte rumo-

⁵ Na podstawie wiadomości ustnej od Doc. dra A. Michalika.

Tabela 1

Zestawienie form modelowanych w czasie gwałtownych ulew i powodzi

Geneza form	Typy form	Procesy i rodzaj modelowania	Rozmieszczenie modelowanych form na obszarach
Formy utworzone przez niszczącą działalność wody płynącej i czynników denudacyjnych	1. Fragmenty spłaszczeń denudacyjnych o nachyleniu powierzchni od 2 do 4° nie porośnięte lasem	spłukiwanie i spelzowanie	I, II, IV, VII, VIII, IX
	2. Fragmenty spłaszczeń denudacyjnych powyżej stoków krawędziowych	zmniejszanie powierzchni przez powstawanie szczelin i rozpadlin	I, V, VI, VII, IX
	3. Wierzchołki kopulaste i kopiaste nie porośnięte lasem	spłukiwanie i spelzowanie	I, II, III, VI, VIII, IX
	4. Stoki krawędziowe w górnej części często pionowe	obrywanie, odpadanie, osiadanie, osuwanie i rozcinanie żlebami	I, V, VI, VII, IX
	5. Stoki osuwiskowe	osuwanie, spelzowanie, spelzowanie linijne, erozyjne rozcinanie	I, III, IV, V, VI, VII — pasmo Lasku, IX — stoki Ochodzitej
	6. Stoki okryte rumowiskiem	sufozja mechaniczna, spelzowanie linijne, rozcinanie erozyjne i osuwanie najczęściej linijne	I, II, V, VI, IX — stoki Beskidu Małego
	7. Stoki okryte pokrywą gliniastą (bez lasu)	zmywanie, spelzowanie (na łąkach), osuwanie i erozyjne rozcinanie	II, V, VI, VIII, IX — Brama Koniakowska
	8. Stoki okryte pokrywą gliniastą (zalesione)	zmywanie (wysoki las świerkowy), spelzowanie, osuwanie, erozyjne rozcinanie	I, III, IV, VII
	9. Żleby wycięte w skale	pogłębianie i poszerzanie przez korazję	I, II — Beskid Mały, VI — stoki Pilska
	10. Doliny wciosowe normalne	pogłębianie i poszerzanie przez erozję	wszędzie z wyjątkiem kotlin
	11. Doliny wciosowe skrzynkowe	pogłębianie i poszerzanie przez erozję oraz zasypanie świeżym materiałem rumoszowym	I, IV, V, VI, IX — Beskid Mały

Tabela 1 c.d.

Geneza form	Typy form	Procesy i rodzaj modelowania	Rozmieszczenie modelowanych form na obszarach
	12. Małe wcioseny, wąwozy i debrze	pogłębianie przez erozję zasypanie niektórych wąwozów materiałem denudacyjnym	wszędzie
	13. Parowy	akumulacja w dnie; na zboczach drobne ruchy masowe	I — dno Kotliny Żywieckiej, II — Brama Słemieńska, IV — dolina Krzyżówki, VIII, IX — Brama Koniakowska
	14. Wądoły	pogłębienie dna przez pełnienie materiału; na zboczach drobne ruchy masowe	I — dno Kotliny Żywieckiej, II — Brama Słemieńska, IV — dolina Krzyżówki, VIII, IX — Brama Koniakowska
	15. Doliny nieckowate (ablacyjne z zaorania i zapłyniecia)	rozcinaenie przez erozję oraz modelowanie przez splukiwanie	wszędzie
	16. Doliny nieckowate poosuwiskowe	w górnym biegu osuwanie i splazywanie, w dolnym biegu najczęściej rozcinaenie	I, V, VII
	17. Nisze osuwiskowe	odpadanie, obrywanie, osiadanie, osuwanie oraz erozyjne rozcinaenie	wszędzie, ale największe są na obszarach I, III, IV, V, VI, w pasmie Łasku oraz na stokach Żaru
	18. Nisze zerw i obrywów	odpadanie, obrywanie, osiadanie oraz erozyjne rozcinaenie	I — stoki Skrzycznego, VI — stoki Buczynki
	19. Rozpadliny, rowy i leje rozpadlinowe osuwisk i zerw	odpadanie i osuwanie na zboczach, akumulacja w dnach rozpadlin	I — stoki Skrzycznego, stoki Baraniej Góry, III, IV, V, VI, VII, IX — Beskid Mały
	20. Doliny gruzowozłaziskowe	pogłębianie dna przez pełnienie gruzu skalnego	I, II — Beskid Mały, V, VI
	21. Złaziska stokowe	pełnienie i osuwanie	wszędzie z wyjątkiem den kotlin i dolin
	22. Zbocza i krawędzie erozyjne	odpadanie, obrywanie, osiadanie oraz cofanie przez erozję boczną	zbocza większych dolin

Tabela 1 c.d.

Geneza form	Typy form	Procesy i rodzaj modelowania	Rozmieszczenie modelowanych form na obszarach
Formy utworzone przez budującą działalność czynników denudacyjnych	23. Stoki proluwialne i soliflukcyjne-agradacyjne	osuwanie, spełzywanie oraz akumulacja zmywowa	III, IV — stoki Prusowego Wierchu, VI, VIII
	24. Stoki okryte usypiskami	osuwanie i spełzywanie	IV — stożki Buczynki, zachodnie stoki Baraniej Góry, północne stoki Beskidu Małego
	25. Łapy osuwiskowe gliniasto - gruzowe	osuwanie, spełzywanie i erozyjne rozcinanie	wszędzie
	26. Łapy osuwiskowe złożone z pakietów skalnych budujących wały i grzędy	osiadanie i erozyjne rozcinanie	I — stoki Skrzycznego, III, V, VI, VII, IX, stoki Baraniej Góry
	27. Spłaszczenia schodów, osuwisk i zerw	erozyjne rozcinanie	III, IV, V, VI, VII
	28. Zagłębienia w obrębie łap osuwisk i schodów zerw	zasypywanie przez akumulację zmywową i liniowe spełzywanie oraz erozyjne włączanie zagłębień do sieci rzecznej	V, VII
	29. Zniszczone powierzchnie łap osuwiskowych	akumulacja nowego materiału przez osuwanie z górnych części osuwiska oraz erozyjne rozcinanie	I, IV, V
	30. Koryta rzeczne wycięte w skale lub materiale akumulacyjnym	erozyjne pogłębianie, poszerzanie, często zasypywanie nowym materiałem akumulacyjnym	wszędzie
Formy utworzone przez niszczącą działalność wody	31. Progi skalne w korycie	erozyjne rozcinanie i cofanie wstecz	wszędzie
	32. Progi u wylotów dolin zawieszonych	erozyjne rozcinanie i cofanie wstecz	wszędzie
	33. Kotły eworsyjne	pogłębianie przez erozję lub zasypywanie materiałem akumulacyjnym	wszędzie
	34. Krawędzie erozyjne niższych teras	erozyjne podcinane	wszędzie

Tabela 1 c. d.

Geneza form	Typy form	Procesy i rodzaj modelowania	Rozmieszczenie modelowanych form na obszarach
Formy utworzone przez budującą działalność wody płynącej	35. Równiny kamieńcowe	rozmywanie, przesypywanie lub nadsypywanie nowym materiałem	wszędzie
	36. Równiny teras łęgowych	rozmywanie, rozcinanie przez nowe koryta, nadsypywanie nowym materiałem akumulacyjnym	wszędzie
	37. Równiny teras dennych	nadsypanie nowym materiałem akumulacyjnym, czasem rozcinanie przez nowe koryta	I, VI, VII, VIII
	38. Równiny teras wyższych	erozyjnie rozcinane w strefie krawędziowej, obniżane przez zmywy, u podnóża zboczy podwyższane przez akumulację zmywową	I, II, IV, VI, VII, VIII
	39. Równiny stożków holocenów	nadsypanie nowym materiałem akumulacyjnym oraz erozyjnie rozcinanie	III, IV, VI, VII
	40. Równiny stożków starszych	erozyjnie rozcinane przez doliny, u podnóża zboczy podwyższane przez akumulację zmywową	I, IV, V, VI, VII, VIII
Formy antotropogeniczne	41. Wciosy drogowe	pogłębianie przez erozję	wszędzie
	42. Ściany kamieniomów i glinianek	obrywanie, odpadanie, osiadanie	IV, VI, IX
	43. Sztuczne progi w korycie	niszczenie przez erozję	I, III, IV, V, VI, VII, VIII, IX
	44. Zapory przeciw-szutrowe	zasypywane przez akumulację	I, IV, V, VIII, IX
	45. Koryta uregulowane przez opaski betonowe i faszynowe	niszczenie przez erozję	I, III, IV, VII, VIII, IX
	46. Nasypy drogowe, koleje itp.	osiadanie i podcinanie erozyjnie (w dnach dolin)	III, IV, VII, IX — nasyp kolejowy Żywiec — Bielsko

wiskiem skalnym o znacznie łagodniejszym kącie nachylenia. Te łagodniejsze zbocza nisz osuwiskowych najczęściej były modelowane przez osuwiska zwietrzelinowe o charakterze rynnowym, które pozostawiały „blizny” w postaci zagłębień pogłębianych w dalszym ciągu erozyjnie. Szybkość przekształcenia się pionowych ścian niszy w łagodne zbocze zależy od głębokości osuwiska oraz od budowy geologicznej, głównie od upadu skał. Nisze osuwiskowe, które powstały na zboczu o upadzie skał zgodnym z nachyleniem zbocza, znacznie krócej zachowują pionowe ściany. Nisze osuwiskowe ograniczone pionowymi ścianami znajdują się w młodym stadium rozwojowym. Zanik pionowych ścian uważałbym za przejście ze stadium młodości w stadium dojrzałe. W stadium tym zbocza niszy osuwiskowej modelowane są głównie przez osuwiska zwietrzelinowe, które doprowadzają do coraz łagodniejszych zboczy. Łagodne zbocza otulone pokrywą zwietrzelinową, z brakiem załomów między dnem niszy a jej zboczami, skłonny jestem uważać za stadium zgrzybiałe. Występuje natomiast dość wyraźnie załom między zboczami niszy a stokiem. Załom ten ułatwia nam odróżnienie niecki poosuwiskowej od niecki o innej genezie, np. ablacyjnej.

Zbocza niecki poosuwiskowej często są pokryte darnią, porośnięte kępami jałowca i modelowane głównie przez spełzywanie. To kolejne przeobrażenie niszy osuwiskowej odbywa się w czasie ulew i często jest zaburzone przez powstanie dużego osunięcia na stoku powyżej niszy, która może się znajdować w różnym stadium rozwoju. W ten sposób nisza lub pewna jej część ulega odmłodzeniu, a jednocześnie osuwisko przesuwa się w górę stoku. Wielkość odmłodzenia zależy od wielu czynników: od budowy geologicznej, głębokości rozcięcia zboczy niszy, nachylenia i miejsca osuwiska na stoku, wielkości opadów itp. W czasie odmładzania wielkie nisze osuwiskowe w poszczególnych częściach mogą się znajdować w różnym stadium rozwoju. Podczas gwałtownych ulew są one jednocześnie modelowane przez różne procesy morfologiczne.

Przekształcenie łąp osuwiskowych przez procesy powodziowe zależy także od stadiów rozwojowych tych form. Ze względu na różne rodzaje łąp osuwiskowych stadia rozwojowe tych form różnią się między sobą. W związku z tym łąpy osuwiskowe są modelowane przez kilka procesów czasem jednocześnie.

Z tabeli 1 wynika, że większość form znajdujących się na zboczach i w dnach dolin przemodelowały różne procesy, zachodzące jednocześnie albo kolejno po sobie. I tak w pierwszej fazie powodzi z dna wciosów skrzynkowych został uprzątnięty materiał znajdujący się w dnie oraz formy te zostały pogłębione i poszerzone; w końcowej fazie powodzi w dnach tych został osadzony nowy materiał akumulacyjny. Bywają także formy, które były modelowane przez jeden proces, np.: progi w ko-

rycie skalnym, progi u wylotu dolin zawieszonych i krawędzie teras niskich.

Oprócz zestawienia form modelowanych lub przemodelowanych w czasie ulew i powodzi sporządziłem także zestawienie nowo powstałych form (tab. 2). Wskazuje ono na dużą różnorodność tych form. Występowanie ich na badanym terenie było nierównomierne. Znaczna ilość tych form znajdowała się wszędzie, tylko intensywność ich była różna lub występowały różne rodzaje danej formy, zależne od rzeźby i budowy geologicznej. Do form występujących wszędzie można zaliczyć: drobne osuwiska, zerwy, obrywy, złaziska stokowe, żłobiny, rozdoły zmywowe, nowe koryta rzeczne, progi skalne w korycie, krawędzie erozyjne, stożki torencjalne itp.

Tabela 2

Zestawienie form powstałych w czasie gwałtownych ulew i powodzi

Geneza form	Typy form	Występowanie form na wybranych obszarach
Formy utworzone przez niszczącą działalność czynników denudacyjnych	1. Rumowiska powstałe z rozsypania się pakietów skalno-zwietrzelinowych	I, IV, V, VI
	2. Żleby wycięte w litej skale	I, II — Beskid Mały, IV
	3. Doliny gruzowo-osuwiskowe	I, II, V, VI
	4. Nisze osuwisk skalnych	I, III, IV, V, VI, VII, VIII, IX
	5. Nisze osuwisk skalno-zwietrzelinowych	I, III, IV, V, VI, VII, VIII, IX
	6. Nisze osuwisk ziemnych i zwietrzelinowych	wszędzie, ale najwięcej na terenie II i w Bramie Konia-kowskiej
	7. Nisze osuwisk „dojrzałych od urodzenia” (zagłębienia z brakiem wyraźnej krawędzi)	IV, VIII, IX
	8. Nisze obrywów	I, VI, VII, VIII
	9. Nisze zerw skalno-zwietrzelinowych	wszędzie
	10. Nisze zerw ziemnych	najczęściej na krawędziach teras wyższych
	11. Szczeliny i rozpadliny osuwisk i zerw	I, III, IV, V, VI, VII, VIII, IX
	12. Krawędzie i zbocza rynien osuwiskowych	wszędzie
	13. Drobne osuwiska, zerwy i obrywy	wszędzie
	14. Złaziska stokowe	wszędzie
	15. Żłobiny i rozdoły zmywowe	wszędzie, a najgłębsze rozdoły na terenie I, III, IV, VI, VIII

Tabela 2 c.d.

Geneza form	Typy form	Występowanie form na wybranych obszarach
Formy utworzone przez budującą działalność czynników denudacyjnych	16. Stożki usypiskowe i usypiska gruzowe	IV, VII, IX
	17. Złomiska skalne i stożki obrywowe	I, VI, VII, VIII
	18. Stożki zmywowe i równiny zmywowe	I, III, IV, VI, VIII
	19. Łapy osuwiskowe gliniasto-zwietrzelinowe o powierzchni poszczelinionej i falistej	wszędzie
	20. Łapy osuwiskowe skalno-zwietrzelinowe o materiale wymieszanym, powierzchni popękanej i porożrywanej na mniejsze płyty i bryły	III, V, VII, IX
	21. Łapy osuwiskowo — frontalne — złożone z pakietów skalnych budujących wały i grzędy	I, IV, V, VI, VII
	22. Łapy osuwiskowe zbudowane z rumoszu skalnego	I, IV, V
	23. Łapy osuwiskowe o powierzchni lekko falistej przy osuwiskach „dojrzałych od urodzenia”	IV, VIII, IX
	24. Spłaszczenie schodów osuwisk i zerw	wszędzie
	25. Zagłębienia wewnątrz-osuwiskowe	wszędzie
Formy utworzone przez niszczącą działalność wody płynącej przy współudziale procesów denudacyjnych	26. Koryta rzeczne wycięte w skale	wszędzie
	27. Koryta rzeczne wycięte w materiale akumulacyjnym	wszędzie
	28. Koryta rzeczne wycięte w materiale akumulacyjnym i w litej skale	wszędzie
	29. Progi i szypoty skalne w korycie	wszędzie
	30. Rynny wycięte w wysokich starszych progach skalnych	V, VI, VII
	31. Kotły eworsyjne poniżej progów lub między progami	wszędzie
	32. Erozyjne równiny denne w litej skale	I, V, VI, VII

Tabela 2 c.d.

Geneza form	Typy form	Występowanie form na wybranych obszarach
Formy utworzone przez budującą działalność wody płynącej	33. Erozyjne równiny denne w materiale akumulacyjnym	III, IV, V, VI
	34. Krawędzie erozyjne	wszędzie
	35. Dolinki erozyjne: deprze, wądoły i małe wcioty	I — dno Kotliny Żywieckiej, II, IV, V, VI, VII, IX
	36. Równiny teras kamieńcowych, które powstały w łózysku powodziowym rzeki	I, IV, V, VI, VII, VIII
	37. Faliste równiny teras powodziowych w górnych biegach dolin beskidzkich	III, IV, V, VI
	38. Płaskie równiny akumulacji rumoszowej w górnych biegach dolin beskidzkich	I, III, IV, V, VI
	39. Pagórkowate równiny akumulacji rumoszowej w górnych biegach dolin beskidzkich	I, III, IV, V, VI
	40. Progi i załomy zbudowane z rumoszu skalnego	I, II, III, IV, V, VI, VII, IX
	41. Podłużne wały kamieńcowo-rumoszowe	I, IV, V, VI, VIII
	42. Stożki torencjalne	wszędzie
	43. Równiny stożków kamieńcowych	IV, V, VI, VII, IX — dolina Kamesznicy
	44. Równiny gliniasto-ilaste	I — Kotlina Żywiecka, V, VI, VII, VIII, IX — dno doliny Soły
	45. Równiny piaszczysto-gliniaste	III, IV, V, VI, VII, VIII, IX

Prawie na wszystkich stokach występowały różnego rodzaju osuwiska. Większość tych form znajdowała się jednak na stokach objętych już starszymi osuwiskami oraz w dolnej części zboczy, które podcinała erozja wód powodziowych. Na uwagę zasługują osuwiska „zgrzybiałe od urodzenia” nie mieszczące się w dotychczasowych klasyfikacjach ruchów masowych [2, 24, 43, 56, 117, 118, 130, 133, 144, 146, 169]. Są to osuwiska występujące najczęściej w dolnej części stoków pokrytych grubą pokrywą osadów wietrzelinowych, soliflukcyjnych i proluwialnych oraz występujące na stokach zbudowanych z utworów łupkowych (obszary IV,

VIII, IX). Ten typ osuwisk obserwowałem i kartowałem również poza badanym terenem. W 1960 r. na prawym zboczu Cedronu w Łańcicy koło Lanckorony powstało podobne osuwisko o powierzchni około 5 ha, które zniszczyło kilkanaście domów i zabudowań gospodarskich. Wiosną 1962 r. na lewym zboczu doliny Ostruszanki koło Ciężkowic w podobny sposób osunęły się masy skalno-zwietrzelinowe.

Ściany budynków murowanych ulegają pęknięciom, często rozpadają się całkowicie, natomiast zabudowania drewniane są skręcane i czasem rozrywane na dwie części. We wnętrzu mieszkań i zabudowań gospodarskich podłogi, posadzki i klepiska zostają wypiętrzone, często pod sam sufit. W środku zabudowań powstaje kopa braji ziemno-gliniastej. Lekko falista powierzchnia tego osuwiska i brak wyraźnej niszy osuwiskowej sprawia wrażenie, że osuwisko to powstało bardzo dawno (kilkaset lat temu), ponieważ formy te są podobne do form występujących w obrębie bardzo starych, zablźnionych osuwisk. W związku z powyższym określanie wieku osuwisk na podstawie wyglądu form i stopnia ich przeobrażenia może być często zawodne, ponieważ tworzą się także współcześnie osuwiska „zgrzybiałe od urodzenia”, których wygląd przypomina osuwiska stare. Nasuwa się pytanie, czy modelujące stoki beskidzkie formy osuwisk, które dotychczas uważaliśmy za dojrzałe lub zgrzybiałe, a powstanie ich wiązaliśmy z poprzednimi okresami holocenu, nie są znacznie młodsze? Problem ten jest bardzo ciekawy i zasługuje na opracowanie oddzielne.

Poza formami występującymi z różną intensywnością na całym terenie pewne formy powstawały sporadycznie. Należy do nich zaliczyć żłeby wycięte w litej skale, stożki usypiskowe oraz duże obrywy. Formy te wiążą się z występowaniem stromych, pionowych stoków. Ściany takie znajdują się na stokach najwyższej grupy górskiej — Pilska oraz w obrębie wysokich, pionowych ścian nisz osuwiskowych (obszary I, IV, IX). Poza tym do powstania tych form (z wyłączeniem obrywów) potrzebny jest dłuższy czas [56].

Bardzo ciekawie przedstawia się rozmieszczenie wszystkich form w czasie gwałtownych ulew i powodzi. Znajdujemy tereny o dużym zagęszczeniu tych form zarówno na zboczach, jak i w dnach dolin i tereny, na których nowo powstałych form jest bardzo mało. Poniżej zestawiam główne rejony zaznaczające się odrębnym modelowaniem w czasie gwałtownych ulew i powodzi. Przy omawianiu nawiązałem do regionów fizjograficznych wydzielonych w pierwszej części pracy.

Beskid Śląski (obszar I, IX) został przemodelowany katastrofalnie. Znajduje się tu bardzo duże zagęszczenie nowo powstałych form rozmieszczonych stosunkowo równomiernie na całym terenie. Równomierne rozmieszczenie form jest spowodowane prawie jednolitą budową

geologiczną (warstwy godulskie i istebniańskie). Obszar ten jest pokryty zwartym lasem, który porasta nie tylko wierzchowiny i zbocza, ale także dna dolin. W obrębie lasu znajdują się tylko nieliczne, małe polany. Zwały las, przeważnie świerkowy, nie wpływał hamująco na rozwój form, ponieważ olbrzymia większość osuwisk (około 95%) znajduje się na stokach pokrytych lasem, ale prawdopodobnie przyczynił się on do równomiernego ich rozmieszczenia.

Powierzchnia odmlodzonych i nowych osuwisk wynosi około 3% (90 ha) powierzchni stokowej. Większość świeżych osuwisk znajduje się na zboczach w części przydennej: do ich powstania przyczyniło się podcinanie zboczy przez wody powodziowe. Punktowo odmlodzone zostały także stare osuwiska, które znajdują się na wschodnim krawędziowym stoku założonym na dyslokacji tektonicznej a także w lejach źródłowych, na kontakcie warstw godulskich i istebniańskich. Zwarta powierzchnia osuwiskowa na północno-wschodnim stromym (powyżej 30°) stoku Skrzycznego wynosi około 150 ha. W obrębie tej powierzchni na uwagę zasługuje osuwisko rynnowe (500 m długie), które powstało przez gwałtowne osunięcie się mas skalno-zwietrzelinowych, porośniętych lasem [171]. Osuwiska rynnowe w Beskidzie Śląskim przemodelowały stoki o dużym nachyleniu, często stare nisze osuwiskowe.

Beskid Śląski jest rozcięty przez głębokie doliny o profilach podłużnych niewyrównanych i stromych (25 do 55°), o asymetrycznych zboczach, które powstały wskutek monoklinalnej budowy geologicznej. W związku z powyższym zbocza te były podcinane jednostronnie przez wody powodziowe. Prawe zbocza, które powstały na czołach warstw, zostały podcięte prawie na całej długości. Oprócz erozji bocznej we wszystkich dolinach zaznaczyła się erozja wgłębna (duże spadki), a w lejach źródłowych erozja wsteczna. Bardzo często dna tych dolin zostały podniesione przez akumulację, a na szczególną uwagę zasługuje katastrofalne przemodelowanie dna większych dolin (Leśnej, Żylicy, Bystrej itp.), spowodowane dużą dostawą odpornego, ostrokrawędzistego materiału. U wyłotów dolin bocznych powstały stożki torencjalne.

Beskid Mały (obszar II, IX) ma w zasadzie budowę geologiczną i rzeźbę podobną do Beskidu Śląskiego. Różni się jednak znacznie większym rozczłonkowaniem na mniejsze grupy górskie. Południowo-zachodnią część Beskidu Małego rozcinają doliny krótsze, których zbocza rzadko są rozcięte przez doliny boczne. Południowa część Beskidu Małego, pomimo podobnej rzeźby i budowy geologicznej, została słabo przemodelowana, ponieważ obszar ten w czasie ulew i powodzi znajdował się w cieńcu opadów i prawdopodobnie na stokach nie została przekroczona granica stabilności. Przy wielkich opadach i wysokich stanach wód Beskid Mały

w zasadzie jest modelowany podobnie jak Beskid Śląski. Świadczy o tym znacznie większe modelowanie północno-zachodniej części Beskidu Małego w latach 1958—1960 oraz katastrofalne przemodelowanie południowej części Beskidu Małego (dorzecze Łękawki) 23 V 1963 r. W godzinach popołudniowych tego dnia obszar ten nawiedziła gwałtowna ulewa (oberwanie chmury). Podobne wielkie przemodelowanie tej części Beskidu dokonało się przed 40 laty: 31 VII 1926 r. na stacji wodowskazowej w Kocierzu zanotowano absolutne maksimum. Na uwagę zasługują jeszcze osuwiska odmłodzone w 1960 r. na zboczach przełomowej doliny Soły, które są założone na dyslokacjach tektonicznych.

Beskid Wysoki (obszary III—VI) w przeciwieństwie do Beskidu Śląskiego był modelowany bardzo nierównomiernie w czasie gwałtownych ulew i powodzi. Znajdują się tu obszary o katastrofalnym przemodelowaniu rzeźby oraz obszary o średnim lub małym modelowaniu. To nierównomierne modelowanie rzeźby Beskidu Wysokiego należy wiązać ze zróżnicowaną budową geologiczną i rzeźbą terenu. Beskid Wysoki nie ma też zwartej pokrywy leśnej, osadnictwo i pola uprawne zwłaszcza wzdłuż dolin sięgają bardzo wysoko (do około 800 m n.p.m.); wśród lasów znajdują się liczne polany.

Budowa geologiczna — pozornie jednolita (seria magurska) — ma bardzo zróżnicowaną odporność warstw i serii warstw. Znajdują się tutaj obszary zbudowane z bardziej jednolitych utworów (obszar III i IX — zachodnia część pasma Wielkiej Raczy) oraz obszary o bardzo zróżnicowanym podłożu, często jeszcze strzaskanym podłużnymi i poprzecznymi dyslokacjami (obszary IV, V). Osuwiskami zostały katastrofalnie przemodelowane stoki zbudowane z serii skał o zróżnicowanej odporności (obszar III — prawe zbocze doliny Żabnicy). Olbrzymie osuwiska znajdują się w lejach źródłowych oraz na stokach zbudowanych z warstw podmagurskich [123] lub na kontakcie warstw podmagurskich i magurskich. W południowo-zachodniej części pasma Lipowskiej (obszar IV) około 20% powierzchni stokowej zajmują csuwiska, a w leju źródłowym Żabnicy zajmują około 25% powierzchni. Powierzchnia tych osuwisk została odmłodzona względnie powiększona przez nowe osunięcia mas skalno-zwierzelinowych, a linijnie rozcinały ją dolinki i rynny gruzowo-złaziskowe.

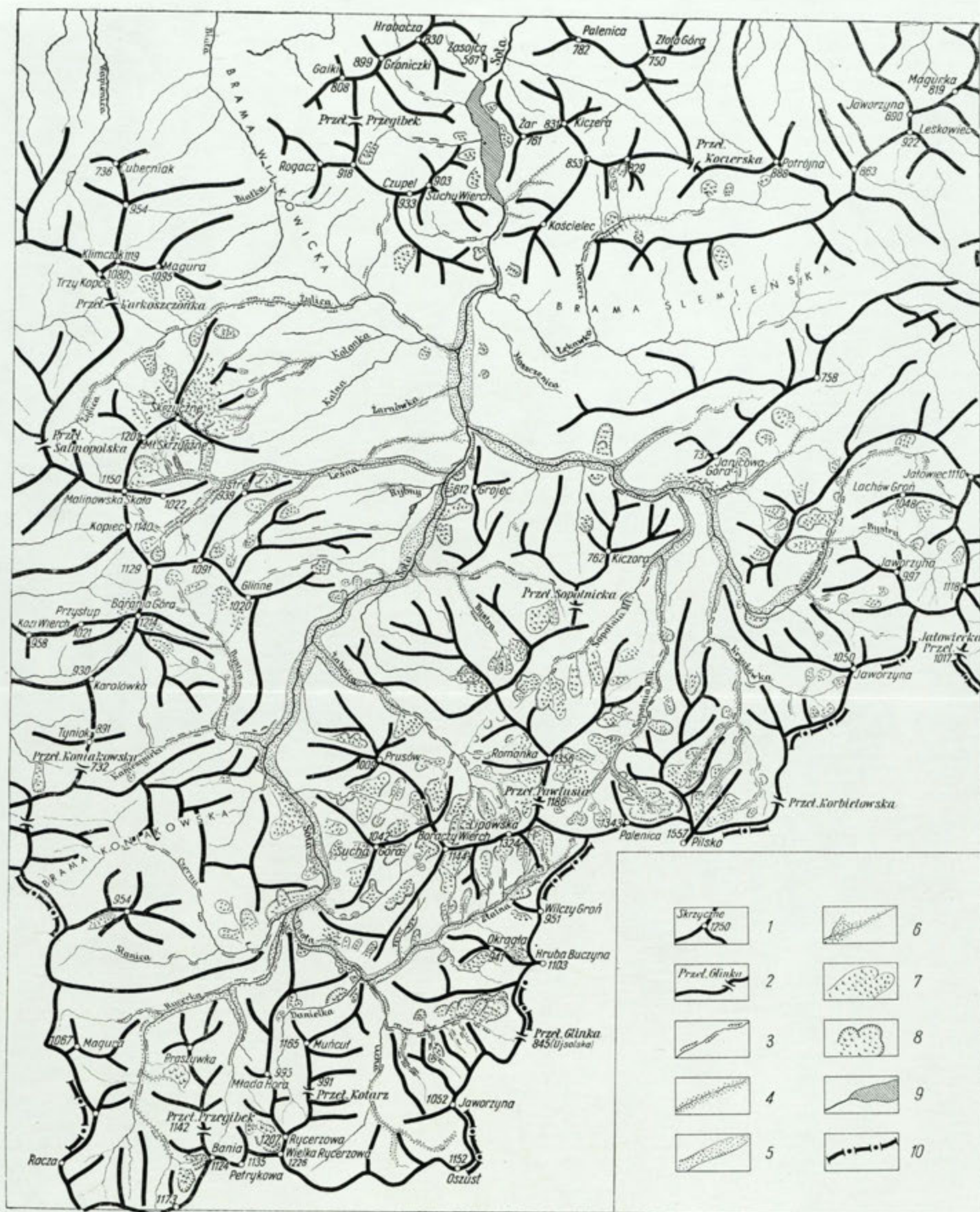
Łączna powierzchnia świeżych osuwisk na południowo-zachodnich stokach pasma Lipowskiej wynosi około 2,8% (140 ha), a w leju źródłowym doliny Żabnicy zajmują one około 2,6% (52 ha) powierzchni stokowej. Osuwiska te występują przeważnie w obrębie starych osuwisk, a nie na zboczach w części przydennej, jak to spotykamy w Beskidzie Śląskim (obszar I). W północnej części Pasma Pilszczańskiego (obszar VI — dorzecze Sopotni) łączna powierzchnia dużych osuwisk zajmuje

około 17% (170 ha) powierzchni stoków, a miejscami dochodzi nawet do 70% (zbocza doliny Cebulowej). Pomimo stosunkowo dużej ilości osuwisk starych obszar ten jest minimalnie przemodelowany przez nowe osunięcia mas skalno-zwietrzelinowych. Łączna powierzchnia nowych osuwisk zajmuje około 0,1% powierzchni stokowej. Tak małe przemodelowanie stoków przez świeże osuwiska należy tłumaczyć bardziej jednolitą budową geologiczną (piaskowce magurskie). Większość starych osuwisk znajduje się w lejach źródłowych w obrębie piaskowca magurskiego. Są to głębokie osuwiska pakietowe bardzo intensywnie rozcięte przez rynnę gruzowo-żłaziskowe.

Beskid Wysoki nie tworzy jednolitego pasma górskiego, rozpada się na kilka grup górskich różnie rozciętych przez doliny, które w zasadzie dopasowały się do odporności podłoża, ale znajdują się w różnym stadium rozwoju. Stoki w poszczególnych grupach górskich mają nie tylko zróżnicowane nachylenie, ale i różny kształt. Doliny rozcinające najwyższe wzniesienia Beskidu Wysokiego, zbudowane z piaskowca magurskiego, zostały erozyjnie pogłębione i cofnięte w górę stoku. Erozja działała najintensywniej na stokach stromych (powyżej 30%), na stokach krawędziowych (obszar V), na stokach wypukłych oraz na stokach wypukło-wklęsłych z krótką powierzchnią podstokową (obszar V). Stoki o profilu podłużnym wklęsłym (obszar III, IV) względnie wypukło-wklęsłym o długiej i mało nachylonej ($1-4^\circ$) powierzchni podstokowej były znacznie mniej rozcinane (obszar III — dolina Sabłówki i Cichej).

Beskid Wysoki jest rozcięty także przez duże doliny (Żłatna, Glinka, Danielka, Żabnica itp.) o profilach podłużnych wyrównanych, o różnym rozcięciu zboczy. Dna dolin, których zbocza są gęsto rozcięte przez doliny boczne, zostały przemodelowane katastrofalnie (obszar IV — dolina Żłatnej, obszar V — doliny Żabnicy, obszar VI — dolina Sopotni Wielkiej). Przyczyny należy szukać w dużej dostawie grubego materiału wyerodowanego w bocznych dolinach. Materiał ten w czasie transportu był narzędziem przy podcinaniu zboczy przez wody powodziowe. Największe poszerzenie dolin stwierdza się w miejscach zbudowanych z utworów mało odpornych (obszar III — doliny Małej Smerekówki i Wielkiej Smerekówki, obszar IV — górny bieg doliny Żłatnej). Dna dolin o podobnych profilach podłużnych, ale o zboczach rzadko rozciętych przez doliny boczne zostały przemodelowane średnio (obszar IV — doliny potoku Miłowskiego i Nickuliny, obszar IX — doliny Małej Rycerki i Wielkiej Rycerki) lub minimalnie (obszar III — dolina Danielki). Modelowanie w obrębie den dolin zależało od wielkości i odporności transportowanego materiału (obszar III — dolina Cichej).

Na zakończenie należy wyraźnie podkreślić, iż rzeźba Beskidu Wysokiego — w przeciwieństwie do Beskidu Śląskiego — była modelowana



Ryc. 12. Układ grzbietów i dolin oraz rozmieszczenie form ruchów masowych na zboczach i żwirowisk w dnach dolin w beskidzkiej części dorzecza Soli

1 — główne grzbiety i ważniejsze szczyty, 2 — przełęcze, 3 — koryta erozyjne pogłębione i wyższe podcięcia, 4 — dna dolin przemodelowane przez akumulację podczas powodzi, 5 — dna dolin katastroficznie przemodelowane przez akumulację podczas powodzi, 6 — nowo powstałe stożki kamieńcowe, 7 — osuwiska o zboczach źle zachowanych lub zachowanych fragmentarycznie, 8 — osuwiska o ścianach i krawędziach dobrze zachowanych, 9 — zbiorniki wodne, 10 — granica państwa

nierównomiernie, zaznaczały się obszary o katastrofalnym (obszary IV—VI), średnim (obszary III, IV, VI, VII, IX) oraz minimalnym (obszary III, VII) przemodelowaniu zboczy i den dolin. Duży wpływ miała zróżnicowana budowa geologiczna i rzeźba terenu.

W Beskidzie Średnim podobnie jak w Beskidzie Wysokim rzeźba w zasadzie dopasowała się do odporności podłoża, ale wysokości względne i bezwzględne (poniżej 900 m) oraz nachylenia stoków (nie przekraczają 35°) są tu znacznie mniejsze. W związku z wysokością mniejsze jest tutaj nasilenie gwałtownych ulew. Beskid Średni otulony jest grubymi pokrywami zwietrzelinowymi o charakterze gliniastym, a zbocza są modelowane przez liczne i wielkie osuwiska. W Beskidzie Średnim zbocza zostały bardzo intensywnie modelowane przez świeże osuwiska, które powstały w obrębie starych osuwisk oraz na zboczach wciosowych dolin rozcinających grube pokrywy zwietrzelinowe. Osuwiska te łącznie zajmują około 4% (75 ha) powierzchni stoków (obszar VII), co stanowi największy procent na badanym terenie. Całe stoki Beskidu Średniego o mniejszym nachyleniu (nie przekraczającym 20°) są uprawiane. Zostały one mocno przemodelowane przez spłukiwanie i zmywanie (obszar VIII).

Doliny wciosowe rozcinające stoki w przeciwieństwie do Beskidu Śląskiego i Beskidu Wysokiego minimalnie zostały przemodelowane przez erozję, transport i akumulację. Wiązać to należy z mniejszymi spadkami i bardziej wyrównanymi profilami podłużnymi. Są one także w większości wcięte w pokrywy zwietrzelinowe dostarczające przy rozcinaniu drobnego materiału, który w transporcie ma znikome znaczenie. Na zakończenie należy podkreślić, że stoki Beskidu Średniego w przeciwieństwie do den dolin zostały bardzo intensywnie przemodelowane przez osuwanie się mas skalno-zwietrzelinowych i przez zmywanie.

Rozległe bramy (obszar II, IX) oddzielające poszczególne części Beskidów mają szerokie, płaskie wierzchowiny oraz łagodne zbocza zajęte pod uprawę i rozcięte dolinami o charakterze wądołów, parowów i wąwozów. Zbocza tych dolin były modelowane przez małe, ale liczne osuwiska tworzące się w obrębie zwietrzeliny. Erozja wgłębna i boczna w dnach tych dolin zaznaczyła się tylko lokalnie.

Kotliny i dna większych dolin są ostatnim regionem, który wyraźnie odróżnia się formą modelowania w czasie powodzi (obszar I, III, VI — IX). Przemodelowane zostały tu całkowicie łożyska, terasy łęgowe, a częściowo terasy rędzinne (denne) w zasięgu wysokiej fali powodziowej. Wśród działających procesów przeważała akumulacja i erozja boczna, która podcinała naprzemianległe zbocza. Procesy te należy wiązać z małymi spadkami, poniżej 10%.

ROLA PROCESÓW MORFOGENETYCZNYCH ZWIĄZANYCH Z ULEWAMI I POWODZIAMI W MODELOWANIU RZEŻBY

W rozdziale tym zajmę się holocenскими procesami morfogenetycznymi w czasie długotrwałych deszczów zakończonych gwałtownymi ulewami i powodziami oraz ich rolą w modelowaniu rzeźby.

Modelowanie wierzchowin

Wierzchowiny na badanym terenie są otulone pokrywami zwietrzelinowymi, których różna miąższość zależy od budowy geologicznej i szerokości spłaszczenia wierzchowinowego. Prócz spłaszczeń wierzchowinowych prawie idealnie równych, nie przekraczających 1° nachylenia, znajdują się tu fragmenty spłaszczeń o nachyleniu dochodzącym do 4° .

Modelowanie w obrębie wierzchowin, polegało na usuwaniu pokrywy zwietrzelinowej na wierzchowinach o nachyleniu przekraczającym 3° . Kopulaste i kopiaste wierzchołki nie pokryte lasem były modelowane przez zmywanie (obszar I, II, VIII, IX), a głębokość żłobin nie przekraczała 0,2 m. Najwięcej zwietrzeliny usuwały wody spływające wciostami dróg, które rozcinają spłaszczenia wierzchowinowe. Poza zmywaniem na polanach, w partiach szczytowych na krawędzi wierzchowiny i stoków zachodziło pełnięcie zwietrzeliny pokrytej darnią. Rezultatem tego na polankach były bezodpływowe, podmokłe zagłębienia i bajorka (hale: Radziechowska, Barania, Jaškowa, Raczy, Łyśniowska i Majerkowa). W latach międzypowodziowych podmokłe zagłębienia i bajorka wysychały.

Powyżej stoków o charakterze krawędziowym [130] spłaszczenia wierzchowinowe zmniejszały się, bowiem powstawały szczeliny i rozpadliny powyżej krawędzi oddzielających wierzchowinę od stoków (obszar I, V, VI, VII, IX). Stoki te w górnej części są zwykle starymi niszami osuwiskowymi albo obrywowymi [1, 2, 130, 169, 170, 171]. Pionowa ściana niszy lub obrywu stopniowo cofa się w górę, zmniejszając spłaszczenie wierzchowinowe. Jednocześnie wysokość ściany maleje kosztem powiększania się stoku pokrytego rumoszem skalnym (Haldenhang — Pencka albo wypukły stok dojrzały — Lehman na).

Płaskie wierzchowiny, o nachyleniu nie przekraczającym 3° , pokryte darnią względnie porośnięte lasem nie były obnażone ze zwietrzeliny. W konkluzji należy stwierdzić, że płaska wierzchowina pokryta lasem we współczesnym klimacie ma kolosalne znaczenie konserwujące — powierzchnia jej nie obniża się, lecz tylko się kurczy kosztem rozwoju stoków osuwiskowych.

Modelowanie stoków

Gwałtowne i katastrofalne opady powodują intensywne ożywienie procesów, które modelują stoki [19, 25, 30, 45, 57, 102, 109, 110, 130].

Do procesów tych należą różnego rodzaju ruchy masowe, zmywy, sufozja epizodyczna oraz rozcinanie i podcinanie zboczy.

Odpadanie i obrywanie

Odpadanie materiału zachodziło na ścianach przeważnie w obrębie nisz csuwiskowych, na pionowych, erozyjnych podcięciach oraz na ścianach kamieniołomów. Gwałtowne opady przyspieszają natężenie odpadania [31, 45, 56]; podczas ich trwania częstotliwość odpadania bloków z urwistych ścian była większa niż w okresie poprzedzającym opady. Wiązać to należy z dużą chłonnością wody przez skały, a tym samym z rozluźnianiem ich spoiwości. W następstwie odpadania na ścianach powstają żleby, u ich podnóży — stożki usypiskowe. Gwałtowne opady przyczyniły się do pogłębienia żlebów przez korazję spadających bloków i do powiększania się stożków usypiskowych.

Obrywy najczęściej występowały na stokach w części przydennej, w obrębie wysokich pionowych podcięć. Przeważnie były to obrywy małe, wysokość ich nie przekraczała 40 m. Materiał oberwany najczęściej był rozmyty przez wody powodziowe (na wszystkich obszarach). Obrywy te zachodziły na stokach zbudowanych z piaskowców gruboławicowych o pionowym upadzie warstw (obryw w Jeleśni — obszar VII) i na stokach zbudowanych z warstw o poziomym względnie o przeciwnym upadzie w stosunku do nachylenia stoków. W takim układzie warstw przy podcinaniu przez erozję boczną wytwarzały się przewieszki, które się obrywały (obszary I, III—VI, VIII). Podobne obrywy modelowały także pionowe ściany dużych nisz osuwiskowych. Najczęściej wywołane one były erozyjnym rozcinaniem tych ścian. Największy obryw na badanym terenie powstał na stokach pod Malinowską Skałą (obszar I) w obrębie starej ściany niszy osuwiskowej. Podobne, ale nieco mniejsze obrywy powstały także na stokach Buczynki (obszar VI) i na stokach Lasku (obszar VIII).

Osuwanie i osiadanie

Na stokach beskidzkich spośród ruchów masowych najintensywniej wystąpiło osuwanie. Proces ten obejmował nie tylko skały luźne i pokrywę zwietrzelinową, ale także skały zwięzłe. Stoki były modelowane jednocześnie przez osuwanie i osiadanie, tak że trudno te dwa procesy omawiać oddzielnie. Osiadanie występowało w obrębie nisz i na krawędziach rynien osuwiskowych. Olbrzymich zerw skalnych powstałych współcześnie na stokach nie obserwowałem, natomiast drobne zerwy ziemne i zwietrzelinowe najczęściej znajdowały się w obrębie zboczy

młodych, holocenijskich dolin (wszystkie obszary) oraz na pionowych ścianach podcięć erozyjnych (obszary I, III, IV, VII). W związku z tym, że większość świeżych form powstała w obrębie osuwisk starszych, zwróć uwagę na dalsze przekształcanie i rozwój różnych typów osuwisk.

Najczęściej osuwiska występowały na zboczach w części przydennej i były związane z podcinaniem zboczy przez wody powodziowe. Wskutek podcinania zachwiana została równowaga na zboczach i nastąpiło osuwanie lub osiadanie mas skalno-zwietrzelinowych. Na zboczach w miejscach podcięć erozyjnych znajdują się zwykle stare osuwiska, które uległy odmłodzeniu najczęściej w dolnej części. Podcięcie łapy osuwiskowej było powodem ożywienia ruchów w dolnej części osuwiska. Osunięty materiał był odprowadzany przez bystre wody powodziowe, a tylko mniejsze potoki zostały chwilowo zatamowane (obszar I, III).

Oprócz osuwisk starych, które zostały odmłodzone, powstały nowe osuwiska, powiększające powierzchnię zboczy osuwiskowych w części przydennej (obszary I, III, VI, VII, IX). Osuwiska znajdujące się na zboczach składają się z kilku różnowiekowych osunięć, których szerokość dochodzi do kilku kilometrów. Osuwiska te, ze względu na przyczyny powstania i położenie, należy zaliczyć do osuwisk zboczowych [56], natomiast na podstawie kształtu powierzchni (duża szerokość osuwiska, często większa od długości) zaliczam je do osuwisk frontalnych. Osuwiska zboczowo-frontalne powstawały przeważnie w litej skale i dlatego są one także osuwiskami skalnymi lub skalno-zwietrzelinowymi. Głębokość ich i rozprzestrzenienie zależą także od upadu skał. Największe rozprzestrzenienie osiągają osuwiska konsekwentno-strukturalne, powstałe na warstwach o upadzie zgodnym z nachyleniem zboczy. Przy wysokich podcięciach erozyjnych zboczy mogą one nawet powstawać w skałach, których upad jest większy od nachylenia zboczy. Maksymalny upad może dochodzić do 54° , ale jednocześnie muszą to być ławice piaskowców o dużej miąższości, przekładane cienkimi warstwami łupków. Jeżeli miąższość warstw łupkowych jest duża, to przy takim samym i większym upadzie powstawały zerwy (obszar VII — północne zbocze kotliny Jeleśni).

W Beskidach największe rozprzestrzenienie mają osuwiska w lejach źródłowych. Najlepiej zachowane są nisze tych osuwisk, natomiast łapy szybko ulegają zniszczeniu wskutek erozji źródlanej cofających się potoków. Osuwiska te w czasie gwałtownych ulew były modelowane przez wtórne osunięcia. Powierzchnie tych osuwisk ulegały także powiększaniu najczęściej przez dalszy ich rozwój w górę stoków. W lejach źródło-

wych rozwiniętych amfiteatralnie, które powstały na skałach mniej odpornych i podatnych na osuwanie, powierzchnie osuwisk ulegały poszerzaniu przez powstawanie nowych osuwisk zbieżnych (lej doliny Żabnicy — obszar V i lej doliny Cebulowej — obszar VI). Łąpy osuwiskowe zbudowane z rozkruszonego materiału skalnego są najbardziej podatne na niszczenie. Zbocza nisz osuwiskowych najdłużej zachowują wyraźne formy.

Osuwiska w lejach źródłowych bywały często odmłodzone przez większe osunięcie się stoków leżących powyżej tych osuwisk (obszar III, IV, V, VII). Łąpy świeżych osuwisk najczęściej zatrzymywały się w dnach starych nisz osuwiskowych. W związku ze stopniowym rozwojem osuwisk w lejach źródłowych powstaje schodowy profil. Spłaszczenia schodów są zbudowane z pakietów i złomisk skalnych ograniczonych zboczami nisz znajdujących się w różnym stadium rozwoju. Stopniowy rozwój osuwisk w górę powoduje powstanie zagłębień na stokach, które w początkowej fazie w dalszym ciągu są modelowane przez nowe ruchy masowe, a od dołu rozcinane przez doliny. W ten sposób osuwiska przesuwają się w górę stoków, a na ich miejscu powstają doliny. Większość dolin rozcinających stoki beskidzkie powstała na „bliznach” po starych, dużych osuwiskach.

Osuwiska stokowo-zboczowe zajmują znacznie mniejsze przestrzenie niż osuwiska w lejach źródłowych. Są to jednak osuwiska duże, zaczynające się w górnych częściach stoków, a łąpy ich sięgają aż do den dolin [171]. Najliczniej występują one w warstwach podmagurskich, hieroglifowych, belowskich, ciężkowickich z serii magurskich, inoceramowych i łupków pstrych. Osuwiska powstałe w tych warstwach są stosunkowo płytkie, ale odznaczają się dużą ruchliwością powierzchni osuwiskowej. W czasie gwałtownych ulew modelowanie większości tych osuwisk było fragmentaryczne przez wtórne osuwanie, albo przez osiadanie mas osuwiskowych. Powierzchnia tych osuwisk została także poszerzona przez nowe osunięcia na stokach nie objętych jeszcze ruchami masowymi, a bezpośrednio przylegających do tych osuwisk. Osunięcia takie powstały w 1959 r. (obszary IV, V, VII).

Duża zawartość skał łupkowych wpłynęła na wymieszanie i rozkruszanie się materiału, który podczas ruchu często przybiera postać brai gliniastej. Osuwisko na stokach Ochodzitej zostało odmłodzone na całej powierzchni [171], a ruch osuwających się mas był płynny i zaczął się od góry, obejmując ku dołowi coraz większy obszar. Środkiem osuwiska ruch był najszybszy i masa osuwiskowa została przesunięta najdalej, natomiast bliżej krawędzi ruch był wolniejszy.

Osuwiska stokowo-zboczowe w piaszczakach magurskich lub godulskich są głębsze, a rozwój ich posuwa się wstecz, w górę stoków (obszar

I, V—VII, IX). Dużą głębokość tych osuwisk można wiązać z grubymi ławicami piaskowców, które w czasie ruchu często ulegają rozkruszeniu i wymieszaniu; łapy osuwiskowe są zbudowane z gruzu skalnego, który wyglądem przypomina rumowisko skalne. Materiał osuwający się nie zostaje wymieszany z masą roztartych łupków, ponieważ cienkie ławice łupków przy upadzie warstw zgodnym z nachyleniem stoków służą tylko jako warstwa poślizgu.

Powierzchnie tych osuwisk nie były modelowane przez wtórne osuwanie, ponieważ w czasie gwałtownych ulew łatwo przepuszczają wodę, która wypływa w dolnej części w postaci okresowych obfitych źródeł. Przyczyną tak małego modelowania jest mała chłonność wody przez masy osuwiskowe i stosunkowo łatwy podziemny spływ. Powierzchnie tych osuwisk są rozcinane lateralnie przez potoki, a rozwój ich postępuje w górę stoków przez odmładzanie niszy osuwiskowej (osuwisko poniżej wylotu doliny Uszczawnej — obszar VI, osuwisko na zboczach doliny Podówki — obszar VII). Do osuwisk stokowo-zboczowych zaliczam także osuwiska „zgrzybiałe od urodzenia”.

Osuwiska stokowe znajdują się w górnej części stoków krawędziowych, na których wychodzą czoła warstw. Do wyjątku należy zaliczyć osuwiska w górnej części stoków o nachyleniu zgodnym z upadem warstw. Na stokach tych osuwiska rozwijają się od dołu, przesuwając się stopniowo w górę stoku. Stoki krawędziowe przechodzą wyraźnym załomem we fragmenty spłaszczeń wierzchowinowych [1, 2, 130, 169, 171], a strome ściany poniżej załomu są zwykle niszami osuwisk, zerw i obrywów. Morfologia osuwisk na stokach krawędziowych wyraźnie się różni od pozostałych osuwisk. Osuwiska te składają się z szeregu wałów i skib podłużnych oddzielonych wyraźnymi rozpadlinami [2, 24, 169, 170, 171]. Wały te są zbudowane z pakietów skalnych intensywnie spękanych, natomiast rozpadliny między wałami są najczęściej wypełnione gruzem skalnym (obszary I, III, V, IX, [2, 24, 169, 170]). Przesuwające się po stoku pakiety skalne ulegają rozluźnieniu; niżej leżące wały są bardziej spękane i rozsypują się, wytwarzając na stoku poprzeczne wały gruzowe. Czasem kilka wałów ulega połączeniu i na stoku powstają spłaszczenia w postaci schodów zbudowanych z gruzu skalnego (stoki Skrzycznego — obszar I). Są to osuwiska zwarte — pakietowe, które podczas ruchu mas skalnych zachowują wewnętrzną strukturę, a tylko najniższe pakiety skalne w końcowym stadium rozsypują się na gruz skalny [2, 24, 169, 170]. W stosunku do budowy geologicznej są to osuwiska insekwentne [56], rozwijające się na płaszczyznach prostopadłych do płaszczyzn strukturalnych.

Osuwiska pakietowe rozwijają się w górę stoku, zmniejszając spłaszczenia wierzchowinowe. Osuwiska tego typu są głębokie, a miąższość

osuwających się mas skalnych często przekracza 60 m. Osuwiska pakietowe bardzo rzadko są odmładzane, ponieważ spękanе pakiety skalne i rozpadliny ułatwiają podziemny spływ wody, a nie mają wyraźnej powierzchni poślizgu. Pakiety skalne przesuwają się po powierzchni stoku, na którym wychodzą czoła warstw. W czasie gwałtownych ulew osuwały się te pakiety, których szczeliny i rozpadliny zostały dostatecznie zamułone materiałem ilastym.

W dolnej części osuwisk pakietowych zbocze jest pokryte rumowiskiem skalnym, które powstało wskutek rozsypywania się najniżej osuniętych wałów. Rumowiska te bardzo wolno pełzną w dół stoku, a w czasie gwałtownych ulew szybko powstają osunięcia, tworząc długie rynnowe osuwiska [171]. W przypadku intensywnej erozji wstecznej stoki krawędziowe cofają się wytwarzając półkolisty kształt; powstają wówczas wielkie amfiteatralne leje źródłowe (dolina Żabnicy — obszar V i dolina Cebulowej — obszar VI). Erozę ułatwiają często wychodnie mniej odpornych utworów, w środkowej części stoku. W takich przypadkach osuwiska pakietowe szybko i głęboko rozcinane są przez eroję wsteczną (obszar V, VI), w przeciwieństwie do stoków zbudowanych z jednakowo odpornych utworów skalnych (północno-wschodnie stoki Skrzycznego — obszar I i północno-zachodnie stoki Baraniej Góry [170].

Osuwisko w Międzybrodziu Kobiernickim (obszar IX) w górnej części jest zbudowane z pakietów skalnych, natomiast w środkowej i dolnej części bloki skalne są wymieszane z gliną oraz z masą roztartych łupków. Jest to osuwisko złożone, pakietowo-płynne, które w czasie gwałtownych opadów w 1960 r. tylko w środkowej i dolnej części zostało odmłodzone, natomiast pakiety skalne nie uległy przemieszczeniu.

Ciekawie przedstawia się stosunek osuwisk do budowy geologicznej, która nie tylko sprzyja powstawaniu pewnych typów osuwisk, ale także powoduje nierównomierne ich rozmieszczenie. W Beskidzie Śląskim (obszar I, IX) bardzo często osuwiska występują na kontakcie warstw godulskich i istebniańskich oraz w warstwach godulskich na stokach o charakterze krawędziowym. Większość osuwisk w obrębie tych warstw należy zaliczyć do osuwisk pakietowych lub rumoszowych. Grube ławice piaskowców w czasie osuwania się mas skalnych nie zostają wymieszane z masą roztartych łupków. Osuwiska te rozwijają się w górę stoków przez cofanie się ścian niszy osuwiskowej.

W Beskidzie Wysokim i w Beskidzie Średnim — w obrębie nasunięcia magurskiego — największe zagęszczenie osuwisk znajduje się na warstwach podmagurskich, hieroglifowych, beloweskich, pasierbieckich, ciężkowickich z serii magurskiej, inoceramowych i łupków pstrych. Osuwiska bardzo często występują na kontaktach tych warstw względnie na kontaktach piaskowców magurskich i warstw podmagurskich. Wymienione

warstwy zawierają bardzo liczne wkładki nieprzepuszczalnych i nasiąkłych skał ilastych. Na warstwach tych z reguły powstają osuwiska płynne (materiał gruzowy jest wymieszany z masą roztartych łupków i zwietrzeliną), których powierzchnia jest często odmładzana i poszerzana przez nowe osunięcia. Załomy i krawędzie tych osuwisk szybko ulegają łagodzeniu i zacieraniu. Ruch mas osuwiskowych jest powolny, czasem trwa kilkanaście dni.

Należy podkreślić, że przebieg dyslokacji tektonicznych wpływa bezpośrednio i pośrednio na rozmieszczenie osuwisk. Bezpośredni wpływ zaznacza się na osuwiskach w przełomowej dolinie Soły przez Beskid Mały. Nisze tych osuwisk powstały na płaszczyznach dyslokacji tektonicznych, a masy osuwiskowe odznaczają się ruchliwością. Pośredni wpływ tektoniki zaznacza się przez powstanie na dyslokacjach tektonicznych stoków krawędziowych (obszar I), które w górnej części są modelowane przez duże osuwiska stokowe.

Na powstanie osuwisk wpływa także nachylenie stoków, a zwłaszcza stosunek nachylenia do upadu warstw. Ogólnie można stwierdzić, że osuwiska rozwijają się na stokach stromych o nachyleniu ponad 15° . W czasie ulew i powodzi nagle powiększanie się stromości stoków przez podcinanie i rozcinanie jest bardzo często warunkiem osunięcia się mas skalnych, zwłaszcza na stokach, których nachylenie jest zgodne z upadem warstw. Na stokach krawędziowych duże nachylenie (powyżej 35°) sprzyja rozwojowi bardzo licznych osuwisk stokowych, pomimo przeciwnego upadu warstw w stosunku do nachylenia stoków. W górnej części stoków o nachyleniu zgodnym z upadem warstw nie rozwijają się osuwiska stokowe, poza lejami źródłowymi, gdzie stromość stoków jest znacznie większa, spowodowana rozcinaniem tych stoków. Na stromych stokach (powyżej 35°) i w obrębie starych nisz osuwiskowych pokrytych rumowiskiem skalnym powstają gwałtowne osuwiska o charakterze rynnowym (obszar I, V). Osuwiska są rozmieszczone na stokach różnie eksponowanych, tak że nie dostrzegłem wyraźnego wpływu ekspozycji.

Olbrzymia większość starych osuwisk (około 95%) znajduje się na stokach zalesionych. Nowe osunięcia mas skalno-zwietrzelinowych w większości zachodziły na stokach porośniętych lasem. Często nawet nowo powstałe osuwiska obejmowały swym zasięgiem jednocześnie część stoku zalesionego i część stoku pokrytego darnią lub uprawianego (wszystkie obszary). Wskazywałoby to, że stoki zalesione, zwłaszcza strome (powyżej 20°), nie wpływają na zahamowanie procesów osuwiskowych. Czasem przeciwnie — osuwający się namoknięty las jest dodatkowym obciążeniem, które wpływa na większą ruchliwość mas osuwiskowych, np. ścięcie lasu na osuwisku pod Ochodzitą zahamowało powolny ruch mas osuwiskowych. Na stokach o nachyleniu poniżej 35° wolno osuwające się

masy skalne nie wpływają na całkowite zniszczenie lasu. Większość drzew nie wywraca się i nadal rośnie na osuwisku. Jeżeli szczelina między osuwającą się masą skalną a masą pozostającą w równowadze na stoku przypadnie na środek strzały drzewa, wówczas korzeń oraz strzała ulegają podłużnemu pęknięciu i rozdarciu na połowę. Fakt ten świadczy o sile osuwających się mas skalno-zwietrzelinowych, na którą drzewa rosnące na stoku nie wpływają hamująco. Na stokach o nachyleniu powyżej 35° ruch mas skalnych jest szybki, czasem gwałtowny i wtedy las zostaje całkowicie zniszczony. Drzewa są powalone, połamane, wyrwane z korzeniami i przemieszane z materiałem osuwiskowym.

Stoki modelowane przez osuwiska mają różne kształty, które zależą od rodzaju osuwisk i ich rozmieszczenia na stokach oraz od późniejszych, różnorodnych procesów przekształcających osuwiska. Wydaje mi się, że przewaga pewnych procesów: erozji, spelzwywania i dalszego osuwania ma duży wpływ na kształt stoków. L. Starkel [130] wydzieliła stoki typu osuwiskowego, który w końcowym stadium ma profil wklęsły. Zagadnienie to jest bardzo ciekawe i wymaga dalszych studiów, ponieważ bardzo często oprócz podstawowych typów modelowania stoków beskidzkich wyróżnionych przez L. Starkla [130] istnieją typy pośrednie, których częstotliwość występowania wydaje się być większa. Na podstawie moich badań mogłem stwierdzić, że bardzo często w Beskidach występują stoki erozyjno-osuwiskowe.

Najczęściej odmładzane i powiększane są osuwiska zboczowe, w związku z podcinaniem zboczy przez wody powodziowe. Odmładzanie osuwisk zależy od rzeźby i struktury osuniętej masy skał, dlatego ważna jest klasyfikacja osuwisk oparta na następującym kryterium: na mechanice przemieszczania się mas skalno-zwietrzelinowych, a przede wszystkim na stopniu rozkruszania, rozdrabniania, wymieszania i plastyczności osuwającego się materiału. Przyjmując to kryterium wyróżniam:

1) Osuwiska pakietowe albo zwarte⁶, w których osuwające się masy skalne zachowują swoją wewnętrzną strukturę, a tylko poszczególne pakiety skalne zmieniają upad skał. Najniżej przesunięte pakiety w stadium końcowym rozsypują się na rumosz skalny.

2) Osuwiska rumoszowe albo detrytyczne, w których osuwające się masy skalne ulegają rozkruszeniu oraz rozdrobnieniu na poszczególne okruchy i bloki; podczas ruchu zostają one wymieszane, a wygląd ich przypomina rumowisko skalne.

3) Osuwiska płynne albo spływowe, których masy skalne przepojone wodą łatwo ulegają rozkruszeniu i wymieszaniu z masą łupkowo-zwietrzelinową. Masa ta w czasie osuwania się przybiera postać brai gliniastej, zachowując się w ruchu podobnie jak płynna masa.

⁶ Ten typ osuwisk J. Flis [24] i T. Ziętara [169, 170] nazywają zsuwami.

Poza tymi podstawowymi typami występują osuwiska złożone, np. pakietowo-rumoszowe, pakietowo-płynne, rumoszowo-płynne albo pakietowo-rumoszowo-płynne.

Często osuwiska pakietowe (według J. Flisa zsuwy [24]) są formą wyjściową dla osuwisk rumoszowych lub płynnych, niemniej są również stoki od początku modelowane przez osuwiska rumoszowe albo płynne.

Częstotliwość odmładzania i dalszego przekształcania poszczególnych typów osuwisk jest różna. Najczęściej odmładzane są osuwiska płynne, dzięki dużej nasiąkliwości a małej przepuszczalności mas osuwiskowych. Są to osuwiska najbardziej ruchliwe, których powierzchnia często jest w całości odmładzana. Osuwiska pakietowe są najmniej ruchliwe, ponieważ spękane pakiety skalne i rozpadliny ułatwiają podziemny spływ wody. Odmładzanie tych osuwisk odbywa się punktowo, tzn., że przesuwane są tylko nieliczne pakiety o szczelinach wypełnionych materiałem ilastym, który może stanowić dobrą warstwę poślizgu. Osuwiska rumoszowe są rzadziej odmładzane od osuwisk płynnych, a częściej od osuwisk pakietowych. Odmładzanie to następuje wówczas, gdy bloki i okruchy są otulone drobną masą ilasto-gliniastą.

Spelzywanie

Większość stoków beskidzkich otulają grube pokrywy zwietrzeli nowe, które wolno pełzną w dół stoków [130]. Proces ten trwa przez cały rok, ale w okresach roztopów i letnich ulew jest znacznie intensywniejszy [25, 27, 45, 130]. Spelzywanie jest procesem bardzo powolnym i wizualnie jego szybkość trudno uchwycić. Poza sporadycznymi obserwacjami dokładnych pomiarów nie wykonałem i dlatego nie mogę wnosić o jego szybkości w czasie ulew poprzedzonych długotrwałymi opadami.

Linijne spływanie rumowiska

Dużą część stoków beskidzkich przykrywają pokrywy o charakterze rumowiskowo-rumoszowym, które powstały w wyniku wietrzenia [36, 51] i modelowania stoków przez odpadanie, obrywanie i osuwanie [169, 170, 171]. Podłużne zagłębienia w formie niecek są w czasie powodzi zbiornikami wody, która spływając w dół ułatwia poślizg bloków skalnych otulonych materiałem gliniasto-ilastym. Obniżenia nieckowate zamieniały się na strumienie gruzowe, które przez korazję pogłębiały dno dolin nieckowatych. W ten sposób w Beskidach powstają doliny gruzowo-żłaziskowe rozcinające powierzchnię osuwisk rumoszowych (obszar V, VI). Doliny te w dalszym rozwoju mogą być przekształcone w doliny wciosowe.

Zmywy i sufozja epizodyczna

W czasie gwałtownych ulew stoki beskidzkie są modelowane przez zmywy i spłukiwanie [110, 130]. Procesy te przede wszystkim modelują stoki uprawne, nie pokryte roślinnością (obszar II, III, IV, VIII, IX) i w dotychczasowej literaturze zostały one dość dokładnie opracowane [23, 25, 59, 102, 109, 110]. Zmywy zachodzą także na stokach pokrytych roślinnością, dlatego tym zagadnieniem zajmę się nieco dokładniej. Stoki porośnięte rzadkim, wysokim lasem świerkowym o ubogim podszyciu były bardzo intensywnie modelowane przez zmywy na wszystkich obszarach. Na stokach tych wody zmywane zdzierały ściółkę leśną, a stoki o nachyleniu powyżej 12° zostały rozcięte przez żłobiny. Na stokach o nachyleniu 32° , a zwłaszcza w ich dolnej części, powstały rozdoły, których głębokość dochodziła do 1,5 m. Żłobiny i rozdoły bardzo często zbiegały się w kierunku nieckowatych obniżzeń albo kończyły się na wciosach drogowych, biegnących wzdłuż poziomic po zboczach. Zmyta zwietrzelina odprowadzana jest do dolin i wciosów drogowych, osadzana na spłaszczeniach, w obrębie stoków i u podnóży stoków w postaci stożków proluwialnych (obszar III). Stożki zmywowe są zbudowane z gliny i bloków skalnych dochodzących nawet do 0,2 m średnicy. Stoki kształtowane przez spłukiwanie i zmywy według H. Bauliga [7] mają profil wklęsły, kształtem podobny do krzywej erozyjnej. Można to odnieść do stoków nie pokrytych lasem, a najlepszym przykładem są wklęsłe stoki Prusowa i Ostrego Wierchu (obszar IV), które intensywnie były modelowane przez zmywy. Stoki modelowane przez zmywy a porośnięte lasem nie zawsze mają profil wklęsły. Stoki o większym nachyleniu były intensywniej modelowane.

Duża część stoków jest pokryta przepuszczalnymi pokrywami rumowiskowymi, z których wynoszony był drobny materiał zwietrzelinowy. O wielkości zmywania w czasie gwałtownych ulew świadczą stożki zmywowe u podnóży zboczy (obszar III). W okresie wiosny nie obserwowałem powstawania stożków proluwialnych. Procesy wymywania drobnego materiału z rumowisk skalnych były już obserwowane [34, 51, 130, 169, 170], a L. Starkel [130] wyróżnia nawet typ modelowania zmywowo-sufozyjnego, który powoduje powstawanie stoków wypukło-wklęsłych. Stoki pokryte pokrywami rumowiskowymi często były modelowane przez spełzanie i linijne rozcinanie.

Na stokach pokrytych lasami jodłowo-bukowymi zmywów nie obserwowałem. Lasy te są naturalnym zespołem roślinnym i stwierdza się tam konkurencję między drzewami i bujnym podszyciem. Lasy świerkowe są sztucznie kultywowane przez człowieka i dlatego zmywy zachodzące na tych stokach możemy uznać jako procesy synantropogeniczne. Stoki porośnięte świerkiem mają małą zdolność retencyjną, ponieważ

świerk z płaskim systemem korzeniowym [132, 138] nie drenuje głębszych warstw gleby.

Badania K u l i g a i M a r a s z a [59] wykazały, że najlepsze warunki wsiąkania wody w glebę są w zwartym drzewostanie bukowo-świerkowym, natomiast 10-krotnie gorsze są w zwartym drzewostanie świerkowym. Wydaje mi się, że teza ta jest słuszna, bowiem wszystkie stoki porośnięte lasem świerkowym objęte były przez zmywy w większym lub mniejszym stopniu. Z moich badań wynika, że lasy bukowo-jodłowe, zwłaszcza o różnowiekowym drzewostanie, mają największą zdolność retencyjną.

Rozcinanie i podcinanie zboczy

Intensywna erozja wgłębna bardzo wyraźnie zaznaczyła się w lejach źródłowych, na osuwiskach pakietowych, na zboczach starych nisz osuwiskowych i obrywowych oraz na zboczach wciosowych dolin. Z reguły prawie wszystkie leje źródłowe zostały cofnięte wstecz kilka do kilkadziesiąt metrów. Maksymalne rozcięcie, jakie zaobserwowałem, sięgnęło do 80 m (obszar I). Przyczyną intensywnej erozji źródlanej był gwałtowny spływ wody; im większe było nachylenie w obrębie lejów źródłowych, tym szybciej woda płynęła, zostawiając głębsze rozcięcia. Rozcięcia stoków zależały również od długości stoków i ich budowy geologicznej. Leje źródłowe na stokach długich (południowe stoki Skrzycznego i południowe stoki Lipowskiej) zbudowanych z warstw o upadzie zbliżonym do nachylenia stoków zostały znacznie więcej cofnięte. Wiązać to należy ze wzrastającą ilością wody, w związku z długością stoków [76] i ze znacznie obfitszymi źródłami spływowymi znajdującymi się na tych stokach.

Poza erozyjnym cofnięciem lejów źródłowych doliny okresowo odwadniane rozcinające pokrywy zwietrzelinowe zostały pogłębione i wydłużone (wszystkie obszary). Do dolin tych należą debrze, wąwozy i drobne wciosy. Zbocza dolin o charakterze wciosów normalnych lub skrzynkowych były gęsto rozcinane przez drobne wciosy i debrze, wcięte w pokrywy zwietrzelinowe (obszary I, III, IV—VII). Ilość materiału wyniesionego z tych dolin decydowała o wysokości zasypania w dnach wciosów głównych.

Wciosy drogowe na stokach podczas ulew stają się zbiornikami wody, która erodując spływa drogą w dół stoku. Wiele dróg zostało przekształconych w głębokie doliny. W Beskidzie Śląskim 89% dróg leśnych zostało przemodelowanych w 1958 r. Drogi te przede wszystkim pogłębiła erozja, a głębokość rozcięcia miejscami dochodziła do 2 m. Zależała ona od stromości i budowy geologicznej stoków, od rodzaju lasu porastającego stoki oraz kierunku osi drogi w stosunku do nachylenia stoku. Wciosy drogowe, biegnące w dół stoku o nachyleniu nie przekraczającym 15°, zostały rozcięte przez erozję wgłębna średnio do głębokości około 0,3 m.

Wciosy drogowe na stokach o nachyleniu powyżej 15° zostały fragmentarycznie rozcięte przez erozję nawet do 2 m. Erozja wgłębna rozcinała w tym przypadku nie tylko pokrywę zwietrzelinową, ale także litą skałę. W obrębie Beskidu Wysokiego i Beskidu Średniego wciosy drogowe wcięte w mniej odporne utwory podmagurskie zostały znacznie więcej pogłębione od wciosów drogowych rozcinających warstwy magurskie (obszar III—VII). Drogi na zboczach porośniętych młodym, gęstym lasem oraz lasem o bardzo bujnym podszyciu, o różnorodnym i różnowiekowym drzewostanie były minimalnie przeobrażane w czasie gwałtownych ulew.

Zbocza starych nisz osuwiskowych były rozcinane erozyjnie przez dolinki o charakterze małych wciosów (obszary I, III, V). Rozcięcia często przyczyniały się do ożywienia ruchów modelujących te zbocza (obszar I). Najczęściej rozcinane były powierzchnie osuwisk o charakterze pakietowym. Osuwiska detrytyczne [171] rozcinane były lateralnie, a doliny najczęściej formowały się na kontakcie łapy osuwiska i stoków przylegających do łapy (obszary IV, VII, IX). Osuwiska wąskie, rynnowe mają najslabiej zachowaną łapę osuwiskową, a najlepiej — rynnę ograniczoną wyraźnymi krawędziami. Są one rozcinane w środkowej części rynny, która pogłębiana erozyjnie, przeobraża się w dolinę (obszar I, V).

W modelowaniu zboczy w części przydennej olbrzymią rolę gra erozja boczna, która bezpośrednio podcina zbocza i ożywia ruchy masowe powyżej podcięć erozyjnych. Na badanym terenie wystąpiły trzy warunki sprzyjające erozji bocznej.

Pierwszym warunkiem była monoklinalna budowa geologiczna [56]. Zbocza, na których wychodziły czoła warstw, zostały intensywnie podcięte przez wody powodziowe, ześlizgujące się po stropie odpornych ławic. Zbocza takie zachowywały wielką stromość, a w przypadku występowania grubych ławic piaskowcowych powstawały nawet przewieszki. Podcięcia te występują na jednym zboczu i ciągną się od kilkudziesięciu do kilkuset metrów. Znajdują się one w dolinach rozcinających Beskid Śląski, w dolinie Złatnej — w Beskidzie Wysokim oraz w środkowym i górnym biegu doliny Kocierza — w Beskidzie Małym.

Drugim warunkiem intensywnego podcinania było spychanie nurtu wód powodziowych przez boczne dopływy oraz stożki napływowe znajdujące się u ich wylotów [56]. Podcięcia te często pokrywały się z podcięciami związanymi z budową geologiczną, bowiem zbocza, których nachylenie jest zgodne z upadem warstw, są gęsto rozcięte przez duże doliny. Zbocza naprzeciw wylotów takich dolin zostały wysoko (powyżej 15 m) podcięte przez wody powodziowe, ponieważ sumowały się tu dwa warunki: budowa monoklinalna i spychanie rzeki jednostronnymi dopływami (obszar I). Poza tym erozja boczna związana ze spychaniem nurtu zachodziła w walnych dolinach i kotlinach (Jeleśni, Rajczy i w Żywiec-

kiej), na stokach Grojca i w dolinie górnej Koszarawy. Erozja boczna związana z meandrowaniem rzeki odgrywała znacznie mniejszą rolę, ponieważ w dolinach beskidzkich potoki górskie płyną prostolinijnie. Do wyjątku należy zaliczyć większe podcięcia erozyjne, które powstały w dolnych biegach Żabnicy, Koszarawy i Ujszoły.

W związku z wysokim stanem wody i transportem grubego materiału podcięcia powstałe przez erozję boczną są bardzo wysokie, wahają się od 2 do 30 m. Dolna część podcięcia wysoka do 30 m jest stroma i nadal podcinana w czasie powodzi, natomiast górna część ma założenia starsze, a w holocenie została przemodelowana przez ruchy masowe.

Modelowanie den dolinnych

W czasie powodzi dna dolin, w zasięgu wysokiego stanu wód, zostały przemodelowane przez wody powodziowe. Nasilenie tych procesów w poszczególnych dolinach i ich częściach było nierównomierne i zależało od wielu czynników.

Erozja i transport

Erozja wgłębna w dnach koryt polegała na pogłębianiu koryt wskutek rozcinania progów, szorowania dna przez masę przesuwanego się rumowiska skalnego oraz eworsyjne pogłębianie dna poniżej progów i załomów [7, 37, 56, 57, 167]. Bardzo wysokie wody w czasie powodzi przemieszczały olbrzymią ilość materiału rumowiskowego, który odgrywał zasadniczą rolę przy erodowaniu dna na dużych przestrzeniach oraz przy powstawaniu lokalnych przegłębień, rynien i nowych koryt rzecznych. Erozja wzrastała w miarę podnoszenia się stanu wody [167], a strumyki górskie zamieniały się w wielkie potoki kamienno-błotne [172].

Olbrzymia masa rumowiska przemieszczana przez wody powodziowe wskutek szorowania równomiernie pogłębiała koryta na dużych przestrzeniach. Koryta tych dolin, zwłaszcza drobne załomy i progi zostały wypolerowane i ogładzone, a krawędzie zaokrąglone. Pogłębianie dna wskutek szorowania przez masę wlezonego rumowiska odgrywało wielką rolę zwłaszcza w dolinach, w których były transportowane duże masy materiału skalnego (obszary I, IV—VI).

Pogłębianie koryt wskutek eworsji dochodziło w dnach dolin, w których mniejsze masy rumowiska były przemieszczane przez wody powodziowe (obszary I, III, IV, VII). Najwyraźniej zaznaczyła się ona poniżej progów i załomów. Bardzo wyraźna erozja zaznaczyła się na progach i poniżej progów. Większość progów w dnach została cofnięta, a szybkość cofanie się progów zależała od budowy geologicznej (miąższości ławic, grubości wkładek łupkowych między ławicami piaskowca, od lepiszcza,

upadu warstw itp.), od ilości wody oraz od jakości i ilości wleczonego materiału [56]. Najszybciej cofane były progi zbudowane z piaskowców droбноławicowych przekładanych łupkami, a największe przegłębienia powstały w kotłach założonych na łupkach. Na progach spękanych szczelinami wycinane były podłużne bruzdy (obszar I, V, VI).

Duże pogłębienie i poszerzenie koryt, a tym samym ożywienie ruchów masowych w części przydennej wystąpiło w dolinach (Wielka Smerekówka i Mała Smerekówka — obszar III), których koryta są wycięte w górnych biegach w utworach odpornych, natomiast w środkowych i dolnych odcinkach w utworach mało odpornych. Do tak dużego prze-modelowania dna, pomimo stosunkowo małego spadku, przyczynił się transport grubego, ostrokrawędzistego materiału pochodzącego z górnych biegów dolin. Przy erozyjnym modelowaniu dna najsilniej działał transportowany materiał. Największe pogłębienie i poszerzenie dna zaznaczyło się w dolinach, do których była duża dostawa odpornego i ostrokrawędzistego gruzu skalnego (obszary I, III, VI) i odwrotnie — doliny o znikomej dostawie odpornego gruzu zostały prze-modelowane minimalnie.

Znikome było modelowanie przez erozję w dolinach, których profile podłużne są wyrównane (obszary I, II, III, VIII, IX), a zbocza krótkie i bardzo rzadko rozcięte przez doliny boczne. Rzeźba tych dolin utrudniała większe zmiany, ponieważ — w porównaniu z dolinami sąsiednimi o dużej powierzchni dorzecza — w czasie ulew mała ilość wody gromadziła się w dnach tych dolin. W wąskich dolinach terasy denne zostały prawie całkowicie rozmyte, a materiał z rozmytych teras był transportowany w dół dolin. W dużych, walnych dolinach (Soły, Koszarawy, Leśnej, Ujsoły, Złatnej, Kamesznicy i in.) łóżyska kamieńcowe znacznie się poszerzyły; przyczyniła się do tego potężna akumulacja. Po powodzi koryta rzek i potoków górskich w dolnych biegach rozwidlały się na kilka ramion. W wielu miejscach wzdłuż Soły cała terasa łęgowa została rozcięta przez nowe koryta. Wyspy między ramionami były zbudowane z kamieńca świeżego albo zachowały się fragmenty terasy łęgowej, czasem dennej przykrytej darnią lub nadsypanej warstwą żwiru (np. przesunięcie koryta Soły koło Brzuśnika dochodziło do 190 m, obszar I). Podobnie poszerzone zostało łóżysko Koszarawy w Sporyszu (obszar VIII). Obecnie dochodzi ono do 300 m, przy szerokości dna doliny do 1000 m. W dolinie Soły szerokie łóżysko powodziowe zachowuje podobną proporcję w stosunku do szerokości dna, przy spadku rzeki około 5‰, bowiem w dolinie szerokiej na 600—1000 m szerokość łóżyska modelowanego podczas powodzi dochodzi do 370 m (obszar IV).

W środkowych odcinkach niektórych dolin (Złatnej, Żabnicy, Sopotni, Juszczyńki, Żylicy) koryta w stosunkowo małym stopniu zostały prze-

modelowane przez erozję wgłębną, pomimo katastrofalnego przekształcenia koryt w biegu górnym i dolnym. Rzeki osiągające krzywą równowagi teoretycznie nie powinny ani erodować, ani akumulować, a wówczas odbywa się tylko transport rumowiska rzecznoego [7, 56]. Ponieważ w odcinkach tych dolin erozja wgłębna prawie się nie zaznaczyła — mimo dużego transportu, o którym świadczy poniżej akumulowany materiał — jestem skłonny uważać, że rzeki te przy wysokim stanie wody w odcinkach tych osiągają profil zbliżony do równowagi.

Akumulacja i jej przebieg

W czasie powodzi proces akumulacji odgrywa wielką rolę w modelowaniu den dolin, ale przebiega nierównomiernie w poszczególnych dolinach albo na ich odcinkach. Duża sedymentacja wystąpiła w dnach walnych dolin (Soły, Ujsoły, Rycerki i Koszarawy), w obrębie kotlin oraz w dolnych odcinkach dużych dolin (Złatnej, Żabnicy, Kamesznicy, Leśnej, Żylicy, Sopotni i in.). Zaznaczyła się ona w nadsypaniu się teras łęgowych, czasem nawet teras dennych. Lokalnie maksymalna wysokość nadsypania dochodziła do 1 m (obszar VII). Podwyższenie terasy łęgowej przez akumulację przyczyniło się do zmniejszenia i zacierania załomu między terasą łęgową a terasą denną. W miejscach wzmożonej akumulacji (obszar I, III, IV, V, VIII) krawędź między tymi terasami została prawie całkowicie zatarta. Zaznacza się ona tylko u wylotów bocznych dolin, ponieważ terasa denna jest w tych miejscach wyraźnie podwyższona przez stożki napływowe.

Sztuczne tamy i zapory (obszar I, IX) oraz nasypy drogowe i kolejowe biegnące w poprzek dolin przyczyniały się do intensywniejszej sedymentacji (obszar V, VII). Akumulacja zachodziła także w dnach kotlin powyżej koncentrycznie zbiegających się dolin (kotliny: Żywiecka, Jeleśni i Rajczy, leje źródłowe Zabnicy i Sopotni). Zbieżność dopływów w jednym miejscu ma decydujący wpływ na kształtowanie się fali powodziowej [39]. W miejscu konwergencji dopływów w czasie wysokich stanów wody spływające fale powodziowe podpierają się wzajemnie i często powstają fale wsteczne powyżej łączenia się dopływów. Taką wsteczną falę obserwowałem w 1958 r. na Sole powyżej ujścia Koszarawy.

Opisane stosunki wodne oraz zmniejszone spadki rzek przyczyniają się do dużego nagromadzenia się materiału akumulacyjnego, w którym w okresie międzypowodziowym wycinane są koryta rzeczne.

Duża sedymentacja w postaci stożków wystąpiła także w dolnych odcinkach dolin, wzdłuż rzek zasilanych przez liczne dopływy rozcinające wielkie dorzecza (Złatnej, Żabnicy, Juszczynki, Kamesznicy, Sopotni i in.). Oprócz tych dużych świeżych stożków napływowych powstały także u wylotów dolin wciosowych stożki torencjalne zbudowane z niesegre-

gowanego, nieobtoczonego i niewarstwowanego rumoszu skalnego (wszystkie obszary).

Oprócz akumulacji związanej ze zmniejszonym spadkiem rzek, proces sedymentacji w czasie katastrofalnych powodzi zachodził także w dnach dolin wciosowych, których profil podłużny ma bardzo duży spadek, często przekraczający 100‰ (obszary I, III—VII, IX). Proces ten spowodował wysokie zasypanie dolin nawet do 4 m wysokości (obszar V), tak że dno wciosowej doliny zostało podniesione i poszerzone przez akumulację do około 30 m.

Akumulacja zachodziła w dolinach wciosowych, do których wody powodziowe dostarczały dużo rumoszu skalnego ze zboczy oraz lejów źródłowych. Dostawa tego materiału była ułatwiona w czasie katastrofalnych ulew wskutek: 1) rozcinania zboczy pokrytych rumowiskami skalnymi przez doliny rumoszowo-żłaziskowe (obszar V, VII); 2) gęstego rozcinania zboczy otulonych grubymi pokrywami zwietrzelinowymi przez doliny okresowo odwadniane (obszary I, IV—VI); 3) rozcinania zboczy osuwiskowych (obszary III—VII); 4) modelowania starych osuwisk przez świeże ruchy masowe (obszary I, III—VI, VII, IX); 5) podcinania zboczy przez erozję boczną, która była przyczyną ruchów masowych w części przydennej (na wszystkich obszarach); 6) rozmywania fragmentów teras powodziowych powstałych w czasie poprzednich wielkich powodzi (obszary V, VI).

Akumulację w dnach dolin wciosowych powodowały także łapy większych csuwisk i obrywów (obszar I) oraz zatory z podmytych i powyrzynanych pni drzew. Po powodzi w 1958 r. w dolinach wciosowych na rumowisku akumulacji rzecznej u podnóża zboczy znajdował się słabo przemyty materiał osuwiskowy (obszary III—V). Brak wymieszania tego materiału z rumowiskiem rzeczonym świadczy, że ruchy masowe w części przydennej zachodziły przeważnie w końcowej fazie powodzi. Spowodowane one były podcięciem zboczy przez wysokie wody transportujące rumowisko skalne. Na uwagę zasługuje fakt, że największe przeobrażenia zboczy zachodziły w dolinach, w których wody powodziowe transportowały masy ostrokrawędzistego odpornego rumowiska.

W profilu podłużnym zasypanie dolin było nierównomierne. Na badanym terenie wyróżniam trzy typy zasypania dolin wciosowych;

1) Doliny zasypane na pewnych odcinkach, pomiędzy którymi znajdują się erozyjne dna, najczęściej z progami skalnymi dochodzącymi do 1 m wysokości. W dolinach tych przeważał proces erozji wgłębnej. Miąższość materiału akumulacyjnego nie przekracza 1 m. Stosunkowo nieduża akumulacja była spowodowana małą dostawą rumoszu skalnego (obszar I, III, IV, VI, VII).

2) Doliny zasypane prawie na całej długości rumoszem skalnym, a powierzchnia zasypania jest płaska lub lekko falista. Zasypanie to zostało przerwane w miejscach wyższych progów schodowych, które powstały na odporniejszych ławicach skalnych biegnących w poprzek doliny. Taka akumulacja rumoszu skalnego spowodowana była wyrównanym profilem podłużnym oraz umiarkowaną dostawą materiału akumulacyjnego (obszary III — V, VII, IX).

3) Doliny zasypane gruzem skalnym różnej wielkości o powierzchni zasypania pagórkowatej, pełnej załomów i nabrzmiń.

Mięszkość nagromadzonych bloków dochodzi tutaj do 4 m, a szerokość powierzchni akumulacyjnej waha się od 25 do 30 m. W profilu podłużnym zaznaczają się łapy gruzowe zazębiające się ze sobą. To lawinowe zasypanie dolin spowodowane było olbrzymią dostawą materiału, który najczęściej pochodził z osuniętych mas skalno-zwietrzelinowych i z rozcinania zboczy wskutek erozji rzecznej. Akumulacja, która doprowadziła do zasypania dolin wciosowych odbyła się jednorazowo w końcowej fazie powodzi. Charakter tych osadów, morfologia powierzchni zasypiania, która wyglądem przypomina lawinę gruzowo-kamienistą, świadczy, że masy te były przemieszczane w dół doliny przez potoki kamienno-błotne, tzn. dnem doliny płynęła z dość dużą szybkością półpłynna masa kamienista. W masie tej tylko 30—40% przypadało na wodę, 70—60% stanowiły bloki skalne, a więc przeciwnie jak przy transporcie przez wody powodziowe w dużych dolinach.

Dna dolin zasypane w czasie ogromnych powodzi są rozcinane podczas następnych normalnych powodzi powtarzających się co kilka lat, np. doliny zasypane w 1958 r. zostały częściowo rozcięte przez wody powodzi w 1959 r. W ten sposób powstają terasy powodziowe, których fragmenty najdłużej zachowują się w rozszerzeniach dolin. Powierzchnie tych teras są faliste i pochylone w kierunku zboczy, a nachylenie ich w profilu podłużnym często ulega zmianie. Budowa ich: niewarstwowane i nieselekcyjonowane bloki, duże zmiany nachylenia oraz powierzchnie pełne nabrzmiń i obniżień świadczą o gwałtownej, lawinowej sedymentacji. Terasy te mają czasem cokoły skalne, które także znajdują się na różnych wysokościach. Wysokość cokołu zależy od niewyrównanego profilu podłużnego doliny przed sedymentacją powodziową, rozciętego w późniejszym okresie oraz od poszerzenia dna doliny przez erozyjne podcinanie zboczy, na których znajdują się pokrywy akumulacyjne. Są to więc terasy skalno-osadowe pozorne [56]. Terasy opisane wyżej nazywam powodziowymi, ponieważ mają inną genezę niż terasy w dnach większych dolin. Zasypanie dolin nastąpiło podczas jednej, katastrofalnej powodzi, w przeciwieństwie do teras w dolinach większych, które



Fot. 1. Fragment osuwiska rynnowego na stoku Lipowskiej (1960 r.)

Fot. T. Ziętara



Fot. 2. Schodowo opadające ściany niszy osuwiskowej na lewym zboczu Ujsół

Fot. T. Ziętara



Fot. 3. Powierzchnia osuwiska płynnego na stoku pod Ochodzitą

Fot. T. Ziętara



Fot. 4. Katastrofalne, lawinowe zasypianie wciosu skrzynkowego rozcinającego stoki Lipowskiej (1960 r.)

Fot. T. Ziętara



Fot. 5. Akumulacja żwirów po powodzi w 1958 r. u wylotu wciosu drogowego (górny Szczyrk)

Fot. T. Ziętara



Fot. 6. Wysokie podcięcia zbocza u wylotu doliny Kamesznicy. Na pierwszym planie szeroki podwójny stożek kamieńcowy Kamesznicy

Fot. T. Ziętara



Fot. 7. Szerokie łożysko kamieńcowa w środkowym biegu Leśnej powstałe po powodzi w 1958 r.

Fot. T. Ziętara



Fot. 8. Stożek torencjalny zasypujący jezioro w Porąbce (Międzybrodzie Żywieckie 1958 r.)

Fot. T. Ziętara



Fot. 9. Dno doliny wciosowej rozcinającej południowo-zachodnie stoki Baraniej Góry
wysoko zasypane rumoszem skalnym przez kamienno-błotny potok

Fot. T. Ziętara



Fot. 10. Podmyty nowy most zbudowany po powodzi w 1958 r. Obnażone fundamenty mostu wskazują głębokość wcięcia koryta po powodzi w 1960 r. (Żywiec)

Fot. T. Ziętara



Fot. 11. Rów rozpadlinowy w górnej części osuwiska na zboczu doliny Kościelca

Fot. T. Ziętara

tworzą się przez powolne nadsypywanie powierzchni podczas wyższych stanów wody [35, 45, 48, 127, 130].

Wspólną cechą, charakterystyczną dla wszystkich dopływów, jest zawieszenie koryt i den dolin współcześnie modelowanych przez wody powodziowe ponad dna dolin walnych (na wszystkich obszarach). Wysokość zawieszenia jest różna; na badanym terenie waha się od 0,5 do 2 m. Jaka jest przyczyna zawieszenia dolin fluwialnych, w tej chwili trudno mi definitywnie rozstrzygnąć. Przy normalnych stanach wody zawieszone dna są stopniowo rozcinane, a szybkość tego rozcinania nie przekracza 2 m rocznie (obszary IV, IX).

W czasie katastrofalnych powodzi w dnach dolin zachodzą kolejno fazy erozji i akumulacji, które inaczej przebiegają w dolinach głównych niż w dolinach bocznych. W związku z powyższym wyróżniam następujące typy rzek:

1) duże rzeki (Soła, Koszarawa) o małym spadku (poniżej 10‰), w których przeważa powodziowa faza akumulacji;

2) duże potoki górskie (Złatna, Żabnica, Leśna, Rycerka i in.). W potokach tych w górnych i środkowych odcinkach przeważa transport rumowiska, a w dolnych biegach w pierwszym etapie powodzi następuje wyprzątnięcie rumowiska, a w końcowym etapie powodzi zachodzi proces akumulacji;

3) potoki górskie o bardzo dużym spadku (powyżej 100‰), w których na całej długości w pierwszym etapie powodzi przeważa faza erozji i wyprzątania materiału a w końcowym etapie powodzi akumulowany jest nowy materiał gruzowy.

PRÓBA OCENY ROZMIARÓW PRZEOBRAŻANIA RZEŻBY

W ostatnich latach opublikowano kilka prac zajmujących się rozmiarami niszczenia rzeźby Karpat w holocen. Są to prace K. Figuły, [23], A. Reniger [109, 110], T. Gerlacha [25, 28], W. Jarockiego [37], Z. Mikuckiego i B. Wiśniewskiego [79], W. Pietruszewskiego [98, 99], A. Sowińskiego [124], P. Prochala [101, 102] i L. Starkla [128, 129, 130]. Ponieważ autorzy pracowali na obszarach o różnej rzeźbie oraz stosowali różne metody przy obliczaniu przeobrażenia rzeźby, wyniki tych prac są często rozbieżne. Jednak prace te wnoszą bardzo interesujący materiał do poznania przebiegu współczesnych, holocenijskich procesów. Na podstawie większości wymienionych prac oraz badań własnych L. Starkel [130, 131] podsumowuje dotychczasowy stan badań i daje oryginalny pogląd na współczesne rozmiary niszczenia w Karpatach. Przyjmuje on zróżnicowane tempo niszczenia, które w czasie całego holocenu waha się od 150 000 do 2 000 000 m³ rocznie

z 1 km². W ciągu roku z 1 km² usuwane jest poza obręb gór około 150 000 m³ [131], co równa się całorocznemu obniżaniu całych Karpat o około 0,15 mm. L. Starkel w pracach swoich [128, 129, 130, 131] nie zajmuje się jednak rytmicznością wyprzątania materiału związaną z gwałtownymi i rozlewnymi opadami oraz powodzią.

W moich badaniach nad wielkością przeobrażenia rzeźby w czasie gwałtownych i długotrwałych ulew oraz powodzi, powierzchnie i objętości żwirowisk obliczone przez P. Prochala [102] będą punktem wyjścia, ponieważ przeprowadził on obserwacje i pomiary w górnym dorzeczu

Tabela 3

Powierzchnia żwirowisk wzdłuż rzek i większych potoków po powodzi w 1958 r.*
(m²)

Rzeka	Powierzchnia żwirowisk w m ² w 1958 r.	Powierzchnia żwirowisk w m ² w 1957 r. (wg Prochala)
Soła	2 912 500	992 000
Nieledwia	65 420	31 500
Kamesznica z Bystrą	251 210	70 000
Leśna	510 620	135 000
Żylica z dopływami	210 250	20 000
Rycerka Wielka z Rycerką Małą	395 100	247 000
Złatna	430 120	204 000
Ujszoła z Glinką	483 130	75 000
Nickulina	139 380	78 000
Żabnica	448 070	140 000
Juszczynka z Bystrą	64 800	24 000
Koszarawa	1 771 880	687 500
Sopotnia Wielka	388 170	110 000
Sopotnia Mała	86 840	—
Krzyżowa	140 060	24 000
Pewel Wielka	34 750	7 500
Pewel Mała	9 930	—
Łękawka z Kocierzem	51 200	30 000
Isepnica	4 320	18 000
Pozostałe	54 320	—
	8 452 070	2 892 500

* W tabeli tej nie uwzględniłem rumoszu skalnego znajdującego się w górnych biegach dolin oraz dla porównania podaję także powierzchnię rumowiska rzeczno-ego z 1957 r. obliczoną przez Prochala. Obliczenia te przeprowadziłem na podstawie map geomorfologicznych w podziałce 1:25 000, uzupełniając i korygując dane dokładnymi notatkami terenowymi. Należy wyraźnie podkreślić, że danych tych nie można traktować jako wartości absolutne, a tylko orientacyjne. Kartowanie bez dokładnych pomiarów instrumentalnych przy nanoszeniu na mapę 1:25 000 stwarza duże niebezpieczeństwo powiększania form. Wydaje mi się jednak, że powiększenia te powinny zrekompensować formy opuszczone, wynikające z nie-
możliwości ich naniesienia na mapę oraz z wielkości terenu, na którym nie byłem w stanie skartować wszystkich istniejących form.

Soły. Autor ten badania swe zamknął w roku 1957, a więc okresem bezpośrednio poprzedzającym katastrofalne powodzie w latach 1958—1960. W okresie poprzednim nie było w dorzeczu Soły katastrofalnej powodzi. W łożysku Soły i jej dopływów znajdowały się żwirowiska, których powierzchnia wynosiła około 290 ha (tab. 3), a łączna ilość zmagazynowanych rumowisk rzecznych dochodziła do 3 340 000 m³. Według Prochala w okresie 20 lat (od 1937 do 1957) erozja wytworzyła około 1 770 000 m³ rumowiska, co w przeliczeniu na rok i kilometr kwadratowy zlewni daje około 81 m³ rocznie.

Po katastrofalnej powodzi w 1958 r. przeprowadziłem obliczenia powierzchni żwirowisk wzdłuż większych rzek i potoków w ich dolnych i środkowych odcinkach. Powierzchnia ta po powodzi w 1958 r. wynosiła około 850 ha, a więc powierzchnia żwirowisk w ciągu jednego roku wzrosła dwukrotnie (570 ha) w stosunku do powierzchni żwirowisk podanej przez P. Prochala (290 ha). Jeżeli średnio miąższość żwirowisk przyjmę na około 0,7 m, to otrzymam 5 950 000 m³. Wzrost żwirowisk w ciągu jednego roku w czasie katastrofalnej ulewy i powodzi wynosił 3 050 000 m³, tj. o 1 280 000 m³ więcej od masy żwirowisk (17 700 000 m³), które gromadziły się w ciągu 20 lat. Średni przyrost żwirowiska podczas gwałtownych ulew i powodzi w ciągu jednego roku wynosi 2758 m³ na 1 km², co jest imponującą liczbą w porównaniu ze średnią roczną wynoszącą 80 m³ na 1 km² [102]. Przyrost żwirowisk w dolinach głównych i w dolnych odcinkach dolin bocznych podczas jednej katastrofalnej powodzi odpowiada około 34-letniemu przyrostowi (jeżeli przyjmiemy dla lat normalnych średnią roczną 80 m³/km² obliczoną przez P. Prochala.

Ciekawe badania nad zamulaniem zbiornika w Porąbce przeprowadzili Z. Mikucki i B. Wiśniewski [79]. Pomiary zostały wykonane w latach 1953, 1958 i 1960. Obliczona w 1953 r. kubatura namulów wynosiła 1 450 000 m³ a rumowisk rzecznych 50 000 m³; łącznie około 1 500 000 m³. Utwory te zostały osadzone w ciągu 16 lat, a więc średnio w ciągu roku składane było 93 750 m³ materiału, co w przeliczeniu na powierzchnię dorzecza górnej Soły daje około 85 m³/km². Średnia ta jest zbliżona do średniej obliczonej przez P. Prochala (81 m³). Wydaje mi się, że średnia dla normalnego niepowodziowego roku jest znacznie niższa, ponieważ w okresie tym były dwie duże powodzie (1940 i 1951), które przyczyniły się do intensywniejszego zamulenia zbiornika. Jaka była dostawa materiałów w czasie tych powodzi, trudno ocenić. Przegląd terenu zalewowego wykazał znaczne nierówności osadu leżącego na dnie zalewu. Miejsca wyższe pokrywała cienka warstwa osadów, natomiast zagłębienia wykazywały znaczną ich miąższość.

W 1958 r. ponownie przeprowadzono badania. Obliczona ilość materiałów osadzonych w zbiorniku wykazała wzrost objętości o 1 163 000 m³.

Kolosalny wpływ na nagromadzenie się tak dużej ilości materiałów w ciągu 5 lat miała powódź, która uruchomiła niespotykane dotychczas ilości rumowiska [79]. Przyjmując roczne zamulenie zbiornika w granicach 40 000—80 000 m³ (40—80 m³/km²) otrzymujemy w ciągu czterech lat 160 000—320 000 m³. Z powyższego wynika, że w czasie powodzi w 1958 r. zostało złożone w zbiorniku 843 000—1 003 000 m³ (843—1003 m³/km²).

Dorzecze Leśnej składa się z dwu wyraźnych części. Pierwsza część leży w obrębie Beskidu Śląskiego, natomiast druga w dnie Kotliny Żywieckiej. Leśna w górnym biegu otrzymuje dużo dopływów, a spadek jej dochodzi do 51,6‰. Charakter potoku zmienia się w obrębie kotliny z górskiego na bardziej spokojny. Spadek wynosi 18,2‰. W czasie katastrofalnych powodzi większość materiału wymiecionego z górnego dorzecza Leśnej jest osadzana w dolnym biegu, a materiał znajdujący się w dolnym biegu przetransportowany jest do łóżyska Soły. Prawdopodobnie część materiału pozostaje w dolnym biegu, a jednocześnie nie zostaje całkowicie wyprątnięty materiał z górnego dorzecza i proporcje te będą zbliżone. W dolnym biegu Leśna nie otrzymuje żadnego dopływu i dlatego zwirowiska te można uważać za materiał odprowadzony z górnego dorzecza. Z przeprowadzonych obliczeń wynika⁷, że z 32 km² zostało wyniesione 190 000 m³, a więc na 1 km² przypada 5900 m³.

Podobne obliczenia wykonałem w dorzeczu Żabnicy, ponieważ rumowisko tworzące olbrzymi świeży stożek napływowy w dolnym lejkowatym biegu doliny można także uważać za materiał wymieciony w czasie katastrofalnej powodzi. Z obliczeń tych wynika, że z 1 km² odprowadzone zostało około 6000 m³. Obliczenia wykonane w mniejszych beskidzkich dorzeczach, np. w dorzeczu Cebulowej, wykazują, że z 1 km² zostało wyniesione około 6300 m³ (z 5 km² — 31 500 m³). Są to jednak obszary katastrofalnie przemodelowane w czasie gwałtownych ulew i powodzi i dlatego dane te należy traktować jako maksymalne wyprątnięcie materiałów z dorzecza przypadające na 1 km².

Ilość materiału wyniesiona poza obszar zlewni nie daje wyobrażenia, jaka część materiału jest uruchomiona w obrębie zlewni, ponieważ olbrzymia część rumowiska wypełnia także środkowe i górne odcinki dolin oraz doliny wciosowe. Przeprowadziłem obliczenia rumoszu skalnego w górnych dorzeczach Złatnej, Leśnej i Sopotni Wielkiej (tab. 4) i porównałem je z rumowiskami rzecznyymi znajdującymi się w dolnej części tych dolin. Z obliczeń tych wynika, że w górnych odcinkach dolin głównych oraz we wciosowych dolinach bocznych znajduje się podobna ilość rumowiska rzeczego.

⁷ W dolnym biegu Leśnej poniżej ujścia Twardorzeczki znajduje się 380 000 m² rumowiska, którego średnia miąższość wynosi około 0,5 m.

Szacunkowo można ilość materiału znajdującego się w dolnych biegach dolin powiększyć dwukrotnie i liczbę tę przyjąć dla wielkości transportu w czasie katastrofalnych powodzi. W całym dorzeczu górnej Soły transportowane było około 11 900 000 m³ materiału, co w przeliczeniu na 1 km² daje 11 900 m³. Jest to liczba olbrzymia, ale w przybliżeniu prawdopodobnie odpowiada rzeczywistości.

Tabela 4

Akumulacja w dolinach: Leśnej, Sopotni i Złatnej (m³)

Nazwa doliny	Bieg dolny	Bieg górny
Leśna	306 372	294 310
Sopotnia	233 202	301 113
Złatna	258 043	280 120

FAZY ROZWOJU RZEŻBY WSPÓŁCZESNEJ

Rzeźba współczesna rozwija się skokami [167], a w rozwoju jej zaznaczają się dwie wyraźne fazy. Pierwsza faza — spowodowana gwałtownymi ulewami, poprzedzonymi długotrwałymi opadami, które zdarzają się co pewien czas — jest krótka, ale bardzo wyraźnie zaznacza się w rozwoju rzeźby. Druga faza rozwoju rzeźby występuje między okresami gwałtownych ulew i powodzi. Jest ona znacznie dłuższa i można w niej jeszcze wyróżnić okresy związane z nasileniem procesów w poszczególnych porach roku, a nawet w poszczególnych latach [25, 110, 130, 167].

Rola gwałtownych ulew i powodzi w kształtowaniu rzeźby

Gwałtowne ulewy i powodzie powodują ogromny wzrost procesów erozji i denudacji na stokach oraz erozji i akumulacji w dnach dolin [30, 45, 57, 76, 94, 113, 130 167].

W klimacie umiarkowanym stoki karpackie pokryte szatą roślinną prawdopodobnie znajdują się w równowadze, przeto transport jest równy produkcji [56]. Według Jahna [33] występuje wówczas bilans równoważny ($A = S + R$). Stopniowo wzrastające opady początkowo nie wpływają na zachwianie równowagi, ponieważ pokrywy zwietrzelinowe i lita skała mają zdolność gromadzenia pewnej ilości wody. Wraz ze wzrostem opadów wzrastają procesy denudacyjne, ale zmiany na stokach są minimalne do momentu przekroczenia granicy stabilności. Po przekroczeniu granicy stabilności zaczynają się katastrofalne procesy, tak że w tych warunkach trudno jest mówić o bilansie denudacyjnym [33] i o równowadze

stoków. Na stokach istnieje wyraźna granica stabilności, która zależy m. in. od ilości i rytmu opadów. Po przekroczeniu tej granicy nawet minimalny wzrost opadów daje początek intensywnym procesom, które modelują stoki. Te przekształcenia są tak duże, że musi się je uwzględnić w poglądach na rozwój stoków.

Należy się teraz zastanowić, jak często zdarzają się gwałtowne ulewę poprzedzone długotrwałymi opadami, które dają początek powodziom katastrofalnym w skutkach.

Z zestawienia maksymalnych, rocznych stanów wód w dorzeczu Soły wynika, że małe, średnie i duże powodzie występują co kilka lat, a to odpowiadałoby obliczeniom Krakowskiego Rejonu Dróg Wodnych (co 3 lata). Powodzie katastrofalne w dorzeczu Soły były notowane w latach: 1884, 1903, 1925, 1958, 1960. Katastrofalnej powodzi w roku 1934 [22, 38, 82, 114] nie podaję, ponieważ w dorzeczu Soły miała ona stosunkowo łagodny przebieg [114].

Z analizy wezbrań z wielolecia wynika, że duże i katastrofalne powodzie nigdy nie obejmują całej karpackiej zlewni Wisły [39], lecz tylko pewne grupy rzek, np. Małą Wisłę, Sołę, Skawę i Dunajec, albo Rabę, Dunajec, Wisłokę, czy też Dunajec, Wisłokę, Wisłok itp. Katastrofalna powódź na rzekach karpackich w 1934 r. objęła środkową grupę rzek, które wówczas przekroczyły absolutne maksima [22, 114], natomiast katastrofalna powódź w 1958 r. objęła zachodnią grupę rzek karpackich. Odstępy między katastrofalnymi powodziami wahają się od 20 do 33 lat. Cechą charakterystyczną jest częste powtarzanie się, kolejno po sobie, lat obfitych w gwałtowne opady i powodzie. Odnosi się to nie tylko do powodzi katastrofalnych (1605—1606, 1774—1775, 1902—1903, 1924—1925—1926, 1958—1960), ale także do powodzi dużych i średnich, które powtarzały się w następujących latach: 1871—1872, 1884—1885, 1893—1894, 1914—1915, 1938—1940.

Następstwem powodzi są liczne ruchy mas skalnych na zboczach. A. Heim (31) ożywienie ruchów masowych przyjmował w następujących latach: 1813—1816, 1846, 1876—1878, 1908—1910. Odstępy między nimi wynoszą 30 do 32 lat, co zgadzałoby się z okresami wilgotnymi wyróżnianymi przez Brücknera. W zestawieniu Heima wilgotne lata występują również kolejno po sobie: 1813—1816, 1876—1878, 1908—1910.

Tempo i rodzaj modelowania rzeźby w okresach gwałtownych ulew i katastrofalnych powodzi zależą od wielkości i rytmu opadów poprzedzających ulewę, co z kolei warunkuje wysokość i przebieg fal powodziowych.

Opady ciągłe, stosunkowo nieduże, zakończone katastrofalnymi ulewami (36 godzin ulewy stanowi 1/3 średniego rocznego opadu) wpływają na kształtowanie się bardzo wysokiej fali powodziowej (1958 r.). W okre-

się takim spływ wód jest bardzo szybki, do czego przyczyniają się duże nachylenia zboczy i spadki oraz prostolinijny bieg potoków. Spływ ten na stokach w beskidzkiej części dorzecza Soły był ułatwiony także drzewostanem świerkowym, którego płytki system korzeniowy zapewnia bardzo małą retencyjność. Maksymalny opad i maksymalna fala powodziowa występują tam w tym samym dniu. Cechą charakterystyczną tych powodzi jest jednoczesny spływ wody na całym terenie, co powoduje nakładanie się fal powodziowych, które przy konwergencji dopływów stają się wyższe i jeszcze groźniejsze [39].

Szybki spływ dużej ilości wody jest przyczyną intensywnego rozcinań stoków przez erozję. Największe rozcinań zaznacza się w lejach źródłowych oraz na stokach rumowiskowo-osuwiskowych. Większość osuwisk w 1958 r. została erozyjnie rozcięta oraz modelowana przez spływy gruzowo-złaziskowe. Procesy te dostarczały ze stoków dużą ilość materiału, który przy szybkim spływie i wysokim stanie wód był transportowany w dnach dolin. Powierzchnie starych osuwisk były tylko nieznacznie modelowane przez ruchy masowe. Nowe osuwiska masowo wystąpiły na zboczach w części przydennej, a genezy ich należy szukać w intensywnym podcinaniu zboczy przez wysokie wody powodziowe, transportujące duże ilości grubego, ostrokrawędzistego materiału. Olbrzymia większość dolin rozcinających stoki beskidzkie została erozyjnie pogłębiona i poszerzona; u ich wylotów powstały stożki torencjalne. Wysoka fala powodziowa wpłynęła na katastrofalne przemodelowanie den dolin, rozmywanie i rozcinań łąch kamieńcowych i teras w jednych miejscach, natomiast na innych występowały procesy akumulacji, nadsypywanie teras i stożków napływowych.

Nieco inaczej przebiega modelowanie rzeźby terenu w czasie katastrofalnych ulew, ale poprzedzonych innym rytmem opadów. W 1960 r. gwałtowne ulewy wystąpiły po długim okresie deszczowym. Opady w tym okresie były wysokie, w ciągu jednej doby dochodziły do 58,5 mm (Pilsko), ale dwa — trzy dni z deszczem przeplatane były dwoma albo jednym dniem bez deszczu. Taki rytm opadów z przerwami wpłynął na łagodniejszy i wolniejszy spływ fali powodziowej, która była niższa niż w 1958 r. Gwałtowna ulewa nie wystąpiła jednocześnie na całym terenie. W związku z powyższym nie nastąpiło wówczas nakładanie się fali powodziowej, a kulminacja jej w dolinie Soły wystąpiła dopiero następnego dnia po gwałtownej ulewie. Okresy przerw między opadami umożliwiły wsiąkanie i magazynowanie w podłożu dużej ilości wody. Pozostała część wody spływała kolejno w odstępach kilkudniowych jako wysoka fala. Należy jeszcze podkreślić, że okres przed gwałtowną ulewą charakteryzował się małym opadem, a w jednym dniu w ogóle opadu nie było.

Taki układ opadów wpłynął na łagodniejszy przebieg fali powodziowej w dnach dolin, ale był on wystarczająco duży, aby doprowadzić do przekroczenia granicy stabilności na stokach. Duża ilość wody zmagazynowana w podłożu przyczyniła się do bardzo intensywnego przemodelowania stoku przez ruchy masowe. Większość starych osuwisk została odmłodzona przez nowe osunięcia mas skalnych i zwietrzelinowych oraz powstało dużo nowych osunięć, które powiększyły powierzchnię zboczy osuwiskowych. Erozyjne rozcinanie stoków było mniejsze w porównaniu z rozcinaniem w 1958 r. Niższa i wolno spływająca fala powodziowa w nieco mniejszym stopniu przemodelowała dna dolin. Np. w 1960 r. z den wciosów skrzynkowych tylko w środkowych i dolnych odcinkach rumosz został całkowicie wymieciony, natomiast w górnych biegach nastąpiło tylko częściowe wyprątnięcie gruzu skalnego.

Oprócz gwałtownych ulew i katastrofalnych powodzi co kilka lat występują letnie długotrwałe deszcze i ulewy (1959 r.), które są powodem dużych, średnich i małych wezbrań powodziowych. Wezbrania te jednak nie są katastrofalne. W czasie tych powodzi zalewana jest tylko terasa łęgowa. W okresie tym nie zostaje przekroczona granica stabilności na stokach, a modelowanie ogranicza się do sporadycznych przesunięć mas skalno-zwietrzelinowych. W dnach dolin rozcinany jest materiał akumulacyjny, włożony w nie podczas poprzedniej groźnej powodzi. Powódź 1959 r. tylko częściowo rozcięła pokrywy akumulacyjne we wciosach skrzynkowych.

Stopień modelowania rzeźby w czasie ulew i powodzi zależy także od regionalnego rozmieszczenia gwałtownych opadów.

Modelowanie rzeźby w okresach międzypowodziowych

Intensywność modelowania rzeźby w okresach międzypowodziowych trudno uchwycić, ponieważ zmiany w rzeźbie zachodzą bardzo wolno i w krótkim czasie nie są wizualnie dostrzegalne. Ustalenie tempa modelowania można przeprowadzić wykonując szczegółowe pomiary⁸ [25, 26, 27, 109, 110]. Stoki beskidzkie w okresie międzypowodziowym są modelowane głównie przez spelzywanie i splukiwanie, a ich nasilenie wiąże się z okresami roztopów i opadów [25, 26, 56, 102]. Na stokach wilgotnych szybkość spelzywania wynosi od 1 do 3 cm rocznie [56]. Badania Gerlacha wykazały, że zadarniona pokrywa zwietrzelinowa na stokach beskidzkich (Jaworki) nie przesuwają się, natomiast w Tatrach, powyżej górnej granicy lasu, pełnią one z szybkością dochodzącą do 10 cm rocznie.

⁸ Dokładne pomiary procesów modelujących stoki przeprowadza dr T. Gerlach z Zakładu Geomorfologii i Hydrografii Gór i Wyżyn PAN w Krakowie.

W czasie moich badań w okresie popowodziowym (3 lata) nie prowadziłem pomiarów nad tempem procesów denudacyjno-erozyjnych, ale zebrałem kilka obserwacji, które wykazują stosunkowo znikome modelowanie rzeźby. W okresie tym zauważyłem bardzo szybkie zarastanie koryt rzecznych trawami i glonami (*Algae*), a powierzchnie świeżych bloków i rumowisk rzecznych stały się ciemne. Obserwacje te świadczą o braku erozji i znikomym transporcie żwirowiska, które przede wszystkim zniszczyłoby roślinność zarastającą łóżyska i koryta potoków. Podczas badań kilkakrotnie zetknąłem się z dużym opadem burzowym, który wpłynął na kilkugodzinne podniesienie się stanu wód w potokach. Wody burzowe występujące kilkakrotnie w ciągu roku wynosiły z dolin w postaci zawiesiny wyłącznie drobny materiał, najczęściej wymywany z rumowisk rzecznych.

Znikome modelowanie rzeźby w okresach międzypowodziowych potwierdzają także badania Prochala [102] w górnym dorzeczu Soły. Zdaniem tego autora erozja i denudacja gleb występowała tylko lokalnie, a zabudowa biologiczna potoków była wystarczająco dobra. W olbrzymiej większości dolin wciosowych rozcinających stoki beskidzkie nie zachodziła erozja wgłębna, a łóżyska kamieńcowe znajdowały się tylko wzdłuż Soły i Koszarawy oraz u wylotów większych potoków.

W okresach międzypowodziowych tylko sporadycznie na stokach powstają osuwiska [28, 141, 142]. Najczęściej spowodowane są one podcięciem stoków przez kamieniołomy, budowę dróg i zapór.

W latach 1960—1962 obserwowałem także zacieranie „blizn” w rzeźbie, które powstały w okresach gwałtownych ulew i powodzi. Na świeżych osuwiskach znajduje się wiele źródeł i wysięków, a podłoże jest tak mocno zakwaszone, że roślinność nie wkracza równomiernie na całe osuwisko. Tereny najbardziej ruchliwe najpóźniej opanowują rośliny. Na obszar osuwiskowy najpierw wkraczały rośliny pionierskie: podbiały, rydze, następnie jałowce, olsza, potem karłowate świerki, czasem sosna i buk. Krzewy bukowe zaczynają opanowywać tylko te tereny osuwiskowe, na których w podłożu znajdują się łupki margliste.

Na terasach zalewowych Soły, Koszarawy, Ujsoły, Żylicy, Żabnicy, Kamesznicy, Leśnej, po ustąpieniu wód pozostawiony przez nie osad gliniasto-piaszczysty zaczyna szybko wysychać. Objętość tego osadu mocno się zmniejsza, pęka on i rozpada się na odosobnione wielościanny, a oprócz tego dzieli się w kierunku poziomym na szereg warstw. Zauważyłem, że w stosunkowo szybkim czasie cały osad staje się warstwą drobnych gruzełków o średnicy 2 do 3 mm. Dzięki takiemu procesowi warstwa ta znajduje się w doskonałych warunkach tlenowych. Dlatego też, skoro tylko zapanują odpowiednie warunki termiczne, pędy roślinne zagrzebane w gruzełkowej warstwie szybko ją przebijają i rozpoczyna się intensywna

ny wzrost łądog. Na obszar namulisk i kamieńców wkraczają następujące pionierskie rośliny: wyczyniec (*Alopecurus praetensis*), mietlica biaława (*Agrostis alba*), bekmania (*Beckmania eruciformis*), stokłosa bezostna (*Bromus inermis*), perz (*Agropyron repens*), podbiał (*Tussilago farfara*), września pobrzeżna (*Myricaria germanica*), a z roślin krzewiastych — wiklina i olsza.

Rola człowieka w zacieraniu śladów ulew i powodzi

Człowiek najsilniej wpływa na zacieranie śladów ulew i powodzi. Badany obszar jest w całości dobrze zagospodarowany i dlatego rola człowieka w modelowaniu rzeźby jest olbrzymia.

Człowiek zbiera drzewa, belki i deski, które nie tylko mogą służyć jako opał, ale czasem są dobrym materiałem budowlanym. Środoń [143] na podstawie drzew odnalezionych w terasach akumulacyjnych wnosił, że duże było niszczenie stoków podczas powodzi w okresie subatlantyckiego zwilgocenia klimatu. Obecnie, pomimo że powodzie są prawdopodobnie mniejsze, niosą one również ogromne ilości drzew, ale człowiek skutki powodzi likwiduje zbierając drzewa, które w przyszłości mogłyby być skamieniałościami. Ilość ich prawdopodobnie nie byłaby mniejsza od ilości pni z okresu subatlantyckiego.

Po zlikwidowaniu materiału drzewnego człowiek zbiera wielkie i średnie bloki (powyżej 20 cm średnicy), które po małej obróbce są materiałem do budowy domów i zabudowań gospodarskich. Oprócz likwidowania i zbierania materiału akumulacyjnego przyniesionego przez powódź, nowo powstałe koryta rzeczne często były zasypywane, a sztucznie kopano nowe koryta rzeczne. Na dużych osuwiskach skalno-zwietrzelinowych powstałych w lasach człowiek wycinał i wywoził poprzewracane i pochylone drzewa, przez co zmniejszał się ciężar, który dodatkowo wpływał na powolny ruch masy skalno-zwietrzelinowej, zwłaszcza przy silnie wiejących wiatrach.

OCENA GOSPODARCZA ULEW I POWODZI

Każda gwałtowna ulewa i powódź przynosi kolosalne straty gospodarcze spowodowane nie tylko bezpośrednio, np. zniszczenie domu, zerwanie mostu, drogi itp., ale także pośrednio, bowiem zerwanie mostu drogowego czy kolejowego wpływa na zatrzymanie komunikacji, a przez to wstrzymane są przewozy towarów i ludzi do pracy, co z kolei obniża produkcję. Straty te szacunkowo sięgają miliardów złotych. Przeciętnie

roczne szkody powodziowe zarejestrowane w dorzeczu Soły wynoszą 8,5 mln zł [59]. Wysokość strat w województwie krakowskim oceniana przez Główny Komitet Przeciwpowodziowy [103] po powodzi w 1960 r. zbliżyła się do 1,5 mld zł, a po powodzi w 1958 r. wynosiła 600 mln zł, z tego straty spowodowane w dorzeczu Soły szacowane były na 165,5 mln zł [59]. W 1959 r. wody Soły i Koszarawy spowodowały szkody 70 mln zł.

W rozdziale tym nie przedstawiam strat gospodarczych w przeliczeniu ekonomicznym, bowiem temat ten wymagałby oddzielnego dużego opracowania. Straty gospodarcze spowodowane bezpośrednio przez gwałtowne ulewy i powodzie można podzielić na dwie grupy.

Do pierwszej należy zaliczyć straty powstałe w wyniku przemodelowania samej rzeźby, np. powstanie nowych osuwisk niszczy powierzchnię lasów, pastwisk, łąk, a erozja i akumulacja żwiru na powierzchni teras niszczy nie tylko pastwiska, ale często i pola uprawne.

Olbrzymia większość współczesnych procesów kształtujących rzeźbę jest niekorzystna dla gospodarki człowieka. Erozja wgłębna wytworzyła młode doliny oraz pogłębiła i poszerzyła starsze formy dolinne. Wszelkie erozyjne rozcięcia są niekorzystne dla gospodarki człowieka, zwłaszcza dla rolnictwa [21, 23, 108, 109, 126]. Oprócz wyżej wymienionych procesów i form niekorzystne dla gospodarki człowieka są także osuwiska i tereny osuwiskowo-złaziskowe oraz obszary zalewane przez powodzie, na których na przemian odbywają się erozja, transport i akumulacja. Zniszczenia te są ogromne. Opis i wielkość zniszczeń powstałych wskutek przemodelowania rzeźby można znaleźć w rozdziale: „Formy, utwory i zjawiska związane z ulewami i powodziami”. Dlatego w tym rozdziale nie będę się zajmował tymi zniszczeniami.

Do drugiej grupy zaliczam straty, które powstały wskutek procesów powodziowych, np. zniszczenia budowli, mostów, dróg itp. Większość dróg kołowych zbudowano na terasach dennych. W czasie wysokich, katastrofalnych stanów wody narażone są one na niszczenie, najczęściej przez erozję boczną. Drogi główne, przelotowe są zbudowane na wyższych terasach, w dnach dolin walnych (Soły, Ujsoły i Koszarawy). W czasie powodzi najczęściej są niszczone drogi u wylotów dużych dolin (Żabnicy, Leśnej, Złatnej, Krzyżowej i in.) oraz w miejscach zwożeń dolin. W przełomowych odcinkach z powodu braku teras wyższych, które często nie miały warunków dla zachowania się, drogi te biegną po terasach zalewanych. W miejscach tych wody powodziowe płyną prawie całą szerokością dna i podcinają intensywnie zbocza, na których z reguły znajdują się osuwiska. W podobny sposób narażone są na zniszczenie nasypy kolejowe.

Znacznie bardziej zniszczone zostały drogi wiejskie, leśne i polne, ponieważ znajdują się one w wąskich dnach dolin, najczęściej na tera-

sach zalewanych podczas katastrofalnych powodzi. Drogi polne i leśne częściowo biegną po zboczach, a ponieważ są wcięte w pokrywy zwietrzelinowe i nie mają trwałej nawierzchni, zostały ogromnie zniszczone przez erozję wód gromadzących się we wcięciach drogowych. Drogi leśne najczęściej biegły wzdłuż potoku w górę dolin, których dna całkowicie zostały przemodelowane przez wody powodziowe (obszary I, IV—VI).

Ogromnemu zniszczeniu uległy również mosty i mostki. Prawie wszystkie ważne mosty tego terenu: 51 drogowych i 2 kolejowe zostały zniszczone przez wysokie fale powodziowe. Do tego należy jeszcze doliczyć kilkaset mniejszych mostków na potokach, najczęściej w górnym ich biegu. Po powodzi w 1958 r. tylko nieliczne z nich zostały odbudowane, ale nie na długo, ponieważ już w 1960 r. zostały ponownie zniszczone. W czasie powodzi w latach 1958—1960 kilkadziesiąt domów i zabudowań zostało całkowicie zniszczonych, natomiast kilkaset zostało uszkodzonych. Większość z nich zniszczyły wody powodziowe, natomiast pozostałą część niszczyły osuwiska zachodzące na stokach (obszar IX). Na badanym terenie znajdowało się szereg budowli regulacyjnych i urządzeń wodnych. Olbrzymia ich większość podczas powodzi została zniszczona. Prawie całkowicie uległy zniszczeniu sztuczne progi drewniane, faszynowe i nawet kamienne, a małe zapory szutrowe zostały uszkodzone albo wypełnione materiałem akumulacyjnym. Największe zniszczenia stwierdza się w górnych odcinkach potoków beskidzkich, zwłaszcza w miejscach katastrofalnego przemodelowania den dolin (obszary I, III, IV—VI, IX). Wzdłuż dużych rzek zostały zniszczone także opaski faszynowe i kamienne. Zniszczenia te w dorzeczu Soły wynoszą przeciętnie 50%, lokalnie dochodzą nawet do 90%. Ostatnie wielkie powodzie wykazały, że na potokach górskich najlepiej utrzymują się ciężkie, duże zapory przeciwszutrowe.

Lokalne regulacje zabezpieczające zagrożone odcinki nie zawsze spełniają dodatnią rolę, bowiem w rozwoju rzeźby naruszone są jej naturalne stosunki. Rzeki, względnie potoki górskie po opuszczeniu odcinka uregulowanego znacznie intensywniej niszczą i przeobrażają niezabezpieczone tereny, np. ujęcie Soły w wysokie wały betonowe koło mostów (drogowego i kolejowego) w Juraszowie powoduje intensywniejsze niszczenie terenów poniżej, w okolicy Brzuśnika (obszar I).

WNIOSKI KOŃCOWE

Autor tej pracy daje próbę oceny roli gwałtownych ulew i powodzi w modelowaniu rzeźby terenu. W wyniku badań doszedł do następujących wniosków:

1. Płaskie wierzchowiny nie przekraczające 3° nachylenia, porośnięte darnią albo lasem, nie są obnażane ze zwietrzeliny. Wierzchowiny te prawie nie ulegają obniżeniu, natomiast zmniejszają swoją powierzchnię kosztem rozwoju stoków osuwiskowych.

2. Różnego rodzaju ruchy masowe, zmywy, sufozja oraz rozcinanie i podcinanie, modelują stoki. Najintensywniej i najczęściej na badanym terenie zachodziło osuwanie się materiału. Większość świeżych osuwisk powstała w obrębie starych powierzchni osuwiskowych, które przeważnie ulegają odmładzaniu. Najwięcej osuwisk powstaje w dolnej części zboczy, gdzie wody powodziowe najsilniej podcinają zbocza. Odmładzanie starych osuwisk zależy od rzeźby i struktury osuniętych mas skalnych. W związku z tym, na podstawie przemieszczania się mas skalno-zwietrzelinowych, przede wszystkim zaś na podstawie stopnia rozkruszenia, wymieszania i plastyczności osuwającego się materiału, wyróżniono osuwiska: 1) pakietowe albo zwarte, 2) rumoszowe albo detrytyczne, 3) płynne albo spływowe. Najczęściej odmładzane są osuwiska płynne, najrzadziej pakietowe. Osuwiska w lejach źródłowych rozwijają się w górę stoku przez cofanie się nisz osuwiskowych, natomiast od dołu łapy osuwisk rozcina erozja. Większość dolin rozcinających stoki beskidzkie powstała na „bliznach” po starych osuwiskach.

3. Na stokach istnieje wyraźna granica stabilności przekraczana tylko podczas gwałtownych ulew. Po przekroczeniu tej granicy, modelowanie zboczy jest katastrofalne i wzrasta znacznie szybciej niż ilość opadów.

4. Dna dolin, w zasięgu wysokiego stanu wód, modelują wody powodziowe i działają kolejno fazy erozji i akumulacji. Wskutek powodziowej akumulacji wszystkie koryta i dna dolin bocznych zostały zawieszane. Akumulacja zachodzi również w dolinach wciosowych o dużym spadku w końcowej fazie powodzi, przez potoki kamienno-błotne.

Rozcinanie powierzchni akumulacyjnych stwierdza się podczas normalnych powodzi co kilka lat. Wskutek rozcinania powstają terasy powodziowe, czyli powstałe z jednorazowego zasypania dolin w czasie katastrofalnych powodzi. Ogrom zmian w dnach dolin ilustrują dane tej pracy dotyczące powierzchni rumowisk.

5. Intensywność modelowania rzeźby Beskidów zależy przede wszystkim od wielkości i rytmu opadów poprzedzających gwałtowne ulewy. W związku z powyższym autor przedstawił prognozy modelowania rzeźby w rozdziale „Fazy rozwoju rzeźby współczesnej”.

6. Modelowanie rzeźby Beskidów jest nierównomierne: duży wpływ ma budowa geologiczna, rzeźba terenu i roślinność. Obszary zbudowane z utworów o prawie jednolitej odporności (Beskid Śląski) są modelowane równomiernie; nierównomiernie są modelowane obszary o zróżnicowanej

budowie geologicznej i rzeźbie (Beskid Wysoki). W związku z tym autor wyróżnia regiony o odrębnym sposobie modelowania rzeźby.

7. Rola gwałtownych ulew i powodzi w modelowaniu rzeźby Beskidów jest ogromna, jakkolwiek nierównomierna, a rozwój rzeźby odbywa się skokami. Woda przy normalnym stanie i poziomie w ciągu dziesiątków lat nie spowoduje drobnej części tych zmian, jakie przynosi kilkunastogodzinna katastrofalna powódź.

8. Potrzebne jest planowe uregulowanie i zagospodarowanie całego dorzecza Soły, uwzględniające wszystkie aspekty środowiska geograficznego. Człowiek jest tym czynnikiem, który najsilniej wpływa na zacieranie śladów ulew i powodzi, regulując koryta rzek i potoków, zbierając drzewa, belki, bloki skalne i żwir. Człowiek także ułatwia degradację ulewno-powodziową przez wadliwą budowę dróg (nawet polnych), obudowę cieków wałami ziemnymi, opaskami betonowymi itp. Lokalne regulacje, które mają zabezpieczać zagrożone odcinki dróg i mostów działają ujemnie, bowiem naruszają naturalne czynniki rozwoju rzeźby. Rzeki i potoki górskie — po opuszczeniu uregulowanego odcinka — ze zwiększoną siłą niszczą tereny niezabezpieczone.

Mosty na rzekach i potokach podczas wysokiego stanu wód są zaporą dla drzew i belek, powodują spiętrzenie wody. Erozja boczna atakuje wówczas brzegi, podmywa boczne filary, umocnienia mostu i przerywa nasypy, po których prowadzi droga do mostu. Po przerwaniu nasypu przyczółka mostu woda łatwo skręca i bardzo często niszczy pozostałą część mostu. W przyszłości można zmniejszyć straty powodziowe budując na rzekach górskich i potokach długie, wysokie mosty, aby wielka woda miała możliwie największy przelot. Budowa takich mostów jest wprawdzie znacznie droższa, ale rentowniejsza niż koszty budowy nowych mostów po każdej powodzi. Mosty zbudowane na Koszarawie po powodzi w 1958 r. zostały całkowicie zniszczone w 1960 r.

W związku z budową zapór wodnych należy uregulować wszystkie koryta, w pierwszej kolejności potoków, których dna zostały katastrofalnie przemodelowane (Koszarawa, Sopotnia Wielka, Żylica, Leśna, Bystra, Kamesznica, Żabnica, Ujsoła, Złatna, Glinka i Rycerka). Ostatnie powodzie wykazały, że sztuczne drewniane progi, opaski faszynowe, a nawet kamienne i małe zapory szutrowe zostały całkowicie zniszczone. Na potokach górskich najlepiej zdały egzamin duże ciężkie zapory przeciwszutrowe. Zapory te jednak zostały wprawdzie zasypane rumowiskiem, ale powstrzymały olbrzymią ilość materiału wleczonego w korycie, który w czasie transportu nie tylko ułatwiał erozję, ale także zamulał wielkie zbiorniki energetyczne. Wydaje mi się, że regulacja samych koryt potoków nie spełni zadania, jeżeli nie opanujemy zboczy — magazynów lokalnych ilości materiału. W związku z tym wydają się słuszne uwagi

Kuliga, Mączyńskiego, Figuły i Raczyńskiego [59], którzy podkreślali złą strukturę naszych lasów, wytworzoną przez wielowiekową niewłaściwą gospodarkę leśną.

LITERATURA

- [1] Ackermann E., 1958. Die Sturzfliehung am Schickeberg, südlich Eschwege. Notizblatt des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung zu Wiesbaden. B. 87.
- [2] Ackermann E., 1959. Der Abtragungsmechanismus bei Massenverlagerungen an der Wallenkalk-Schichtstufe. Zeitschr. für Geomorph. B. 3. H. 3—4.
- [3] Balcerowski W., 1947. Powódź wiosenna. Gosp. wod., z. 7.
- [4] Bargielewicz B., 1958. Osuwisko w Kobyle-Gródku nad Jeziorem Rożnowskim. Kwart. geol. t. 2., z. 2.
- [5] Bargielewicz B., 1961. Osuwisko we wsi Wapienne koło Muszyny. Przegl. geol., t. 20, z. 3.
- [6] Barrows H. K., 1948. Floods. New York.
- [7] Baulig H., 1959. Studia geomorfologiczne (zbiór artykułów). Warszawa.
- [8] Bennett H., 1939. Soil conservation. New York and London.
- [9] Boretti-Szumańska W., 1960. Osuwisko Korpenciny koło Bukowiny na Podhalu. Muzeum Ziemi. Zbiór prac i komunikatów nr 1.
- [10] Burtanówna J., Konior K., Książkiewicz M., 1937. Mapa Geologiczna Karpat Śląskich. Wyd. Śląskie. PAU. Kraków.
- [11] Burtan J., 1937. Stratygraphie der Schlesischen Beskiden. Bull. Intern. Acad. Pol., s. 195—209.
- [12] Chomicz K., 1951. Przebieg, rozmieszczenie i częstotliwość deszczów nawaalnych w Polsce. Gosp. wod., z. 7—8.
- [13] Chomicz K., 1951. Ulewy i deszcze nawaalne w Polsce. Wiad. Służby Hydrol. i Meteorol. t. 2., z. 3.
- [14] Chomicz K., 1953. O pokrywie śnieżnej w Karpatach. Przegl. meteorol. i hydrol. t. 6., z. 1—2.
- [15] Davis W. M., 1924. Die erklärende Beschreibung der Landformen 2 nd. et B. G. Teubner. Berlin.
- [16] Dębski K., 1950/51. Wpływ lasów na stosunki hydrologiczne. Wiad. Służby Hydrol. Meteorol. t. 2., z. 4—5.
- [17] Dębski K., 1953. Zagadnienie sterowania wzebrań w planowej gospodarce wodnej. Przegl. meteorol. i hydrol. z. 3—4.
- [18] Dobrzański B., Malicki A., 1949. Gleby województwa krakowskiego i rzeszowskiego. Annales UMCS, Vol. 4.
- [19] Dobrzański B., Malicki A., Ziemnicki S., 1953. Erozja gleb w Polsce. Warszawa.
- [20] Dorywalski M., 1953. Matematyczno-statystyczne metody w geomorfologii. Przegl. geogr. t. 25., z. 2.
- [21] Dylik J., 1954. Problematyka geomorfologiczna wobec potrzeb rolnictwa. Przegl. geogr. t. 26., z. 4.
- [22] Faust O., 1952. Wzembrania z 1934 roku Wisły i jej dopływów górskich. Wiad. Służby Hydrol. i Meteorol. t. 4., z. 1.
- [23] Figuła K., 1960. Erozja w terenach górskich. Wiad. IMUZ. t. 1, z. 4.
- [24] Flis J., 1958. Formy terenu wywołane grawitacyjnymi ruchami mas skalnych w Sądecczyźnie. Rocznik nauk.-dydak. WSP Kraków, z. 8.

- [25] Gerlach T., 1958. Wstępne badania nad intensywnością współczesnych procesów denudacyjnych w Jaworkach koło Szczawnicy. Roczn. Nauk Roln. Ser. F., t. 72., z. 3.
- [26] Gerlach T., 1959. Łódź włóknisty i jego rola w przemieszczaniu pokrywy zwietrzelinowej w Tatrach. Przegl. geogr. t. 31., z. 3—4.
- [27] Gerlach T., 1961. Extension des transformations des versants meridionaux du Haut Beskide a l'époque actuelle. Abstracts of papers VI Congress INQUA. Warszawa.
- [28] Gerlach T., Pokorný J., Wolnik R., 1958. Osuwisko w Lipowicy. Przegl. geogr. t. 30., z. 4.
- [29] Hanslik E., 1907. Eiszeit in den Schlesischen Beskiden. Mitt. Geogr. Ges. B. 50. Wien.
- [30] Hartke W., 1954. Kartierung von Starkregenzügen auf Grund ihrer bodenzerstörenden Wirkung. Erdkunde. t. 8. Bon.
- [31] Heim A., 1932. Bergsturz und Menschenleben. Zurich.
- [32] Gumiński R., 1951. Meteorologia i klimatologia dla rolników. Warszawa.
- [33] Jahn A., 1954. Denudacyjny bilans stoku. Czas. geogr. t. 25., z. 1—2.
- [34] Jahn A., 1956. Badania stoków w Polsce. Przegl. geogr. t. 28., z. 2.
- [35] Jahn A., 1957. Przyczynki do znajomości teras karpackich. Czas. geogr. t. 28., z. 2.
- [36] Jahn A., 1958. Mikrorelief peryglacjalny Tatr i Babiej Góry. Biul. perygl. nr 6. Łódź.
- [37] Jarocki W., 1957. Ruch rumowiska w ciekach. Gdynia.
- [38] Kajetanowicz Z., 1935. Powódź jako zjawisko przyrodzone i gospodarcze. Czas. geogr. t. 13.
- [39] Kajetanowicz Z., 1953. Występowanie powodzi w Karpatach. Przegl. meteorol. i hydrol. z. 3—4.
- [40] Kaczorowska Z., 1933. Przyczyny morfologiczne letnich wezbrań Wisły. Prace PIHM. nr 2.
- [41] Kawecki W., 1936. Lasy Żywiecczyny a pastwiska. Sylwan.
- [42] Kawecki W., 1939. Lasy Żywiecczyny — ich teraźniejszość i przyszłość. Prace Roln. Leś. Kraków.
- [43] Kleczkowski A., 1955. Osuwiska i zjawiska pokrewne. Warszawa.
- [44] Klimaszewski M., 1934. Z morfogenezy polskich Karpat Zachodnich. Wiad. geogr. t. 12.
- [45] Klimaszewski M., 1935. Geomorfologiczne skutki powodzi w Małopolsce Zachodniej w lipcu 1934. Czas. geogr. t. 13., z. 2—4.
- [46] Klimaszewski M., 1935. Przyczynek do poznania morfologicznej działalności roztopów wiosennych. Czas. geogr. t. 13., z. 2—4.
- [47] Klimaszewski M., 1936. Z geologii i morfologii Żywiecczyny. Ziemia, 26.
- [48] Klimaszewski M., 1937. Morfologia i dyluwium doliny Dunajca od Piecin po ujście. Prace Inst. Geogr. UJ. nr 18.
- [49] Klimaszewski M., 1937. O wpływie zlodowaceń północnych na działalność rzek w Karpatach Zachodnich. Wiad. geogr. 15.
- [50] Klimaszewski M., 1946. Podział morfologiczny południowej Polski. Czas. geogr. t. 17., z. 3—4.
- [51] Klimaszewski M., 1947. Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwium. Prace Wrocł. Tow. Nauk., seria B, nr 7.
- [52] Klimaszewski M., 1947. Osobliwości skalne w Beskidach Zachodnich. Wierchy. 17.

- [53] Klimaszewski M., 1953. Zagadnienie zdjęcia geomorfologicznego Polski. *Przegl. geogr.* t. 25., z. 3.
- [54] Klimaszewski M., 1956. The principles of the geomorphological survey of Poland. *Przegl. geogr.* t. 28. Supplement.
- [55] Klimaszewski M., 1958. Rozwój geomorfologiczny terytorium Polski w okresie przedczwartorzędowym. *Przegl. geogr.* t. 30., z. 1.
- [56] Klimaszewski M., 1961. Geomorfologia ogólna. Warszawa.
- [57] Kondracki J., 1937. Skutki ulewy w dniu 22 maja 1937 roku w dolinie Frądnika. *Przegl. geogr.*, t. 16.
- [58] Komar T., 1950/51. Gęstość sieci rzecznej w dorzeczu Wisły. *Czas geogr.* t. 21/22.
- [59] Konferencja naukowo-techniczna w sprawie zabudowy potoków dorzecza górnej Soły. *Gosp. wod.* z. 8. 1961.
- [60] Konior K., 1937. Zarys budowy geologicznej brzegu karpackiego w obrębie arkusza Bielsko-Biała. *Prace geol. śląs.* nr 5.
- [61] Kosiba A., 1949. Zagadnienie współczesnych oscylacji klimatycznych. *Czas. geogr.* t. 20., z. 1—4.
- [62] Kosińska-Bartnicka S., 1927. Opady w Polsce. *Prace meteorol. i hydrol.* t. 3.
- [63] Krupa J., 1879. Stosunki florystyczne dorzecza Soły. Sprawozdanie Kom. Fizjogr. AU. Kraków.
- [64] Rykowski B., 1949. Uwagi w sprawie dolesienia województwa krakowskiego z punktu widzenia geografii gleboznawstwa. *Sprawozd. Pozn. TPN.* t. 16.
- [65] Książkiewicz M., 1933. Przyczynek do znajomości średniej kredy płaszczowiny godulskiej w Beskidach Zachodnich. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* t. 9.
- [66] Książkiewicz M., 1948. Stratygrafia serii magurskiej na przedpolu Babiej Góry. *PIG Biul.* 48.
- [67] Książkiewicz M., 1959. Geologia dynamiczna. Warszawa.
- [68] Kulig L., 1953. Lasy w dorzeczu górnej Wisły i przystosowanie ich do celów przeciwpowodziowych. *Przegl. meteorol. i hydrol.* z. 3—4.
- [69] Lambor J., 1953. Możliwość przewidywania powodzi. *Przegl. meteorol. i hydrol.* z. 3—4.
- [70] Lambor J., 1954. Klasyfikacja typów powodzi i ich przewidywanie. *Gosp. wod.* nr 4.
- [71] Langer M., 1957. Przebieg i bilanse powodzi w latach 1940, 1948, 1951 w górnym dorzeczu Wisły. *Wiad. Służby Hydrol. i Meteorol.* t. 5., z. 3.
- [72] Lewińska J., 1953. Badanie zawartości wody w śniegu na tle wezbrań wiosennych. *Przegl. meteorol. i hydrol.* z. 3—4.
- [73] Łoziński W., 1909. O usuwaniu się gliny w Tymowej w brzeskim powiecie. *Sprawozd. Kom. Fizjogr. PAU.* 43. Kraków.
- [74] Łoziński W., 1922. Wpływy tektoniczne w rozwoju rzek Karpat fliszowych. *Kosmos.*
- [75] Mamak W., 1958. Regulacja rzek i potoków. Warszawa.
- [76] Maruszczak H., Trembaczowski J., 1959. Geomorfologiczne skutki gwałtownej ulewy w Piaskach Szlacheckich koło Krasnegostawu. *Annales UMCS. Sec. B. Vol.* 11.
- [77] Michalik A., 1955. Wpływ składu petrograficznego na powstanie ruchów masowych. *PAN Wyd. IV. Gdańsk.*
- [78] Michalik A., 1962. Osuwisko w Cichem na Podhalu. *Prace geogr. Rocznik nauk.-dydakt. WSP Kraków.* z. 10.

- [79] Mikucki Z., Wiśniewski B., 1960. Badania nad zamulaniem zbiornika w Porąbce. *Gosp. wod.* z. 12.
- [80] Mikulski Z., 1954. Katastrofalne powódzie w Polsce. *Czas. geogr.* t. 25., z. 4.
- [81] Mikulski Z., 1957. Charakterystyka powodzi w Polsce. *Gosp. wod.* z. 9.
- [82] Milata W., 1935. Meteorologiczne przyczyny powodzi w lipcu 1934 roku. *Czas. geogr.* t. 13., z. 2—4.
- [83] Milata W., 1936. Wiatry halne w Karpatach. *Wiad. geogr.* t. 14.
- [84] Milata W., 1936. Zima w Beskidzie Śląskim. *Zaranie Śląskie.* R. 12., z. 1.
- [85] Milata W., 1937. Lato w Beskidzie Śląskim. *Zaranie Śląskie.* R. 13., z. 1.
- [86] Milata W., 1938. Dni z mrozem i przymrozkiem w Karpatach. *Wiad. geogr.* t. 16.
- [87] Milata W., 1937. Pokrywa śnieżna w Karpatach. *Prace Studium Turyzmu.*
- [88] Milata W., 1947. Inwersje temperatury. *Wszechświat.* z. 10.
- [89] Milata W., 1950. Trwałość pokrywy śnieżnej w Polsce. *Przegl. geogr.* t. 22.
- [90] Nowak J., 1927. *Zarys tektoniki Polski.* Kraków.
- [91] Opady średnie w dorzeczu Wisły w latach 1920—1939. *Prace PIHM* 1951, z. 9.
- [92] Opady średnie od 1939—1959. *Prace PIHM*, z. 11.
- [93] Okołowicz W., 1936. Z zagadnień zmian klimatu. *Przegląd geogr.* t. 16., z. 3—4.
- [94] Pardé M., 1957. *Fleuves et Rivières 1933.* (Tłum. polskie: Rzeki. Z przypisami K. Dębskiego z terenów Polski) Warszawa.
- [95] Paul C. M., Tietze E., 1877. *Studien in der Sandsteinzone der Karpathen.* Jahrb. d. Ged. Reichsanst. B. 27.
- [96] Pasternak K., 1960. Gleboznawcza i geologiczna charakterystyka dorzecza rzeki Soły. *Acta Hydrobiol.* t. 2., z. 3—4.
- [97] Piekarczyk A., 1961. Kilka uwag o budowie potoków górskich w dorzeczu Wisły. *Gosp. wod.* z. 7.
- [98] Pietruszewski W., 1949. Zabudowa potoków, czy zbiorniki retencyjne? *Gosp. wod.* t. 12., z. 6.
- [99] Pietruszewski W., 1957. O niektórych przyczynach niepowodzeń przy zabudowaniu potoków górskich. *Gosp. wod.* z. 2.
- [100] Piwowar A., 1903. Über Maximalböschungen trockener Schuttkegel und Schuthalden. *Vjehrschr. Nat. Ges. Zürich.* 48.
- [101] Prochal P., 1958. Wstępne wyniki analizy dotychczasowych robót przy zabudowaniu potoków w województwie krakowskim. *Rocz. Nauk. Roln. Ser. F.* t. 72.
- [102] Prochal P., 1960. Przyrodnicze i techniczne podstawy walki z erozją gleb w górnym dorzeczu Soły. *Rocz. Nauk Roln. Ser. F.*, z. 2.
- [103] Punzet J., 1961. Powódź lipcowa 1960 roku na obszarze górnej Wisły. *Gosp. wod.* z. 1.
- [104] Pydziński B., 1962. Stosunki wodne w górnej części dorzecza Soły. *Rocznik nauk.-dydak. WSP Kraków. Prace geogr.* z. 10.
- [105] Rafałowski S., 1953. Problemy meteorologicznej prognozy powodzi. *Przegl. meteorol. i hydrol.* z. 3—4.
- [106] Regionalna Geologia Polski — Karpaty. 1951. t. 1., z. 1. *Stratygrafia.* z. 2. *Tektonika.* Kraków.
- [107] Rehman A., 1895. *Karpaty opisane pod względem fizyczno-geograficznym.* Lwów.
- [108] Reniger A., 1951. Próba oceny nasilenia i zasięgów potencjalnej erozji gleb w Polsce. *Z badań nad erozją gleb w Polsce.* Warszawa.

- [109] Reniger A., 1955. Erozja gleb na terenie podgórskim w obrębie zlewni potoku Łukawica. Roczn. Nauk Roln. Ser. F. t. 71., z. 1.
- [110] Reniger A., 1957. Ilość materiału unoszonego ze zlewni podgórskiej rzeki Mleczki. Gosp. wod. z. 7.
- [111] Rocznik hydrograficzny. Dorzecze Wisły od 1913—1958.
- [112] Romer E., 1949. Regiony klimatyczne Polski. Prace Wrocł. Tow. Nauk. nr 16.
- [113] Roubitschek W., 1953. Geographischer Bildbericht vom Apoldaer Unwetter am 26 Juni 1953. Urania R. 16. Jena.
- [114] Rundo A., 1934. Rzut oka na przebieg katastrofального wezbrania w dorzeczu Wisły, w lipcu 1934 roku. Wiad. Służby Geogr. z. 3.
- [115] Sapożnikowa S., 1953. Mikroklimat i klimat lokalny. Warszawa.
- [116] Sawicki L., 1909. Z fizjografii Karpat Zachodnich. Arch. Nauk. Lwów.
- [117] Sawicki L., 1917. Osuwisko ziemne w Szymborku i inne zsuwy powstałe w 1913 roku w Galicji Zachodniej. Rozpr. Wydz. Mat.-Przyr. AU. Kraków.
- [118] Schramm W., 1925. Zsuwiska stoków górskich w Beskidzie. Wielkie osuwisko w lesie wsi Duszatyn Ziemi Sanockiej. Kosmos. t. 50.
- [119] Schultze J., 1952. Die Bodenerosion in Thüringen. Gotha.
- [120] Smoleński J., 1937. W sprawie wieku i genezy Beskidów Zachodnich. Wiad. geogr. t. 15.
- [121] Соболев С. С., 1948. Развитие эрозионных процессов на территории европейской части СССР и борьба с ними. Москва.
- [122] Sokołowski M. i S., 1936. Wantule. Ochrona Przyrody. 16.
- [123] Sokołowski S., 1958. Przeglądowa Mapa Geologiczna Karpat polskich. 1:200 000. Cz. zach.
- [124] Sowiński A., 1961. Obliczenia kubatury i analiza krzywych namuleń w zbiorniku w Porąbce. Gosp. wod. t. 21., z. 8.
- [125] Stanowska T., 1956. Opady w dorzeczu Soły. Praca magisterska UJ. Kraków.
- [126] Starkel L., 1954. Znaczenie mapy geomorfologicznej dla rolnictwa. Przegl. geogr. t. 23., z. 4.
- [127] Starkel L., 1957. Rozwój geomorfologiczny progów Pogórza Karpackiego między Dębicą a Trzcianą. Prace geogr. IG PAN. nr 11.
- [128] Starkel L., 1959. Development of the relief of the Polish Carpathians in the Holocene. Przegl. geogr. t. 31.
- [129] Starkel L., 1960. Magnitude of alterations of relief in the Polish Flysch Carpathians during the Holocene. Bull. Acad. Pol. Sc. Ser. geol.-geogr. t. 8. nr 1.
- [130] Starkel L., 1960. Rozwój rzeźby Karpat fliszowych w holocenie. Prace geogr. IG PAN. nr 22.
- [131] Starkel L., 1962. Stan badań nad współczesnymi procesami morfogenetycznymi w Karpatach. Czas. geogr. t. 33.
- [132] Staszewicz S., 1927. Katastrofalne szkody wiatrowe i ich przyczyny w lasach Beskidu Śląskiego. Sylwan.
- [133] Stecki K., 1934. Zsuwy ziemne w Beskidzie Zachodnim, po ulewach w lipcu 1934 roku. Kosmos. Ser. A. t. 59., z. 4.
- [134] Studium dla rozbudowy rzek i potoków górskich w dorzeczu Wisły. Część I, II, III, IV. Hydroprojekt.
- [135] Süs N., 1951. Erozja gleb (przekł. z rosyjskiego). Warszawa.
- [136] Szafer W., 1952. Schyłek plejstocenu w Polsce. Biul. PIG. 65.
- [137] Szafer W., 1953. Stratygrafia plejstocenu w Polsce na podstawie florystycznej. Roczn. Pol. Tow. Geol. t. 22., z. 1.

- [138] Szafer W., 1953. Rośliny Polski. Warszawa.
- [139] Szaflarski J., 1932. Z historii doliny Soły. Prace I. G. UJ.
- [140] Szajnocha W., 1884. Studia geologiczne w Karpatach w Galicji Zachodniej. Cz. 1. Okolice Żywca i Białej. Kosmos.
- [141] Śliwa P., Wilk Z., 1954. Osuwisko w Bańskiej Wyżnej na Podhalu. Biul. IG 86.
- [142] Śliwa P., 1955. Osuwisko Bachledzkiego Wierchu w Zakopanem. Biul. IG 96.
- [143] Środoń A., 1957. Ostatni glacjał i postglacjał w Karpatach. Biul. IG 67.
- [144] Świdorski B., 1932. Przyczynki do badań nad osuwiskami karpackimi. Przegl. geogr. t. 12.
- [145] Świdziński H., 1947. Słownik stratygraficzny północnych Karpat fliszowych. Biul. PIG 37.
- [146] Teisseyre H., 1929. Kilka drobnych obserwacji morfologicznych w Karpatach. Przegl. geogr. t. 9.
- [147] Teisseyre H., 1931. Osuwisko koło Spasa nad Dniestrem. Czas. geogr. t. 9, z. 1.
- [148] Teisseyre H., 1934. Osuwisko w Krasnolili. Czas. geogr. t. 12.
- [149] Teisseyre H., 1935. Dalsze spostrzeżenia nad osuwiskiem w Krasnolili. Sprawozd. PIG. nr 8. Warszawa.
- [150] Teisseyre H., 1936. Materiały do znajomości osuwisk w niektórych okolicach Karpat i Podkarpacia. Roczn. Pol. Tow. Geol. t. 12.
- [151] Teisseyre H., 1938. Czwartorzęd na przedgórzu arkuszy Sambor i Dobromil. Roczn. Pol. Tow. Geol. t. 13.
- [152] Tołwiński K., 1922. Dyslokacje poprzeczne w Karpatach. Prace geogr. E. Romera. z. 6. Lwów.
- [153] Tokarski A., 1947. Grójec i żywieckie okna tektoniczne. Biul. PIG. 28.
- [154] Tokarski A., 1953. Rów tektoniczny Soły w Tresnej. Przegl. geol. nr. 4.
- [155] Trzebińska M., Trzebiński J., 1954. Zagadnienie powodzi na Dolnym Śląsku. Gosp. wod. z. 4.
- [156] Tyczyńska M., 1957. Klimat Polski w okresie trzeciorzędowym i czwartorzędowym. Czas. geogr. t. 28, z. 1.
- [157] Tysza Z., 1954. Powódzie w Polsce i ochrona przed nimi w zarysie historycznym. Gosp. wod. z. 4.
- [158] Uhlig V., Über eine Mikrofauna aus dem Alttertiar der westgalizischen Karpathen. Jahrb. Geol. z. 36. Wien.
- [159] Unrug R., 1957. Współczesny transport i sedimentacja żwirów w dolinie Dunajca. Acta Geol. Pol. t. 7, z. 2.
- [160] Walas J., 1936. Szata roślinna Żywiecczyny. Ziemia. nr 26.
- [161] Wierczek E., 1958. Częstotliwość występowania poszczególnych kierunków wiatrów w Karpatach Zachodnich. Przegl. geogr. t. 3, z. 3—4.
- [162] Wiszniewski W., 1953. Atlas opadów w Polsce za lata 1891—1930. PIHM.
- [163] Woźnowski M., 1935. Skutki powodzi w dolinie Czarnego Czeremosza. Czas. geogr. t. 13.
- [164] Wyniki pomiarów przepływu górskich dopływów Wisły od 1893 do 1939. 1950. Prace PIHM. z. 14.
- [165] Ziemiński S., 1956. Skutki deszczu nawalnego we wsi Piaski Szlacheckie pod Krasnystawem. Gosp. wod. z. 16.
- [166] Ziemska Z., 1928. Próba spostrzeżeń i badań nad erozją wód Wisłoka. Czas. geogr. t. 6.
- [167] Zierhoffer A., 1935. Kilka przykładów działania wód podziemnych w dorzeczach Stryja i Oporu. Czas. geogr. t. 13.

- [168] Zierhoffer A., 1947. Zsuv górski koło Sławska. Czas. geogr. t. 18.
- [169] Ziętara K. i T., 1958. O rzekomo glacialnej rzeźbie Babiej Góry. Rocznik nauk.-dydakt. WSP Kraków. z. 8. Geografia.
- [170] Ziętara T., 1962. O pseudoglacjalnej rzeźbie Beskidów Zachodnich. Rocznik nauk.-dydakt. WSP. Kraków. Prace geogr. z. 10.
- [171] Ziętara T., 1964. O odmładzaniu osuwisk w Beskidach Zachodnich. Rocznik nauk.-dydakt. WSP. Kraków. z. 22. Prace geogr.
- [172] Ziętara T., 1966. Struktura i tekstura osadów powodziowych w Beskidach Zachodnich. Seminarium metod sedymentologicznych dla potrzeb geografii fizycznej. PTG. Poznań.
- [173] Zuber R., Blauth J., 1907. Katastrofa w Duszatynie. Czas techn. z. 25. Lwów.
- [174] Zubrzycki T., 1925. Wezbrania w dorzeczu Wisły. Czas. techn.
- [175] Zubrzycki T., 1929. Powódzie na ziemiach polskich. Pamiętnik I Pol. Zjazdu Hydrolog.-Techn. Warszawa.
- [176] Żytko K., Sikora W., 1956. Stratygrafia serii magurskiej Beskidu Wysokiego na arkuszu Żywiec. Przegl. geol. z. 10.
- [177] Żytko K., Sikora W., 1960. Budowa Beskidu Wysokiego na południe od Żywca. Z badań geologicznych w Karpatach. Biul. IG t. 4.

ТАДЕУШ ЗЕНТАРА

РОЛЬ БУРНЫХ ЛИВНЕЙ И НАВОДНЕНИЙ В МОДЕЛИРОВКЕ РЕЛЬЕФА БЕСКИДОВ

Резюме

С 1958 по 1960 год Карпаты пережили ряд катастрофических наводнений. Разрушения причиненные ими оценивались Главным Комитетом по борьбе с наводнением в миллиарды злотых. В настоящей работе дается попытка оценки значения бурных ливней и наводнений, до которых выступали продолжительные осадки на значительных площадях, в моделировке рельефа местности. Эта проблема рассматривается на фоне и в связи с элементами географической среды, то есть геологическим строением, рельефом местности, климатическими условиями и водными условиями, а также растительным покровом. Целью этого рассмотрения является вскрытие размеров влияния элементов географической среды на различие в интенсивности моделировки рельефа.

В первой части настоящей работы дается обзор работ по геоморфологических следствиях наводнений, представляется проблематика настоящей работы, методы примененные в исследовании упомянутой проблемы и выделяются физико-географические районы. Во второй части приводится наблюдательный материал (дается описание форм образований и процессов возникших под воздействием ливней и наводнений) и наконец в последней части, заключительной, представляется процесс развития современного рельефа местности и оценку с хозяйственной точки зрения бурных ливней и наводнений.

Объектом исследований является часть бассейна реки Сола, расположенная в Бескидах и ограниченная плотиной в Поромбке. Сола представляет собой первый приток Вислы, у которого яркие свойства горной реки. В верхнем участке бассейна Сола наблюдается большое разнообразие геологического строения. Выступает здесь подсилезская свита (внешний флишь и подсилезский, тектонический покров),

силезский тектонический покров (тешинский и годулский) и магурский тектонический покров (домагурская свита и магурская свита). Результатом этого разнообразия геологического строения является большое разнообразие форм рельефа: Бескид Слёнски, Бескид Малы, Высоки, Средни; котловины: Живецка, Елесняньска и Райчи, а также ворота: Коняковске, Сълеменьске и Вильковицке. Вследствие этого результаты исследований полученные на упомянутой территории можно считать правильными для остальной части Бескида.

Обзор публикаций по проблеме геоморфологических следствий наводнений в Карпатах позволяет сделать заключение, что только немногие работы: Климашевского [45], Возьновского [163], Земской [166], Цирхоффера [167] посвящены совокупности этой проблематики. Все остальные работы занимаются обыкновенно только одной проблемой, чаще всего проблемой оползней, которую разработали геологи и географы в индивидуальных работах или же коллективно.

В результате ощущается недостаток монографической разработки геоморфологических следствий бурных ливней и наводнений. Главной основой настоящей работы являются полевые исследования, которые проводились в годы когда выступали наводнения (1958—1960) и для сравнения, в годы, когда наводнения не наблюдались (1961—1962).

Картированием учитываются все новообразовавшиеся формы рельефа на склонах долин и в их днищах. Сопоставление этих форм рельефа находится на фрагментах гипсометрических карт в масштабе 1 : 25 000. Результатом исследований являются следующие заключения:

1. С платообразных поверхностей, у которых уклон больше чем 3° , поросших дерновиной или лесом, продукты выветривания не удаляются. Эти платообразные поверхности почти не подлежат понижению, потому их площадь сокращается за счет развития оползневых склонов.

2. Фармирование склонов осуществляется в результате разного рода оползневых процессов, смыва, суфозионных процессов, расчленения склонов и их подрезания водой. Среди оползневых движений наиболее интенсивными являются оползневые процессы. Большинство свежих оползней образовалось в пределах древних оползневых участков, где наблюдаются процессы омоложения и увеличения за счет новых оползней масс выветрелых пород. Больше всего оползней образуется в придонной зоне вследствие подрезания склонов водой во время наводнений. Омолаживание древних оползней остается в зависимости от рельефа и структуры оползших горных пород. В связи с выше указанным, на основании механики перемещения мас выве-

трелых горных пород а прежде всего степени раздробления, перемешания и пластичности сползающего материала, выделяются:

1. Оползни в виде пакетов или образующие плотные массы включенные в породу. В таких случаях ползущие горные породы сохраняют свою внутреннюю структуру и только отдельные пакеты меняют падение горных пород. Пакеты, продвинутые ниже всего по склону в конечной стадии своего существования рассыпаются на мелкий обломочный материал

2. Оползни, сложенные обломочным или детритусовым материалом в которых сползающие массы горной породы подвергаются раздроблению на отдельные осколки о глыбы. Глыбы и осколки перемешиваются между собой и эта смесь напоминает своим видом каменные россыпи.

3. Текучие оползни или стекающие, в которых пропитанные водой массы горной породы подвергаются раздроблению и перемешиваются со сланцево- выветрелой массой. Эта масса во время сползания получает вид суглинистой мази и способ ее перемещения напоминает перемещение текучей массы. Чаше всего подвергаются омоложению текучие оползни оттого, что оползневые массы легко пропитываются водой и отличаются водоупорностью. Такие оползни являются наиболее подвижными. Оползни в виде пакетов представляют собой тип наименее подвижной и они подверглись омоложению только в отдельных точках, потому что пакеты пород являются раздробленными множеством трещин а подстилающие их породы также пронизаны трещинами, но более широкими и глубокими по которым вода может проникать вглуб и таким образом осуществляется подземный сток вод. Оползни в водосборных бассейнах получают развитие вверх по склонам вследствие отступления оползневых выемок, снизу же „лапы” этих оползней расчленяются долинами. Большинство долин расчленяющих склоны Бескид образовалась в точках со следами древних оползней.

3. На склонах наблюдается четкая граница стабильности, которая нарушается только во время ливней, до которых выступают продолжительные осадки, выпадающие на площади значительных размеров. В условиях нарушения этой границы формирование склонов становится катастрофическим и оно увеличивается гораздо быстрее чем величина осадков. В период сильных, средних и слабых ливней граница стабильности на склонах не нарушается, а их формирование ограничивается спорадическим перемещением выветрелых масс с обломками пород и мелким расчленением склонов. Несколько раз в году появляющиеся в долинах воды после грозы, выносят только мелкозернистый твердый материал взвешенный в их массе.

4. Днища долин до высоты высокого уровня воды формируются водами наводнения. Во время наводнения в днищах долин наблюдается чередование фаз эрозионной и аккумулятивной, деятельности воды. Эти фазы осуществляются по разному в днищах главных и боковых долин. В результате аккумулятивной деятельности вод наводнения все русла водотоков и днища долин стали всячими по отношению к днищам главных долин. Следует обратить внимание на то, что аккумуляция осуществлялась также и в узких долинах с большим падением. Выполнение этих долин материалом приносимых водами происходит во время конечной фазы наводнения каменно-грязевыми водотоками. Расчленение этих аккумулятивных поверхностей продолжается во время последующих обычных наводнений, которые повторяются через каждые несколько лет. В результате такого расчленения образуются террасы обусловленные единичным засыпанием долины во время катастрофических наводнений. Иллюстрацией громадных морфологических изменений в днищах долин являются количественные подсчеты площади занятой обломочным материалом. Площадь галечников до катастрофического наводнения (1957 г) в днищах главных долин равнялась около 290 гектаров, а после катастрофического наводнения (1958 г) — 850 гектаров. Среднее увеличение объема галечника за период одного наводнения равняется около $2\,800\text{ м}^3/\text{км}^2$, а среднее увеличение этого объема за период одного года без наводнения равняется около $80\text{ м}^3/\text{км}^2$. Объем галечников удаленных за пределы данного бассейна является гораздо меньше, чем объем галечников пришедших в движение в его пределах.

Приблизительные подсчеты показывают, что на территории всего бассейна реки верхней Солы подлежало транспорту около 11 миллионов 900 тысяч м^3 обломочного материала, то есть около $11\,900\text{ м}^3/\text{км}^2$.

5. Интенсивность моделировки рельефа Бескид остается также в зависимости от размеров и ритма продолжительных осадков на довольно значительных по размерам площадях предшествующих бурным ливням. Непрерывные, относительно не сильные осадки, завершенные катастрофическим ливнем (36 часов продолжающийся ливень дает объем $1/3$ средних годовичных осадков) обуславливает быстрый сток громадной массы воды, которая с большой интенсивностью расчленяет склоны и катастрофическим образом формирует днища долин в результате эрозионной транспортной и аккумулятивной деятельности. Формирование рельефа в период катастрофических ливней, зачастую более слабых, которым предшествует другой ритм осадков, происходит иначе. Относительно сильные осадки переплетаются двумя или одними сутками лишенными осадков. Такого рода ритм осадков оказывает влияние на характер стока в результате

чего главная кульминация наводнения получает в днищах долин более умеренный сток и тем самым процесс моделировки долины является менее интенсивным.

Периоды времени лишенные осадков способствуют просачиванию вглубь большого объема воды, которая там задерживается, и в конечной фазе ливня содействует очнь сильному переоформлению склонов вызывая сильное развитие оползневых процессов.

6. Процесс формирования рельефа Бескид протекает очень неравномерно. Сильное влияние на формирование рельефа оказывает геологическое строение и рельеф местности а также растительный покров. Территории сложенные образованиями с почти одинаковой устойчивостью (Бескид Слёнски) подлежат равномерному оформлению и наоборот, территории с разнообразным геологическим строением и рельефом подлежат неравномерной моделировке (Бескид Высоки). В связи с выше указанным выделяются отдельные районы, характеризующиеся различным формированием рельефа.

Значение бурных ливней и наводнений для формирования рельефа Бескид очень большое, хотя оно не является повсеместно равномерным, в таких условиях развитие рельефа проходит скачками. При обыкновенном уровне воды водотоков не производят на протяжении десятилетий даже маленькой части таких изменений рельефа, какие наблюдаются во время катастрофических наводнений продолжающихся от 10 до 20 часов.

TADEUSZ ZIĘTARA

**PART PLAYED BY TORRENTIAL RAINS AND FLOODS
ON THE RELIEF OF BESKID MTS.
(WITH SOLA RIVER DRAINAGE BASIN IN 1958—1962 AS EXAMPLE)**

Summary

In the 1958—1960 period, the Carpathians suffered disastrous floods which caused enormous damages, assessed by the Main Flood Prevention Committee at billions of Złote. In present paper the author attempts to estimate the influence on the land relief of torrential downpours and at floods, preceded by extensive rains. He considers this problem on the background of, and in connection with, elements of the geographical environment (geological structure, surface relief, climate, hydrographical conditions, vegetation cover), in order to perceive the part played by these elements upon differences in the intensity of relief resculpturing.

In the first part of his paper, the author discusses publications so far issued on the geomorphological consequences of changes caused by flood waters; he then dwells on the problematics of his research work and, his method of making studies in the field, and distinguishes different physiogeographical regions. — In the second part the author presents observation material (descriptions of forms of deposits and of phenomena connected with downpours and floods), while in his final chapter (containing interpretations and conclusions) he expresses his opinion on the evolution of today's land relief and gives an economic evaluation of the results of torrential rains and floods.

As field for his research the author selected the Beskid part of the Soła river drainage basin, as far downstream as the Porąbka storage basin. River Soła is the first Vistula tributary, with the distinct features of a mountain stream. The upper Soła basin is differentiated in its geological structure. Here occur: the Subsilesian Series (the External Flysch Zone and the Subsilesian Nappe) and the Magura Nappe (Submagura Series and Magura Series). This heterogeneous geological struc-

ture has caused a marked differentiation of the land relief, forming the Silesian, the Minor, the High, and the Middle Beskid, the Żywiec, Jeleśnia and Rajcza Depressions and, in the foreland relief, gaps at Konia-ków, Ślemień and Wilkowice. Taking into account the research results described above, it seems admissible to apply them to the remaining part of the Beskid Mts also.

A survey of publications dealing with the geomorphological consequences of floods in the Carpathians reveals, that only a scant number of papers, those published by Klimaszewski [45], Woźnowski [163], Ziemska [166] and Zierhoffer [167], were fully dedicated to this topic. All the remaining publications treat respectively but one particular problem, most often landslides, subjects which — either individually or collectively — have been treated by geographers or geologists. In view of this fact there exists the lack of a monograph on the geological results brought about by torrential rains and by floods. The basis for the present paper were detailed field studies undertaken in flood years (1958—1960) as well as, for purposes of comparison, in floodless years (1961—1962). Mapped were all newly developed forms within slopes and valley floors, and an assemblage of these forms has been presented on fragments of hypsometric maps, in 1 : 25 000 scale. As the result of these investigations, the author formulated his conclusions as follows:

1. Level uplands, not exceeding 3° in inclination, and turfcovered or forested, do not suffer denudation. Such uplands are practically not lowered at all; at the most, they grow smaller due to the development of slide movements at their slopes.

2. Slopes are being sculptured by a variety of mass movements like slopewash, suffosion, dissection, and undercutting of slopes. Among such mass movements, most intensively occur slides. The majority of recent slides developed within areas of previous slide surfaces which have been rejuvenated or widened by new slides of residual rock masses. Most numerous are movements of this type in the bottom zone of slopes, due to undercutting by flood waters. Rejuvenation of older slides depends on relief and structure of the sliding rock masses. Thus, on the basis of the mechanics of the dislocation of residual rock masses and, principally, the degree of crumbling, intermixing and plasticity of the sliding masses, there must be distinguished: 1) slides of compact masses, where the moving rock mass maintains its internal structure, and only individual larger rock blocks change their dip. Here the lowest part of the dislocated mass ultimately crumbles into a rock debris; 2) rubble or detritus slides, in which the sliding rock material is crumbled, and disintegrates into a detritus and small blocks which, in turn, become

intermixed assuming the appearance of a rock debris; 3) fluid or liquid slides, in which the watersoaked rock masses are disintegrated and mix into a shaly-residual fluid mass. While sliding, these masses turn into a clayey paste, behaving like a liquid while in motion. Most frequently rejuvenated are fluid slides of this type, due to high water absorption and poor permeability of the sliding masses. These last-named slides show the highest mobility. Less mobile are the compact slides, and they undergo rejuvenation merely locally, because fissures and joints in these compact blocks facilitate a subsurface flow of water. Slides in spring hollows are caused by sapping of slide scars in an upslope direction while, further downstream, the slide tongues are being dissected by valleys. The majority of the valleys incising the Beskid slopes started out from "scars" left by older slides.

3. Slopes possess distinct limit lines of stability which are only occasionally transgressed at times of torrential downpours following upon extensive rain periods. After passing this limit line, the sculpturing of a slope becomes catastrophical, growing much faster than the intensity of precipitation. During heavy, moderate or slight rain periods, no transgression of the stability limit takes place; sculpturing is limited to sporadic translocations of rock or regolith masses and to minor V-shaped incisions in the slope surfaces. Flood waters occurring several times annually remove from the valley floors merely the finest-grained material in the form of a suspension.

4. Up to the height to which the flood water level rises, valley floors are sculptured by these floods. During floods, valley floors suffer successively erosion and accumulation, which take place in a different way in main and in lateral valleys. As the result of floodwater accumulation, all channels and floors of lateral valleys become suspended above the floors of the main valleys. Worthy of mention is, that accumulation takes place also in narrow V-shaped valleys with steep gradients. This filling-in of V-shaped valleys occurs in the final stage of floodwater flow, by means of streams of a combination of rock fragments and mud. This sort of dissection of accumulation surfaces continues during each subsequent normal flood period occurring once every few years. These denuding incisions produce flood terraces, caused by every successive filling-in of valleys during catastrophic floods. The magnitude of the changes suffered by valley floors is illustrated by data on the size of debris sheets created. In the main valleys, the area covered by gravel beds was some 290 ha prior to the catastrophic flood of 1957; after the flood, it amounted to 850 ha. The average increase of a gravel bed during one flood period is some 2800 cu. m. per sq. km. while during years without floods this increase is but 80 cu. m. per sq. km. The number of

gravel beds carried away beyond a given drainage area is much smaller than the number newly produced within the same drainage area. Estimates indicate that, in the entire drainage basin of the upper Soła river, some 11 900 000 cu. m. material were transported, that is, some 11900 cu. m. per sq. km. drainage area.

5. The intensity of sculpturing the Beskid relief depends, moreover, on the magnitude and the rhythm of the extensive rainfall periods preceding torrential showers. Precipitation, continuous yet relatively moderate, and terminated by a catastrophic downpour (a 36-hour shower constitutes about $\frac{1}{3}$ of the mean annual precipitation), cause a rapid run-off of an enormous amount of water, which intensively dissect slopes and sculpture the valley floors in a catastrophic manner due to erosion, transportation and accumulation of material. Differently proceeds relief sculpturing during catastrophic downpours, often less intensive, but preceded by a different rhythm in precipitation: rains, relatively heavy, yet alternating with two or one rainless day. A rhythm like this makes the flow of the principal flood wave less destructive to valley floors and in this manner lessens their resculpturing. Any break between rainfall periods always causes great quantities of water to soak into the soil of the substratum, where it is stored and from where it contributes, in the final stage of the flood period, to a very marked resculpturing of the valley slopes due to mass movements.

6. The sculpture of the Beskid relief is variegated; to a considerable extent it depends on geological structure, land relief and vegetation cover. Regions built of deposits of practically uniform resistance (Silesian Beskid) are sculptured uniformly; inversely, regions with a variety in geological structure and relief forms undergo dissimilar sculpturing (High Beskid). For this reason the author distinguishes different regions, each with its separate relief sculpture.

The influence of torrential rains and floods is tremendous, though much diversified, and the evolution of the relief proceeds stepwise. During normal gauge levels, water does not cause any particle of changes for entire decades, compared with the effect of a catastrophic flood of some 10 hours' or so duration.

EXPLANATION TO MAPS, CROSS-SECTIONS AND FIGURES

Fig. 1. Map and section across a consequent-frontal slide on left slope of Koscielce valley

1 — wall of slide scar, 2 — V-shaped narrow valleys, 3 — slide scratches and striae, 4 — minor blocks forming pavement, built of rock masses crumbled during slide, 5 — slide tongue formed by rock debris, 6 — minor slumps and fissures, 7 — swellings on sliding mass, 8 — erosive undercutting, 9 — sandstone banks, 10 — shale layers, 11 — regolith covers, 12 — clay heaps, 13 — larger rock blocks within clay

strata, 14 — fractured rock masses in labile equilibrium, 15 — flushed-down rock fragments carried off by Kościelec waters, 16 — lines of sections

Fig. 2. Map of slope slide on southern Skrzyczny slope

1 — walls of slide scar, 2 — deeply incised V-shaped valleys, 3 — incised V-shaped sinks with steep walls, 4 — incised V-shaped sinks with gentle slopes, 5 — ridges built of large compact rock blocks, 6 — debris ridges, 7 — rock blocks broken loose from steep ridge slopes, 8 — fresh, deep V-shaped valleys, 9 — recent fissures, 10 — lines of sections

Fig. 3. Sections across slope slides on southern Skrzyczny slope

Fig. 4. Map and section across consequent slide on slope of Krawcowy Wierch (1064 m)

1 — walls of slide scar, 2 — fissures, 3 — steps in sandstone beds, 4 — steps in shale beds, 5 — steps and ridges, 6 — earth-regolith ridges, 7 — depressions within slide scars, 8 — minor hillocks, 9 — sandstone banks, 10 — shale banks, 11 — steps and ridges built of compact rock blocks, 12 — ridges built of fluid earth mass, and uprooted forest

Fig. 5. Geomorphological map of lower reaches of Ujsola and Złatna rivers

1 — slide scar with well preserved walls and edges, 2 — slide scar with slopes poorly or only partly preserved, 3 — large and small ridges and slide-steps, 4 — gradient breaks and slide-edges, 5 — slide tongues and slopes, 6 — surface of slides, recent or rejuvenated, 7 — depressions within slide scars, 8 — distinct erosive undercuttings, 9 — normal steep-sided and box-shaped valleys dissecting regolith and bedrock, 10 — steps and shipot strata eroded in bedrock, 11 — bottom of incised V-shaped and box-shaped valleys, freshly filled-in with rock debris, 12 — cone and terrace edges, 13 — minor of slide and slumps, 14 — old channels deepened during flood

Fig. 6. Geomorphological map of blocked Żabnica valley. Explanation of symbols as in Fig. 5

Fig. 7. Geomorphological map of Cebulowy Potok valley. Explanations of symbols as in Fig. 5

Fig. 8. Geomorphological map of Koszarawa valley and Lasek creek in Middle Beskid. Explanation of symbols as in Fig. 5

Fig. 9. Consequent slide on northern slope of Jeleśnia Depression

1 — vertical walls of slide scar, 2 — fissures in slope above slide scar, 3 — consequent steps, 4 — obsequent steps, 5 — slide surfaces, 6 — alluvial cone, 7 — vertical wall of erosive undercutting, 8 — gravel bed and Koszarawa channel, 9 — regolith cover, 10 — shale strata, 11 — strata of thickbedded sandstones, 12 — strata of thin-laminated sandstones

Fig. 10. Rock slump in northern slope of Jeleśnia Depression

1 — strata of thickbedded sandstone, 2 — strata of thin-laminated sandstone, 3 — thick shale beds, 4 — hooks in scarp above slump scar, 5 — alluvial cone, 6 — wavy grooves in residual clay, 7 — regolith cover, 8 — Koszarawa channel, incised into gravel sheet

Fig. 11. Map and section across rejuvenated slide scar on right valley slope of Soła river, above Porąbka storage basin, at Międzybrodzie Kobiernickie

a — mape of slide: 1 — walls of old slide scar, 2 — longitudinal ridge, built of large rock blocks lying at base of rear scar wall, 3 — hillocks within slide surface, 4 — depressions within slide ridges, 5 — minor swellings on slide surface, 6 — walls of old slide scar, sculptured in 1958–1960 period by rock fall and minor slumps, 7 — alluvial cones, 8 — edges of new 1960 slide, 9 — fissures, 10 — small creep tongues, 11 — roads, 12 — displaced roads, 13 — high falaise, 14 — low falaise, 15 — banks slightly undercut, 16 — dwellings destroyed or damaged, and farm outbuildings, 17 — contour lines, 18 — streams, 19 — path of current in Porąbka basin, 20 — line of section; b — situation outline: 21 — middle Godula beds, 22 — upper Godula beds, 23 — Porąbka storage basin, 24 — slide at Międzybrodzie Kobiernickie, 25 — sandstone bank within shale strata; c — slide-section: 26 — rock blocks in disintegrated clayey-slaty mass, 27 — fissures, 28 — probable slide plane, 29 — large rock blocks, 30 — alluvial cones, 31 — damaged buildings, 32 — regolith covered by forest, 33 — mud layer on bottom of basin, 34 — probable direction of dislocation

Fig. 12. Arrangement of crests and valleys, and distribution of forms of mass movements on slopes, and of gravel beds on valley floors in the Beskid part of Soła drainage basin

1 — main crests and more important peaks, 2 — passes, 3 — erosive channels deepened by erosion, and higher undercuttings, 4 — valley floors resculptured by accumulation during flood period, 5 — valley floors destructively resculptured by accumulation of flood period, 6 — newly formed gravel cones, 7 — slide scars with slopes poorly or only partly preserved, 8 — slide scars with well preserved walls and edges, 9 — water basins, 10 — frontier line

EXPLANATION OF PHOTOS

- Photo 1. Fragment of gully slide on Lipowska slope (1960)
Photo by T. Ziętara
- Photo 2. Steplike descending walls in slide scar on left Ujsola bank
Photo by T. Ziętara
- Photo 3. Surface of fluid slide on slope below Ochodzita peak
Photo by T. Ziętara
- Photo 4. Catastrophic avalanche-like burying of box-shaped valley dissecting Lipowska slopes (1960)
Photo by T. Ziętara
- Photo 5. Gravel sheet accumulated by 1958 flood at outlet of road cut (Górny Szczyrk)
Photo by T. Ziętara
- Photo 6. High slope undercutting at outlet of Kamesznica valley. In foreground, wide double gravel cone in Kamesznica channel at its junction with Soła river
Photo by T. Ziętara
- Photo 7. Extensive gravel sheet in middle reach of Leśna river, developed after 1958 flood
Photo by T. Ziętara
- Photo 8. Cone built by torrential flood at outlet of valley into Porąbka basin (Międzybrodzie Żywieckie 1958)
Photo by T. Ziętara
- Photo 9. Floor of V-shaped incised valley, dissecting SW slopes of Barania Góra, filled-in with high bed of rock debris
Photo by T. Ziętara
- Photo 10. Underscoured new bridge constructed after 1958 flood. Uncovered foundation piers indicate depth of channel erosion caused by 1960 flood (Żywiec)
Photo by T. Ziętara
- Photo 11. V-shaped valley at the upper part of slide on the Kościelec valley slope
Photo by T. Ziętara

28. Staszewski J., Die Verteilung der Bevölkerung nach dem Abstand vom Meer. 1961, s. 79 + 3 tabl., zł 20,—
29. Galon R., On the Morphology of the Noteć—Warta (or Toruń-Eberswalde) Ice Marginal Streamway. 1961, s. 129 + mapa, zł 32,—
30. Fleszar M., Zarys historii geografii ekonomicznej w Polsce do 1939 r. 1962, s. 173, zł 43,50
31. Praca zbiorowa, Land Utilization, Methods and Problems of Research. 1962, s. 250 + 13 wkładek, zł 63,—
32. Kosiński L., Miasta województwa białostockiego. 1962, s. 163 + wkładki, zł 28,—
33. Kaczorowska Z., Opady w Polsce w przekroju wieloletnim. 1962, s. 112 + wkładka, zł 28,—
34. Okołowicz W., Zachmurzenie Polski.
Stopa M., Burze w Polsce. 1962, 185 + 2 wkładki, zł 45,—
35. Biegajło W., Sposoby gospodarowania w rolnictwie województwa białostockiego. 1962, s. 187 + mapy, zł 48,—
36. Dziewański J., Starkel L., Dolina Sanu między Soliną i Zwierzyniem w czwartorzędzie. 1962, s. 86 + 9 wkładek, zł 28,—
37. Chilczuk M., Rozwój i rozmieszczenie przemysłu rolno-spożywczego w województwie białostockim. 1962, s. 159, zł 38,—
38. Radłowska C., Rzeźba północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. 1963, s. 178 + 12 fot. + 4 wkładki, zł 60,—
39. Szupryczyński J., Rzeźba strefy marginalnej i typy deglacji lodowców południowego Spitsbergenu. 1963, s. 162 + 4 mapy, zł 35,—
40. Kosiński L., Procesy ludnościowe na Ziemiach Odzyskanych w latach 1945—1960. 1963, s. 128 + wkładki, zł 28,—
41. Domański R., Zespoły sieci komunikacyjnych, 1963, s. 110 + 38 ilustr., zł 24,—
42. Stasiak J., Historia jeziora Kruklin w świetle osadów strefy litoralnej. 1963, s. 94 + 19 ilustr., + 2 mapy, zł 27,—
43. Mileska M. J., Regiony turystyczne Polski. Stan obecny i potencjalne warunki rozwoju. 1963, s. 156 + 6 map, zł 34,—
44. Gilewska S., Rzeźba progu środkowotriasowego okolic Będzina. 1963, s. 135 + 24 ilustr., zł 36,—
45. Chilczuk M., Sieć ośrodków więzi społeczno-gospodarczej wsi w Polsce. 1963, s. 155 + 55 ilustr. + 19 map, zł 65,—
46. Praca zbiorowa, Problems of geomorphological mapping. 1964, s. 140 + aneks + 9 ilustr. + 6 map, zł 48,—
47. Praca zbiorowa, Studia geograficzne w powiecie pińczowskim. 1966, s. 193 + 27 ilustr. + 7 map, zł 47,—
48. Wróbel A., Pojęcie regionu ekonomicznego a teoria w geografii. 1965, s. 86, zł 21,—
49. Ratajski L., Polska kartografia ekonomiczna XX wieku. 1965, s. 143 + 16 ilustr. (map), zł 30,—
50. Starkel L., Rozwój rzeźby polskiej części Karpat Wschodnich 1965, s. 160 + 35 ilustr. + 16 fot. + 8 wkładek + 5 map, zł 48,—
51. Kostrowicki A., Regionalizacja zoogeograficzna palearktyki w oparciu o faunę motyli tzw. większych (Macrolepidoptera). 1965, s. 99 + 21 ilustr. (map), zł 30,—
52. Gerlach T., Współczesny rozwój stoków w dorzeczu górnego Grajcarka. (Beskid Wysoki — Karpaty Zachodnie). 1966, s. 111, 20 ilustr., zł 33,—
53. Klimek K., Deglacjacja północnej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej w okresie zlodowacenia środkowopolskiego. 1966, s. 136 + 26 ilustr., zł 32,—

54. Kosmowska-Suffczyńska D., Rozwój rzeźby w trzeciorzędzie okolic Ostrowca Świętokrzyskiego i Cmielowa. 1966, s. 114 + 22 ilustr. + 7 fot. + 2 mapy, zł 33,—
55. Ziemońska Z., Obieg wody w obszarze górskim na przykładzie górnej części dorzecza Czarnego Dunajca. 1966, s. 111 + 16 ilustr. + wkładki, zł 34,—
56. Ratajski L., Mapy przemysłu, ich właściwości metodyczne i kartometryczne. 1966, s. 115 + 22 ilustr., zł 28,—
57. Więckowski K., Osady dennie Jeziora Mikołajskiego. 1966, s. 112 + 12 ilustr. + 7 fot., zł 24,—
58. Szostak M., Pochodzenie Jeziora Śniardwy i jego zasoby wodne. 1967, s. 70 + 11 ilustr., zł 20,—
59. Rościszewski M., Siemek Z., Rolnictwo krajów słabo rozwiniętych (Egipt, Syria, Turcja) (w druku)
60. Ziętara T., Rola gwałtownych ulew i powodzi w modelowaniu rzeźby Beskidów. 1968, s. 116 + 12 ilustr. + 11 fot., zł 33,—
61. Urbaniak U., Wydmy Kotliny Płockiej. 1967, s. 80 + 43 ilustr. + 3 fot. zł 21,—
62. Jewtuchowicz S., Geneza Pradoliny Warszawsko-Berlińskiej między Nerem a Moszczenicą. 1967, s. 102 + 42 ilustr. + 19 fot., zł 30,—
63. Dziewoński K., Baza ekonomiczna i struktura funkcjonalna miast. Studium rozwoju pojęć, metod i ich zastosowań. 1967, s. 135, zł 32,—
64. Rychłowski B., Regionizacja ekonomiczna — zagadnienia podstawowe. 1967, s. 139, zł 33,—
65. Bączek J., Masy wodne południowego Bałtyku i wpływ ich ruchów na polską strefę przybrzeżną (w druku)
66. Szulc H., Typy wsi Śląska Opolskiego na początku XIX wieku i ich geneza (w druku)
67. Szewczyk J., Włoka. Pojęcie i termin na tle innych średniowiecznych jednostek pomiaru ziemi (w druku)
68. Wojciechowski K., Zagadnienie metody bilansu wodnego Thornthwaite'a i Mathera w zastosowaniu do Polski (w druku)
69. Problemy regionalizacji fizycznogeograficznej. Materiały z sympozjum zorganizowanego przez PTG w dniach 16—24 września 1966 r. (w druku)
70. Pulina M., Zjawiska krasowe we Wschodniej Syberii (w druku)
71. Szupryczyński J., Niektóre zagadnienia czwartorzędu na obszarze Spitsbergenu (w druku)

Varia

- Kaczorowska Z., Zestaw zagranicznych czasopism i wydawnictw seryjnych z zakresu nauk o ziemi znajdujących się w bibliotekach polskich. 1957, s. 377, zł 100,—
- Ratajski L., Szewczyk J., Zwoliński P., Nazewnictwo geograficzne świata. 1959, s. 857, zł 135,—
- Centralny katalog zbiorów kartograficznych w Polsce. Zeszyt 1. Katalog atlasów i dzieł geograficznych 1482—1800. 1961, s. 248, zł 72,—
- Centralny katalog zbiorów kartograficznych w Polsce. Zeszyt 2 (uzupełniający). Katalog atlasów i dzieł geograficznych 1482—1800. 1963, s. 124, zł 28,—
- Centralny katalog zbiorów kartograficznych w Polsce. Zeszyt 3. Katalog atlasów i dzieł geograficznych 1801—1919. 1965, s. 342, zł 76,—
- Chileczuk M., Ciołkosz A., Zastosowanie zdjęć lotniczych w geografii. 1966, s. 131, ilustr. 84 (3 wielobarwne wkładki), zł 24,—
- Centralny katalog zbiorów kartograficznych w Polsce. Zeszyt 4. Katalog atlasów 1920—1945 (w druku)