

PL ISSN 0373-6547

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA

PRACE GEOGRAFICZNE NR 142

JANUARY SŁUPIK

ROLA STOKU
W KSZTAŁTOWANIU ODPIYWU
W KARPATACH FLISZOWYCH

WROCLAW · WARSZAWA · KRAKÓW · GDAŃSK · ŁÓDŹ
ZAKŁAD NARODOWY IM. OSSOLIŃSKICH
WYDAWNICTWO POLSKIEJ AKADEMII NAUK

PRACE GEOGRAFICZNE IG i PZ PAN

100. Biegajło W., *Typologia rolnictwa na przykładzie województwa białostockiego*, 1973, s. 164, 30 il., z. 35,—
101. Werwicki A., *Struktura przestrzenna średnich miast ośrodków wojewódzkich w Polsce*, 1973, s. 168, 49 il., z. 30,—
102. Matusik M., *Próba typologii i regionalizacji rolnictwa na obszarze Dolnego Powiśla*, 1973, s. 152, 30 il., 6 fot., z. 32,—
103. Ziemońska Z., *Stosunki wodne w polskich Karpatach Zachodnich*, 1973, s. 124, 23 il., z. 25,—
104. Drozdowski E., *Geneza Basenu Grudziądzkiego w świetle osadów i form glacialnych*, 1974, s. 139, 41 il., 17 fot., z. 32,—
105. Paulina M., *Denudacja chemiczna na obszarach krasu węglanowego*, 1974, s. 159, 52 il., 10 fot., z. 36,—
106. Baumgart-Kotarba M., *Rozwój grzbietów górskich w Karpatach fliuszowych*, 1974, s. 136, 39 il., 16 fot., 3 zał., z. 40,—
107. Tyszkiewicz W., *Rolnicze użytkowanie ziemi a formy własności i rozmiary gospodarstw rolnych na Kujawach*, 1974, s. 127, 17 il., z. 30,—
108. Leszczycki S., *Problemy ochrony środowiska człowieka*, 1974, s. 88, 7 il., 4 wkl., z. 22,—
109. Gawryszewski A., *Związki przestrzenne między migracjami stałymi i dojazdami do pracy oraz czynniki przemieszczeń ludności*, 1974, s. 155, 18 il., z. 35,—
110. Żurek S., *Geneza zabagnienia Pradoliny Biebrzy*, 1975, s. 107, 28 il., 22 fot., 10 wkl., z. 30,—
111. Jankowski W., *Land use Mapping, Development and Methods*, 1975, s. 111, z. 35,—
112. Dramowicz K. K., *Symulacja cyfrowa i analiza systemowa w badaniach procesów urbanizacji wsi (model gromady Biała Stara, powiat płocki)*, 1975, s. 110, 38 il., z. 27,—
113. Żurek A., *Struktura przestrzenna przepływow ludności miast województwa kieleckiego*, 1975, s. 112, 33 il., z. 25,—
114. Froehlich W., *Dynamika transportu fluwialnego Kamienicy Nawojowskiej*, 1975, s. 122, 54 il., 12 fot., z. 35.—
115. Harasimiuk M., *Rozwój rzeźby Pagórów Chełmskich w trzeciorzędzie i czwartorzędzie*, 1975, s. 108, 43 il., 14 fot., z. 26,—
116. Węclawowicz G., *Struktura przestrzeni społeczno-gospodarczej Warszawy w latach 1931 i 1970 w świetle analizy czynnikowej*, 1975, s. 120, 41 il., z. 35,—
117. Dziewoński K., Gawryszewski A., Iwanicka-Lyrowa E., Jelonek A., Jeroczyński M., Węclawowicz G., *Rozmieszczenie i migracje ludności a system osadniczy Polski Ludowej*, 1976, s. 343, 103 il., z. 80.—
118. Szczepkowski, J., *Struktura przestrzenna regionu bydgosko-toruńskiego. Ewolucja i dynamika*, 1977, s. 89, 7 il., z. 22,—
119. Wiśniewski E., *Rozwój geomorfologiczny doliny Wisły pomiędzy Kotliną Płocką a Kotliną Toruńską*, 1976, s. 124, 32 il., 16 fot., z. 30,—
120. Kotarba A., *Współczesne modelowanie węglanowych stoków wysokogórskich (na przykładzie Czerwonych Wierchów w Tatrach Zachodnich)*, 1976, s. 128, 28 il., 4 fot., z. 32,—
121. Wójcik Z., *Charakterystyka siedlisk polnych na pogórzcu Beskidu Niskiego metodami biologicznymi*, 1976, s. 111, 3 il., z. 25,—

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA

PRACE GEOGRAFICZNE NR 142

ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ТРУДЫ

№ 142

ЯНУАРЫ СЛУПИК

**РОЛЬ СКЛОНА В ФОРМИРОВАНИИ СТОКА
В ФЛИШЕВЫХ КАРПАТАХ**

GEOGRAPHICAL STUDIES

No 142

JANUARY SŁUPIK

**ROLE OF SLOPE IN GENERATION
OF RUNOFF IN THE FLYSCH CARPATHIANS**

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA

PRACE GEOGRAFICZNE NR 142

JANUARY SŁUPIK

ROLA STOKU
W KSZTAŁTOWANIU ODPLYWU
W KARPATACH FLISZOWYCH

WROCLAW · WARSZAWA · KRAKÓW · GDAŃSK · ŁÓDŹ
ZAKŁAD NARODOWY IM. OSSOLIŃSKICH
WYDAWNICTWO POLSKIEJ AKADEMII NAUK

1981

RADA REDAKCYJNA

REDAKTOR NACZELNY: MARIA KIEŁCZEWSKA-ZALESKA
ZASTĘPCA REDAKTORA NACZELNEGO: KAZIMIERZ DZIEWOŃSKI
CZŁONKOWIE: LESZEK STARKEL, JAN SZUPRYCZYŃSKI, ANDRZEJ WRÓBEL
SEKRETARZ: IRENA STAŃCZAK

Redaktor Wydawnictwa Marzena Pawłowska-Chachaj

Redaktor techniczny Jan A. Drajczyk

© Copyright by Zakład Narodowy im. Ossolińskich — Wydawnictwo. Wrocław 1981

PL ISSN 0373-6547

ISBN 83-04-00895-5

Zakład Narodowy im. Ossolińskich — Wydawnictwo. Wrocław 1981.
Nakład: 750 egz. Objętość: ark. wyd. 7,80, ark. druk. 8,13 + 3 wkl.,
ark. A₁ - 8. Papier druk. mat. kl. V, 70 g, 70 × 100. Oddano do
składania 24 XI 1980. Podpisano do druku 6 IV 1981. Druk ukoń-
czono w czerwcu 1981. Wrocławska Drukarnia Naukowa. Zam.
2534/80 S-7 Cena zł 32.—

SPIS TREŚCI

Wstęp	7
Cel pracy	9
Teren i metody badań	9
I. Krążenie wody na stoku	13
Sposoby rozdziału wody opadowej	13
Spływ nasycony i nienasycony	14
Drogi krążenia wody	20
Spływ wody a rzeźba terenu	22
Rola nachylenia stoku	27
Rola długości stoku	29
II. Kształtowanie odpływu w obrębie stoku	34
Spływ niżówkowy	36
Spływ wezbraniowy	42
Model kształtowania odpływu na stoku	51
Spływ na stoku a odpływ w korycie potoku	57
III. Krążenie wody w Karpatach fliszowych	61
Reprezentatywność i ekstrapolacja wyników	61
Zróżnicowanie dostawy wody opadowej	65
Efekty rozdziału wody opadowej	67
Cechy krążenia wody na stokach	69
IV. Kształtowanie odpływu a zagospodarowanie przestrzenne	74
Wnioski	79
Literatura	82
Роль склона в формировании стока в флишевых Карпатах (резюме)	90
Role of slope in generation of runoff in the Flysch Carpathians (summary)	94

WSTĘP

Kształtowanie odpływu jest to „całokształt procesów zachodzących w zlewni od chwili otrzymania opadu do czasu dojścia wody opadowej do rzeki drogą powierzchniową lub podziemną” (Werner-Więckowska 1975, 1979). Kształtowanie odpływu odbywa się podczas krążenia wody na stoku w procesie wsiąkania wody, przesiąkania, spływu rozproszonego i skoncentrowanego po powierzchni i pod powierzchnią gruntu, w strefie aeracji i saturacji. Ta transformacja opadu w odpływ, rozumiana jako część obiegu wody, odbywa się na stoku, definiowanym jako fragment zlewni jednostkowej lub przyrzeczca większej zlewni, zawarty pomiędzy działem wodnym a korytem ciek. W tym ujęciu do stoku należy zaliczyć również wąskie dna dolin małych zlewni powiązane hydraulicznie z wodami stokowymi.

Do objaśnienia mechanizmu transformacji opadu w odpływ konieczna jest znajomość krążenia wody na stoku. Odpływ w korycie ciek jest tylko efektem tej transformacji. Tymczasem przepływ mierzony w przekroju hydrometrycznym odnoszony bywa zwykle do całego obszaru zlewni. Takie podejście wynika z przyjęcia modelu zlewni, który bazuje na podziale odpływu na powierzchniowy i podziemny, kontrolowany przez pojemność infiltracyjną (Chorley 1978). Model ten oparty jest na objaśnionym przez Hortona (1933) kształtowaniu odpływu wezbraniowego — gdy natężenie opadu przewyższy pojemność infiltracyjną gleby (infiltration capacity), następuje zalanie powierzchni gruntu, a woda zaczyna spływać w dół stoku. Model ten zakłada jednakową infiltrację na całym stoku, a spływ powierzchniowy uznaje za dominujący składnik odpływu. Jego słabą stroną jest konieczność przyjęcia jednakowych warunków wsiąkania na terenie całej zlewni.

Nowsze badania wykazały, że szybka reakcja przepływu na opad jest związana wyłącznie z częścią zlewni o słabej infiltracji, spowodowanej małą porowatością albo dużą zawartością wody (Betson 1964). Horton (1933) tłumaczy tylko jeden ze sposobów powstawania spływu. Spływ często jest wynikiem nasycenia gleby wodą, a wezbranie tworzy zarówno spływ powierzchniowy, jak i podpowierzchniowy (Kirkby, Chorley 1967). Spływ podpowierzchniowy w glebie odbywa się zarówno w czasie

wezbrania (Whipkey 1965), jak i w okresie niżówki, zasilając odpływ wodą odsączającą się z gleby nienasyconej (Hewlett 1961).

Tendencja do koncentracji wody powoduje dużą wilgotność gleby w niższych częściach zlewni. Pogoda sprawia, że zasięg tych obszarów zasilania (contributing areas) zmienia się sezonowo, z opadu na opad i w zależności od natężenia deszczu (Hewlett, Hibbert 1967). Zatem część zlewni kształtująca odpływ, nie jest stale taka sama — jak sądził Betson (1964). Wezbranie jest rezultatem dostawy wody do koryta potoku z różnych źródeł zasilania (source areas) zmiennych w czasie i w przestrzeni (Dunne, Black 1970).

W Karpatach fliszowych o kształtowaniu odpływu wnioskuje się najczęściej na podstawie pomiarów przepływu w małych zlewniach (Klus 1965; Figuła 1966, Kopec, Kurek 1975; Kurek, Pawlik-Dobrowolski 1976; Osuch i in. 1976). Nie wystarczają one do poznania mechanizmu transformacji opadu w odpływ, ponieważ uśredniają parametry fizjograficzne, traktując tym samym zlewnię jako obszar jednorodny. Badania na stoku w Karpatach fliszowych należą do rzadkości. Polegają one na pomiarach składników obiegu wody na polach doświadczalnych w celu poznania zróżnicowania procesów hydrologicznych w obrębie stoku (Słupik 1970) albo na pomiarach składników transformacji opadu w odpływ na całym stoku (Froehlich, Słupik 1977, 1980a), w celu oceny udziału stoku w dostawie wody do koryta potoku. W badaniach prowadzonych na Stacji Naukowej w Szymbarku zmierzano do poznania relacji różnych fragmentów stoku przez porównanie ilościowe (Słupik 1970, 1972, 1973, 1974, 1976a, 1976b; Gil 1977; Gil, Starkel 1979). Jest to jednym z ważnych ogniw poznania mechanizmu krążenia wody w procesie transformacji opadu w odpływ. Drugie ważne ogniwo to poznanie udziału stoku w kształtowaniu odpływu. W tym celu konieczne są badania całego stoku na kontakcie z korytem cieku, jak to zrobiono w zlewni Homerki (Froehlich, Słupik 1977, 1979a, 1979b, 1980a, 1980b, 1980c). Wyniki tych badań nie rozwiązały do końca ani mechanizmu, ani relacji ilościowych dotyczących procesów kształtowania odpływu w Karpatach fliszowych.

Niniejszą pracę wykonałem w Zakładzie Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyżyn IGiPZ PAN w Krakowie, kierowanym przez prof. dr. hab. L. Starkla. Jemu oraz Koleżankom i Kolegom z Zakładu jestem bardzo wdzięczny za rady i dyskusje. W Szymbarku współpracowałem z dr. E. Gilem, któremu serdecznie dziękuję za pomoc w pracach terenowych. W zlewni Homerki współpracowałem z dr. W. Froehlichem w badaniach procesów spływu i erozji zwietrzelin na stoku. W czasie wspólnych prac terenowych i dyskusji powstawało niniejsze opracowanie. Jestem Mu bardzo wdzięczny za wszechstronną przyjacielską pomoc.

CEL PRACY

Praca składa się z trzech części: pierwszej — prezentującej wyniki badań prowadzonych na stokach, drugiej — dotyczącej zróżnicowania warunków krążenia wody na terenie Karpat fliszowych oraz trzeciej — wskazującej na praktyczny aspekt prowadzonych badań. Celem pracy jest: 1) objaśnienie mechanizmu (poznanie sposobów) transformacji opadu — jako etapu poprzedzającego, a zarazem wywołującego odpływ wody poza zlewnię, 2) wskazanie sposobu ekstrapolacji wyników badań prowadzonych na stoku, 3) powiązanie krążenia wody na stoku w Karpatach fliszowych z zagospodarowaniem przestrzennym, z punktu widzenia zasad racjonalnej gospodarki wodnej.

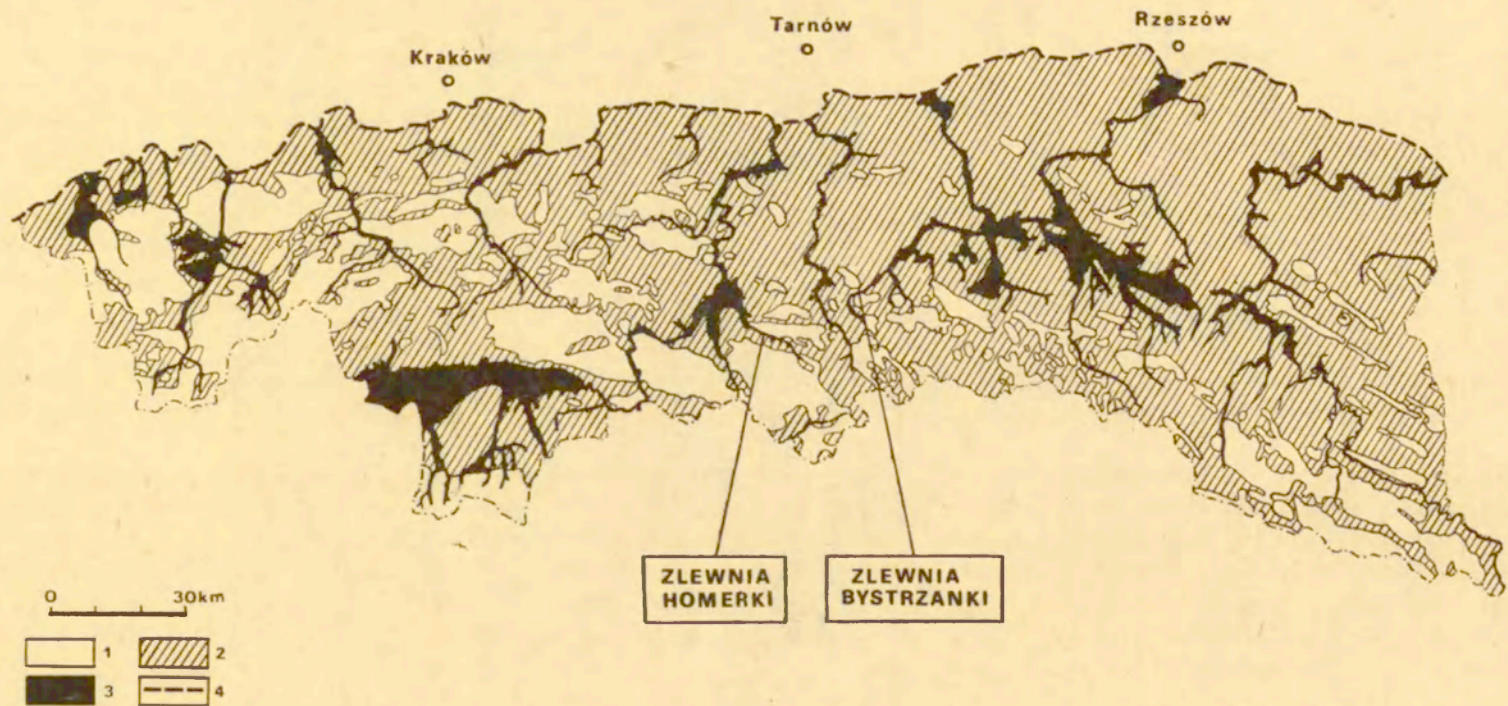
W literaturze hydrologicznej akcentuje się potrzebę badań nad poznaniem mechanizmu obiegu wody. „Podstawowy kierunek badawczy w hydrologii — pisał Mikulski (1973) — powinien dotyczyć szczegółowych badań obiegu wody w małych zlewniach wraz z kształtowaniem się bilansu wodnego. Tego rodzaju badania wymagają dobrej znajomości wzajemnego powiązania komponentów środowiska geograficznego, przeto wiodąca rola hydrografii nie powinna podlegać tu dyskusji”.

Obok wartości poznawczych w odniesieniu do mechanizmu kształtowania odpływu, badania tego rodzaju mają znaczenie praktyczne. Mechanizm krążenia wody na stoku wskazuje bezpośrednio na przebieg procesów erozji, głównie spłukiwania, ułatwia objaśnienie przyczyn powodzi oraz pozwala ocenić wielkość strat wody opadowej z punktu widzenia potrzeb ewapotranspiracji.

TEREN I METODY BADAŃ

Badania prowadzono w Karpatach fliszowych, na stokach w zlewni Bystrzanki i w zlewni Homerki (ryc. 1, 2). Obydwie zlewnie są oprzyrządowane i służą od lat jako poligon badawczy Zakładu Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyżyn IGiPZ PAN w Krakowie. Są one położone w obrębie dwóch podstawowych typów rzeźby Karpat fliszowych: pogórskiego i beskidzkiego (Kotarba 1970; Niedziałkowska 1981). W obu zlewniach piętro beskidzkie zbudowane jest z odporniejszych kompleksów piaskowcowych okrytych szkieletowymi glebami. Piętro pogórskie natomiast zbudowane jest z mniej odpornych kompleksów łupkowo-piaskowcowych, okrytych glebami gliniasto-ilastymi użytkowanymi rolniczo. Zasięg piętra beskidzkiego w obu zlewniach wyznacza w przybliżeniu granica lasu (ryc. 2).

Konsekwencją tego uwarunkowanego litologicznie charakteru rzeźby terenu jest zróżnicowanie pozostałych cech środowiska geograficznego i użytkowania ziemi (Gil 1979). Tak w zlewni Bystrzanki, jak i Homerki

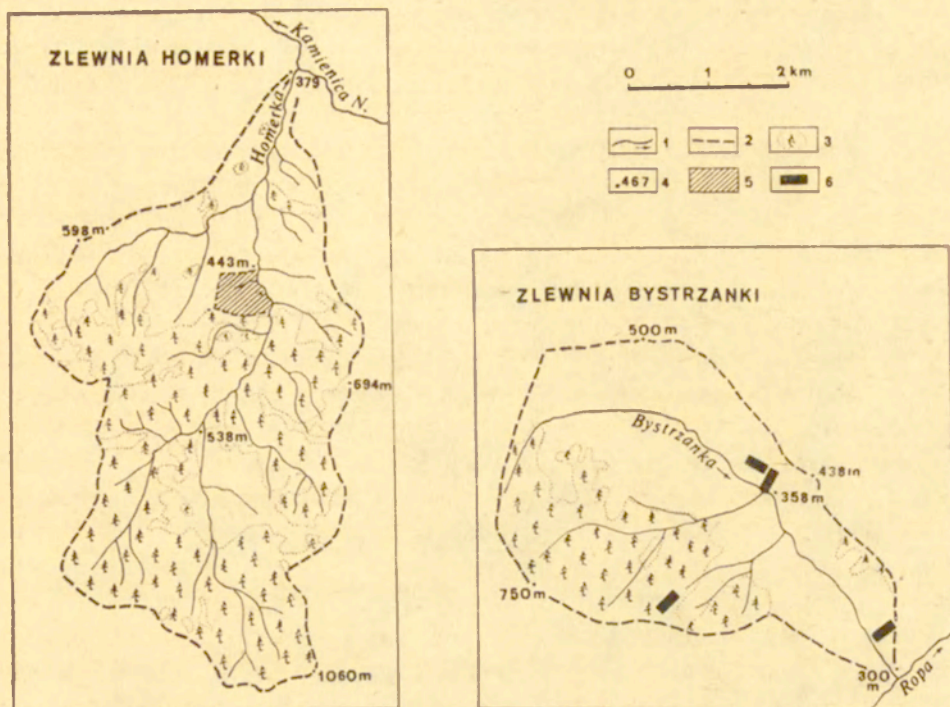


Ryc. 1. Położenie terenów badań na tle typów rzeźby wyróżnionych przez Starkla (1972)

1 — góry wysokie, średnie i niskie oraz wysokie pogórza o stromych stokach; 2 — wysokie pogórza o łagodnych stokach oraz pogórza średnie i niskie; 3 — dna dolin i kotlin; 4 — północna granica Karpat flyszowych

Location of investigated areas on a map showing types of relief in flysch Carpathians (after Starkel, 1972)

1 — high, medium high, and low mountains, and high foothills with steep slopes; 2 — high foothills with gentle slopes, and medium and low foothills; 3 — bottoms of valleys and basins; 4 — northern limit of the flysch Carpathians



Ryc. 2. Tereny badań: zlewnia Homerki i zlewnia Bystrzanki

1 — ciekі stałe; 2 — działąy wodne; 3 — lasy mieszane *Fagetum Carpathicum*; 4 — punkty wysokościowe; 5 — stok doświadczalny w zlewni Homerki; 6 — pola doświadczalne w zlewni Bystrzanki

Study areas: catchment basins of the Homerka and Bystrzanka streams

1 — streams; 2 — water divides; 3 — mixture forests *Fagetum Carpathicum*; 4 — altitude; 5 — experimental slope in the Homerka catchment basin; 6 — experimental plots in the Bystrzanka catchment basin

do budowy geologicznej i rzeźby terenu nawiązuje różnorodność gleb (Adamczyk i in. 1973; Adamczyk, Słupik 1981), mezo- i mikroklimatów (Obrębska-Starkłowa 1973; Niedźwiedz 1981), zbiorowisk roślinnych (Staszkiwicz 1973, 1981) i zjawisk hydrograficznych (Niemirowska 1970; Wit-Jóźwik 1981).

Poznanie przestrzennego zróżnicowania i sposobów transformacji opadu w odpływ jest zadaniem niniejszego opracowania. Stanowi ono syntezę badań autora, prowadzonych na stokach w latach 1968—1970 w zlewni Bystrzanki, a w latach 1976—1978 — w zlewni Homerki. Procesy hydrologiczne prowadzące do ukształtowania odpływu badano zgodnie z ich naturą w skali jednego stoku, a nie w skali całej zlewni. Zebrane wyniki badań ilościowych były podstawą do stwierdzenia jakościowych prawidłowości (zmienności w przestrzeni i w czasie), składających się na mechanizm kształtowania odpływu. Dwuletni cykl badań,

obejmujący podstawowe typy pogody był zupełnie wystarczający do rozwiązania tak postawionego zadania. Analizowany materiał służył do zestawienia rozdziału wody opadowej w typowych sytuacjach pogodowych, nie zaś do wyliczenia wartości średnich rocznych.

Największą uwagę przywiązano do poznania spływu powierzchniowego. Jego konsekwencją jest natężenie procesów geomorfologicznych oraz zagrożenie erozyjne i powodziowe. Spośród ogniw krążenia wody na stoku spływ powierzchniowy najłatwiej reaguje na zmiany użytkowania ziemi, dlatego dzięki jego poznaniu jest ułatwione świadome kierowanie rozdziałem wody opadowej.

W pracy zmierzano do określenia relacji pomiędzy krążeniem wody a warunkami pogodowymi, użytkowaniem ziemi i rzeźbą terenu, do poznania sposobów transformacji opadu w odpływ na terenie Karpat fliuszowych oraz do przedstawienia warunków krążenia wody w aspekcie ochrony zasobów wody, ochrony przeciwoerozyjnej i przeciwpowodziowej. Badania terenowe przeprowadzono w dwóch etapach. W zlewni Bystrzanki pomiarami objęto fragmenty kilku stoków reprezentujących różne formy użytkowania ziemi, nawiązujące do różnych warunków naturalnych (Słupik 1973, 1974). Na wybranych polach doświadczalnych mierzono opady atmosferyczne, spływ powierzchniowy i śródglebowy, wilgotność gleby, przesiąkanie i stany wód gruntowych. Zebrany materiał ilościowy posłużył do przedstawienia jakościowego zróżnicowania krążenia wody w obrębie stoku. Drugi etap badań realizowano w zlewni Homerki (ryc. 2). Stok doświadczalny o powierzchni 26,52 ha reprezentował trzy podstawowe części składowe stoków karpackich: zlewnię naturalnego rozcięcia erozyjnego, zlewnię dróg polnych oraz zlewnię przyrzecza nie odwadnianego liniśnie. W profilu podłużnym stoku — od działu wodnego aż do koryta potoku — przeprowadzono pomiary i obserwacje wilgotności gleby, wydajności źródeł i wahań stanów wód gruntowych. U podnóża stoku i na kontakcie dna doliny z korytem potoku mierzono spływ wezbraniowy i niżówkowy z poszczególnych części składowych stoku. Zebrany materiał posłużył do oceny udziału stoku w kształtowaniu odpływu. Charakterystykę badanych stoków i technikę pomiarów przedstawiono w oddzielnych opracowaniach (Słupik 1970, 1973; Froehlich, Słupik 1977, 1980a). Stosowano różne metody do badania sposobów rozdziału wody opadowej, relacji spływu powierzchniowego do długości i spadku stoku oraz mechanizmu kształtowania odpływu. Dla jasności obrazu charakterystykę miejsca i sposobów badań przytoczono w podrozdziałach odpowiadających tym zagadnieniom.

I. KRAŻENIE WODY NA STOKU

SPOSOBY ROZDZIAŁU WODY OPADOWEJ

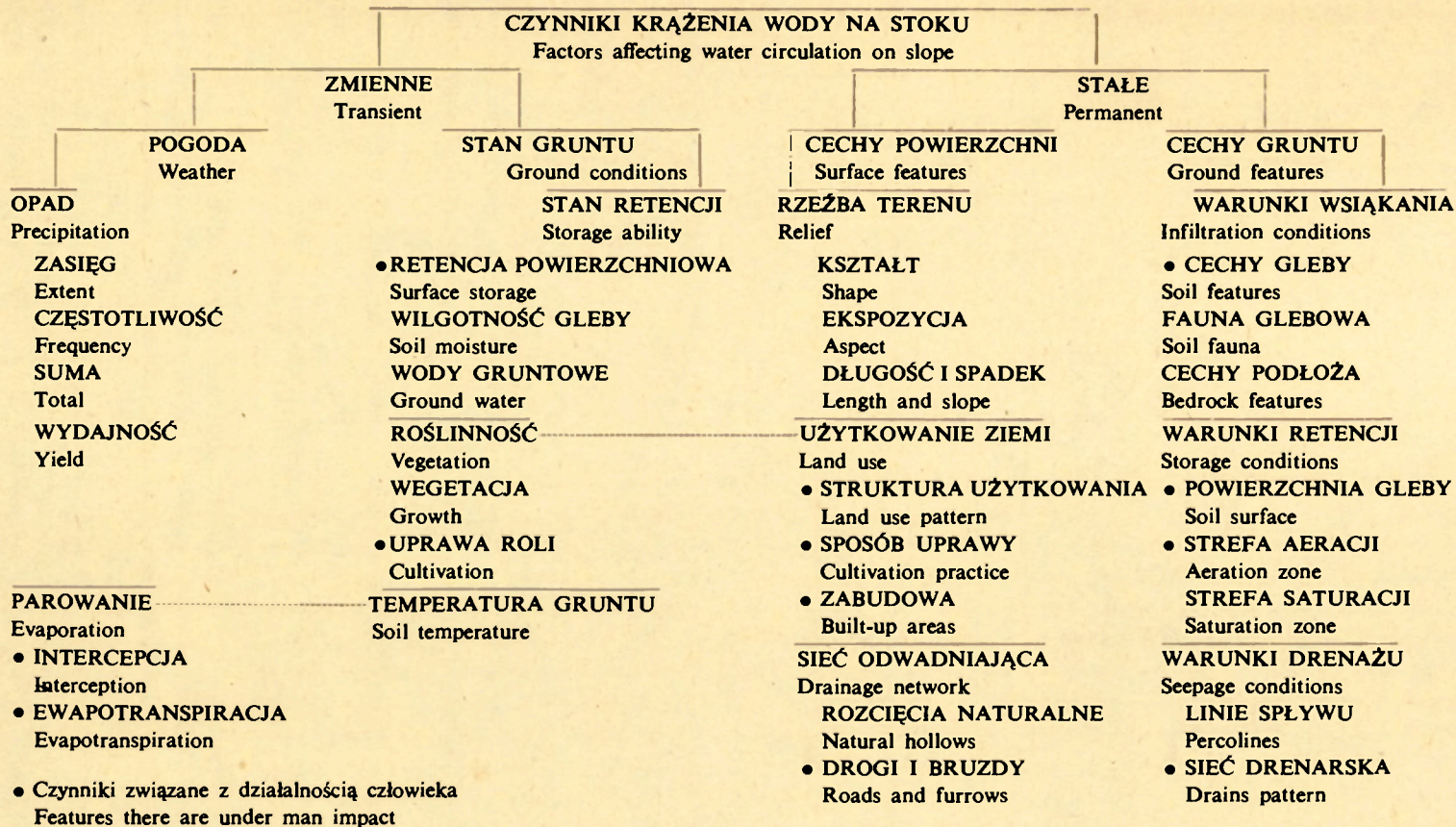
Przestrzenne i czasowe zróżnicowanie krążenia wody na stoku omówiono na podstawie wyników badań własnych, przedstawionych na tle dotychczasowego stanu wiedzy w tym zakresie. Badania prowadzono na stoku zalesionym w beskidzkiej części oraz na stokach użytkowanych rolniczo w pogórskiej części zlewni Bystrzanki (ryc. 2). Na fragmencie stoku obok Stacji Naukowej w Szymbarku mierzono składniki krążenia wody. Spływ powierzchniowy na polach o różnym użytkowaniu i na łące, spływ glebowy 20 i 50 cm pod powierzchnią terenu, przesiąkanie wody w lizymetrach poniżej 20, 50 i 100 cm głębokości, wilgotność gleby w warstwach 5—10, 20—25 i 40—50 cm, stany wody w studzienkach obserwacyjnych o głębokości 50, 100 i 150 cm na trzech stanowiskach rozmieszczonych w górnej, środkowej i dolnej części poletek do pomiarów spływu powierzchniowego. Mierzony odcinek stoku o kształcie prostym, długości 130 m, położony jest na wysokości 320—350 m n.p.m. Łupkowo-piaskowcowe warstwy inoceramowe okrywają gleby gliniaste średnie. Spływ powierzchniowy porównywano ze stokami o innym użytkowaniu. Stoki pastwiskowe o ekspozycji północno-zachodniej i południowo-zachodniej, położone na wysokości 380—410 m n.p.m., zbudowane są z łupkowych warstw krośnieńskich, pokrytych glebami gliniastymi ciężkimi. Stok zalesiony, położony 560—630 m n.p.m., zbudowany jest z piaskowców magurskich, na których rozwinęły się szkieletowe gleby gliniaste średnie. Szczegółową charakterystykę warunków pogodowych i terenowych badanych obiektów zawierają wcześniejsze opracowania (Słupik 1970, 1973). Wyniki prac terenowych posłużyły do zestawienia bilansu wodnego gleby w różnych, typowych sytuacjach pogodowych oraz do oceny roli rzeźby w krążeniu wody na stoku. Wykazano zróżnicowanie krążenia wody w czasie, w zależności od warunków pogodowych i pór roku oraz w przestrzeni, w zależności od przepuszczalności gleby, użytkowania ziemi i wilgotności gruntu (Słupik 1972, 1973, 1974, 1976a, 1977, 1978, 1979, 1980).

Rezultatem transformacji opadu deszczu albo topnienia śniegu jest spływ powierzchniowy i podpowierzchniowy. Jeżeli rozdział wody opadowej rozpatrujemy na powierzchni homogenicznej, to na czoło czynników warunkujących spływ wysuwają się czynniki zmienne w czasie, a wśród nich przede wszystkim opady atmosferyczne (ryc. 3). Na powierzchni heterogenicznej do czynników pogodowych i stanu gruntu dołączają warunki terenowe. Krążenie wody odbywa się zarówno w glebie nasyconej, jak i nienasyconej wodą. Gdy opad deszczu nie nasyci wodą całego profilu gleby, a spowoduje spływ powierzchniowy, to efektem rozdziału opadu jest spływ powierzchniowy, który w skrócie nazywamy nienasyconym. Gdy opad zdoła nasycić wodą cały profil gleby, to efektem rozdziału opadu jest nasycony spływ powierzchniowy i podpowierzchniowy, w języku angielskim znany pod nazwą „saturated flow” (Kirkby, Chorley 1967). Są to dwa zasadnicze sposoby rozdziału wody opadowej na stoku.

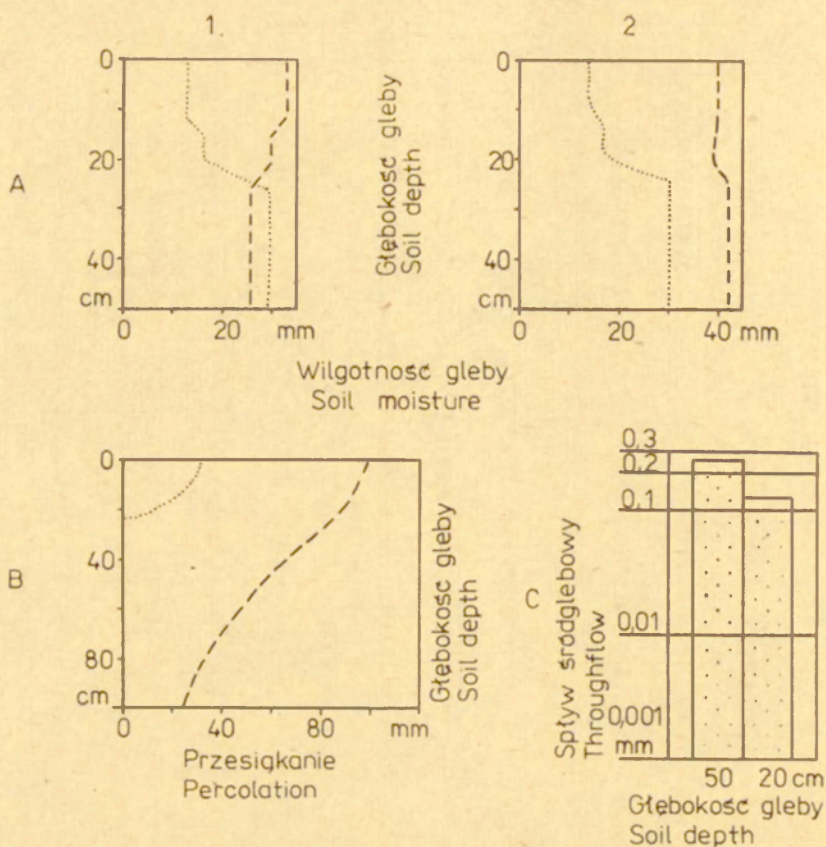
Na stokach w Szymbarku obserwowano obydwa rodzaje spływu. Na polach doświadczalnych spływ powierzchniowy nienasycony występował rzadko: w wyniku krótkotrwałych ulew o dużym natężeniu lub w trakcie opadów o mniejszym natężeniu w warunkach mokrej gleby (Słupik 1972, 1973). Typowym przykładem jest krótkotrwała ulewa o wydajności 43,2 mm/50 min. Przyrost wilgotności był ograniczony do horyzontu ornego gleby (ryc. 4). Krzywizna linii obrazującej przesiąkanie wody wskazuje na duży gradient wilgoci na kontakcie horyzontów gleby o różnym składzie mechanicznym i strukturze.

Ulewa wystąpiła w okresie suszy atmosferycznej. Zawartość wody w 50-centymetrowej warstwie gleby wynosiła około 120 mm, czyli 50% porowatości ogólnej i ponad 60% kapilarnej pojemności wodnej. Powolne wsiąkanie wody, składające się z transmisji wilgoci i dyfuzji, polegającej na wypełnianiu przestrzeni zajętych przez powietrze glebowe (Philip 1957), nie spowodowałyby spływu w wyniku dostawy 43 mm opadu. Deszcz był jednak zbyt gwałtowny (ponad 1 mm/min) i przewyższał możliwości wsiąkania, powodując gromadzenie nadwyżki wody na powierzchni gruntu. Po przewyżczeniu szorstkości rozpoczął się spływ powierzchniowy. Był to klasyczny spływ nienasycony (hortonowski).

Rozmiary, czas trwania i prędkość spływu powierzchniowego były bardzo zróżnicowane (ryc. 5), zależne głównie od gęstości szaty roślinnej. Odgrywa ona w czasie krótkotrwałych ulew zasadniczą rolę i ma większe znaczenie niż czynniki: klimatyczny, topograficzny i glebowy (Baver 1956). Ochronna rola roślinności niweluje spływ, ponieważ przechwytuje część opadu w procesie intercepcji, zmniejsza energię uderzania kropeł deszczu, zapobiegając dyspersji i kolmatacji powierzchni gleby, ulepsza strukturę gleby, ułatwia infiltrację wokół korzeni, zwalnia



Ryc. 3. Czynniki krążenia wody na stoku
Factors affecting water circulation on slope



Ryc. 4. Krążenie wody w glebie na stoku w Szymbarku w wyniku krótkotrwałej ulewy o sumie ponad 40 mm i w wyniku deszczu rozlewnego trwającego 4 dni, o sumie ponad 160 mm (Słupik, Gil 1974)

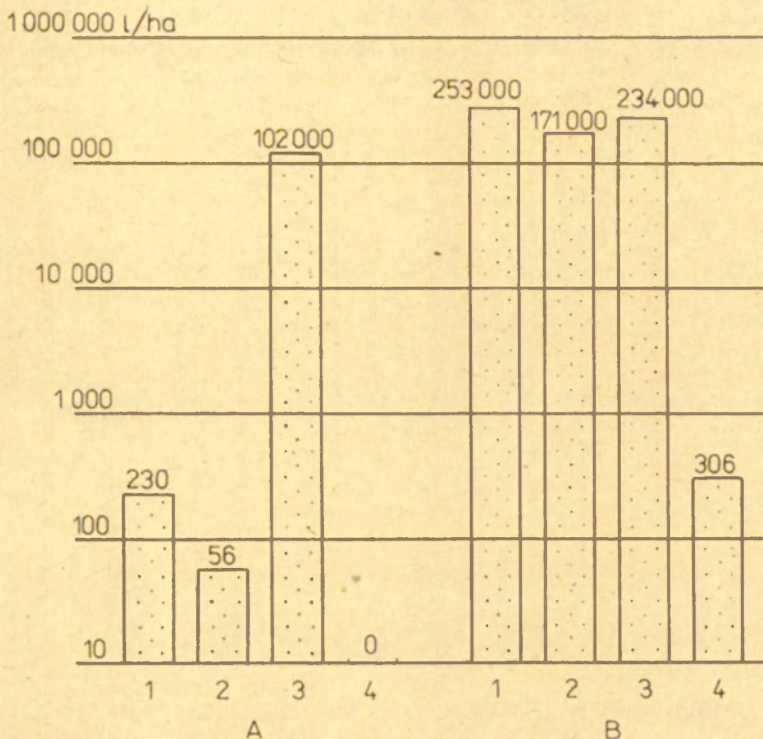
A — wilgotność gleby przed (linia kropkowana) i po opadzie (linia przerywana); 1 — krótkotrwała ulewa; 2 — deszcz rozlewny; B — przesiąkanie po krótkotrwałej ulewie (linia kropkowana) i po deszczu rozlewnym (linia przerywana); C — sływ śródglebowy po deszczu rozlewnym (w wyniku krótkotrwałej ulewy nie wystąpił)

Water circulation in a soil on the slope in Szymbark after 40 mm short rainstorm and over 160 mm continuous rain lasting 4 days (Słupik, Gil 1974)

A — soil moisture content before (dotted line) and after rainfall (dashed line): 1 — short rainstorm; 2 — continuous rain; B — percolation due to short rainstorm (dotted line), and continuous rain (dashed line); C — throughflow affected by continuous rain (after short rainstorm throughflow did not occur)

prędkość płynięcia i powoduje rozdzielanie spływających strużek wody przez części naziemne roślin (Carson, Kirkby 1972). Stosunkowo mniejsze znaczenie w zróżnicowaniu rozmiarów splywu powierzchniowego mają zabiegi agrotechniczne (Figula 1960; Lwowicz 1963; Słupik 1973).

Na tym samym stoku zestawiono bilans wodny gleby dla opadu o małej wydajności, trwającego z przerwami 4 dni, o sumie 167,2 mm (Słupik 1974). Krążenie wody objęło wszystkie horyzonty gleby, ponieważ suma



Ryc. 5. Wielkość splywu powierzchniowego w zależności od użytkowania ziemi (Słupik 1972)

A — w wyniku 40 mm krótkotrwałej ulewy; B — w wyniku ponad 160 mm deszczu rozlewnego trwającego 4 dni: 1 — na łące; 2 — na polu żyta; 3 — na polu ziemniaków; 4 — w lesie

Amount of overland flow in dependence on land use (Słupik 1972)

A — due to 40 mm short rainstorm; B — due to 160 mm continuous rain lasting 4 days: 1 — meadow; 2 — rye; 3 — potatoe; 4 — forest

opadu przewyższała jej aktualną pojemność wodną (ryc. 4). Odsączanie nadmiaru wody rozpoczęło się najpierw w warstwie ornej i malało z głębokością odwrotnie proporcjonalnie do przyrostu retencji wody (tab. 1). W studzienkach obserwacyjnych śledzono wypełnianie gleby wodą. W pierwszych dwóch dniach opadu poziom wody utrzymywał się w kilku horyzontach gleby, aby w końcowej fazie opadu utworzyć jedno zwierciadło na głębokości 10—20 cm (Słupik, Gil 1974).

Akumulacja infiltrującej wody prowadzi do utworzenia się splywu podpowierzchniowego (śródoglebowego) na kontakcie warstw o różnej przepuszczalności. Stąd pochodzi nazwa „splywu kontaktowego” (Befani A. N. 1967), który może się odbywać pod ciśnieniem, gdy głębokość strumienia jest większa od miąższości warstwy gruntu przewodzącego wodę (Befani N. F. 1975). Splyw glebowy w wyniku omawianego opadu był mały (ryc. 4) w stosunku do wartości rejestrowanych po wydajniej-

Tabela 1. Krążenie wody w glebie na stoku trawiastym w porze deszczowej w 1969 r. (Słupik 1973)
Water circulation in the soil on a meadow during rainy season of 1969 (Słupik 1973)

Elementy Elements	Warstwa gleby Soil layer cm	Krótkotrwałe ulewy Heavy showers		Deszcz rozlewny Continuous rain	
		mm	%	mm	%
Opad Precipitation		132,0	100,0	167,2	100,0
Spływ powierzchniowy Overland flow		0,1	0,1	25,3	15,2
Spływ podpowierzchniowy Subsurface flow	0-20	0,0	0,0	0,1	0,0
	0-50	0,0	0,0	0,2	0,1
	0-20	21,1	16,0	86,7	51,8
Prześiakanie Percolation	0-50	2,8	2,2	55,7	33,3
	0-100	0,6	0,5	25,5	15,2
Retencja powierzchniowa i glebowa Surface and soil storage	0-20	110,8	84,0	44,0	26,3
	0-50	129,1	97,8	69,3	41,4
	0-100	131,4	99,5	99,8	59,7

szych deszczach (Gil, Starkel 1979). Po zakończeniu opadu woda odsączała się jeszcze przez kilka godzin z warstwy gleby o miąższości 0,2 m, przez kilka dni — z warstwy o miąższości 0,5 m, a przez kilkanaście dni — z warstwy o miąższości 1 m. Wartości te są odzwierciedleniem malejących w głąb prędkości przemieszczania się wody w glebach gliniastych (Wasiliew 1954; Befani N. F. 1977).

Spływ powierzchniowy rozpoczął się dopiero po nasyceniu wodą warstwy ornej, gdy aktualna wielkość infiltracji była mniejsza od natężenia opadu. Rozmiary spływu były podobne na różnych polach (ryc. 5). W jednakowych warunkach litologiczno-glebowych o wielkości spływu powierzchniowego nasyconego decyduje suma opadu efektywnego. Do przypadków szczególnie dużego spływu nasyconego należą roztopy przebiegające w warunkach zamrożonego gruntu (Słupik 1973, 1974) oraz długotrwały okres opadów deszczu (Gil, Starkel, 1979). Podsiąkanie kapilarne sprawia, że nasycenie wodą w zamrożonej glebie karpackiej może osiągnąć ponad 160% maksymalnej pojemności wodnej (Dobrzański 1947). W tych warunkach gleba jest nieprzepuszczalna, a woda z tania śniegu spływa w całości po powierzchni terenu. Poszczególne epizody spływu są zależne od dobowego rytmu zmian temperatury powietrza (Słupik 1973). W czasie długotrwałych deszczów w 1974 r. spływ powierzchniowy nasycony przekroczył 220 mm, a spływ podpowierzchniowy w 1-metrowej warstwie gleby osiągnął 85 mm (Gil, Starkel 1979). Jest to przykład wyjątkowo dużego spływu nasyconego, zarejestrowany w Karpatach fliszowych.

Na stoku pastwiskowym o słabej przepuszczalności notowano w podobnych warunkach pogodowych większe rozmiary spływu powierzchniowego, a na stoku zalesionym o dobrej przepuszczalności gleby — znacznie mniejszy spływ (Słupik 1973). Rola lasu jest złożona. W przypadku badań dwóch zlewni porównuje się nie tylko środowisko leśne, ale również wszystkie pozostałe czynniki. Dlatego pomiary składników krążenia wody na stoku ułatwiają rozróżnienie roli lasu w sensie roślinności, roli ściółki, gleby oraz podłoża, na którym rośnie las. Roślinność leśna zatrzymuje część opadu w procesie intercepcji (Figuła 1960; Małczanow 1960) i opóźnia dzięki temu spływ wody. W warstwie ściółki pojedynczy opad powoduje niewielki spływ rzędu około 1—2 l/1 m szerokości (Słupik 1973). Gleba leśna w porównaniu z orną wykazuje lepszą strukturalność i większą porowatość, nawet przy identycznym składzie mechanicznym (Adamczyk 1980; Adamczyk i in. 1972). Podłoże geologiczne sprzyja większej i głębszej retencji wody w porównaniu ze stokami o innym użytkowaniu, ponieważ w Karpatach fliszowych lasy rosną z reguły na stokach piaskowcowych okrytych szkieletowymi glebami, które nie nadają się dla rolnictwa (Słupik 1978). Szata roślinna działa zatem wspólnie z litologią podłoża w kierunku powiększania różnic spływu pomiędzy obszarami rolniczymi i leśnymi.

Krążenie wody w glebie odbywa się często w kanałach pochodzenia biologicznego (np. nory kretów, żywe lub obumarłe korzenie) lub wzdłuż powierzchni kontaktu zwietrzelin z litą skałą (Czeppe 1960; Knapp 1978). Tym tłumaczyć należy małe, bo 20-minutowe, opóźnienie spływu glebowego w stosunku do początku opadu (Whipkey 1965; Arnett 1974). Poniżej strefy ukorzenia roślin o krążeniu wody decyduje litologia skał podłoża. Do utworzenia spływu w skałach o drobniejszym uziarnieniu wymagana jest większa objętość wody (El Boushi 1975). Na nagłe zmiany składu mechanicznego pokrywy glebowej, spowodowane warstwaniem fliszu, wskazuje Dobrzański (1952). Dochodzi do tego zróżnicowanie miąższości i litologii pokryw zwietrzelinowych spowodowane procesami morfogenetycznymi zachodzącymi współcześnie i w przeszłości (Starkel 1969). Ta zmienność jest najczęściej przyczyną koncentracji wody wzdłuż linii przesiąkania wody (percolines, Bunting 1961).

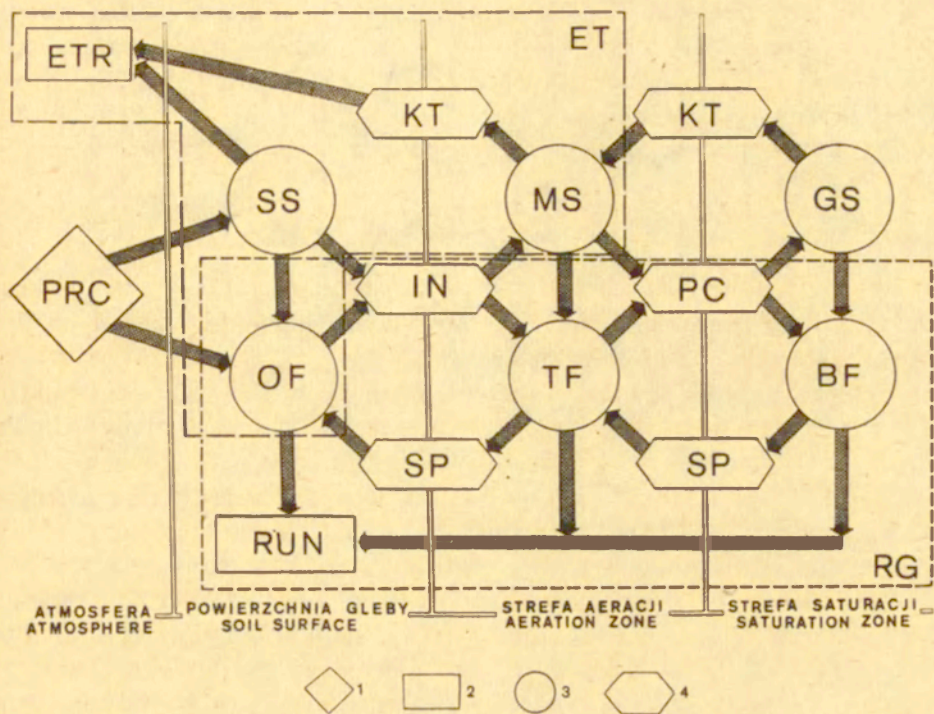
Wszystkie te informacje składają się na obraz dużego przestrzennego zróżnicowania krążenia wody, nawet w obrębie jednego stoku. W Szymbarku występują obok siebie nieprzepuszczalne tereny zabudowań gospodarskich, słabo przepuszczalne powierzchnie dróg polnych oraz pola orne i lasy należące do terenów łatwiej przepuszczalnych. Równocześnie sąsiadują ze sobą, suchsze z natury, wypukłe części stoku i wilgotniejsze obniżenia, mokre osuwiska, obszary podmokłe i stale nasycone wodą młaki. Dodając do tego zróżnicowanie wilgotności gleby w czasie, staje się zrozumiałe niemożliwe wyznaczenie, nawet dla małej zlewni, granicznej wartości opadu skutecznego wywołującego spływ powierzchniowy

wy lub podpowierzchniowy. Wartość ta w przypadku badanych pól doświadczalnych wynosiła od kilku do ponad 30 mm (Słupik 1973). Na terenach stale nasyconych wodą nawet minimalny opad spłynie po powierzchni, gdy tymczasem na terenach słabo- i nieprzepuszczalnych małe opady wywołują często spływ powierzchniowy nienasycony. W dnach rozcięć erozyjnych i na terenach podmokłych (w tym również na terenach osuwiskowych) często powstają warunki spływu nasyconego. Natomiast na suchszych, wypukłych i prostych odcinkach stoku, zajętych często przez pola orne, spływ nasycony i nienasycony występuje rzadziej, tylko w wyniku opadów o dużej wydajności. Płynię stąd wniosek, że wyniki z poletek doświadczalnych w Szymbarku reprezentują niższe wartości spływu, charakterystyczne raczej dla wypukłych, suchszych partii stoku. Sieć odwadniająca, w postaci naturalnych i sztucznych rozcięć erozyjnych, powiększa i przyspiesza spływ wody na stoku (Figuła 1960; Słupik 1973, 1976a; Froehlich, Słupik 1979b, 1980b). Pod powierzchnią gruntu rolę podobną do dróg polnych spełnia sieć drenarska (Figuła 1960, Kopeć 1970). Przedstawiony obraz wskazuje na skomplikowane drogi krążenia wody opadowej na stoku.

DROGI KRAŻENIA WODY

Obieg wody na stoku w Karpatach fliszowych można rozpatrywać jako transformację opadu w odpływ i ewapotranspirację, rozumianą jako parowanie z powierzchni roślin, przez rośliny oraz z powierzchni wody i gleby (ryc. 6). Część wody opadowej spływa do koryta cieku po powierzchni terenu, część zatrzymywana na powierzchni gleby lub roślin paruje, a reszta wsiąka w grunt i bierze udział w następnych etapach cyklu hydrologicznego, wzbogacając odpływ w korycie spływem podpowierzchniowym (śródoglebowym) albo powiększając wilgotność gleby. Część wilgoci glebowej zużywana jest w procesie ewapotranspiracji, a pozostała ilość wody przesiąka w głąb gruntu, osiągając strefę nasycenia, aby po krótszym lub dłuższym okresie retencji gruntowej spłynąć do rzeki lub wypłynąć w postaci źródeł.

Na powierzchni i pod powierzchnią terenu woda przemieszcza się spływem skoncentrowanym lub rozproszonym. Załączony schemat (ryc. 6) umożliwia prześledzenie wędrówki wody na dowolnym terenie, w dowolnym okresie. W zależności od sumy opadu i od aktualnego nasycenia gleby wodą, nadwyżka opadu może spłynąć po powierzchni gruntu, wyparować lub utworzyć spływ podpowierzchniowy. Mały deszcz (jeśli spadnie w lesie) może być zużyty w całości na intercepcję albo (jeśli spadnie na młakę) może spłynąć w całości po powierzchni terenu. Są to przykłady skrajnych przypadków krótkiej drogi krążenia wody (ryc. 6).



Ryc. 6. Schemat krążenia wody na stoku

1 — wejście; 2 — wyjście; 3 — składnik transformacji; 4 — sposób transformacji; PRC — opady atmosferyczne; RUN — odpływ; ETR — ewapotranspiracja; RG — procesy kształtowania odpływu; ET — źródła ewapotranspiracji; OF — spływ po powierzchni; TF — spływ śródglebowy; BF — spływ gruntowy; SS — intercepcja i retencja powierzchniowa; MS — wilgotność gleby; GS — woda gruntowa; SP — spływanie; IN — wsiąkanie; PC — przesłanianie; KT — siła ssąca korzeni i podsiąkanie kapilarne

Scheme of water circulation on slope

1 — input; 2 — output; 3 — transfer component; 4 — kind of transformation; PRC — precipitation; RUN — runoff; ETR — evapotranspiration; RG — runoff generation processes; ET — sources of evapotranspiration; OF — overland flow; TF — troughflow; BF — base flow; SS — interception and surface storage; MS — soil moisture; GS — ground water; SP — seepage; IN — infiltration; PC — percolation; KT — soil suction and capillary tension

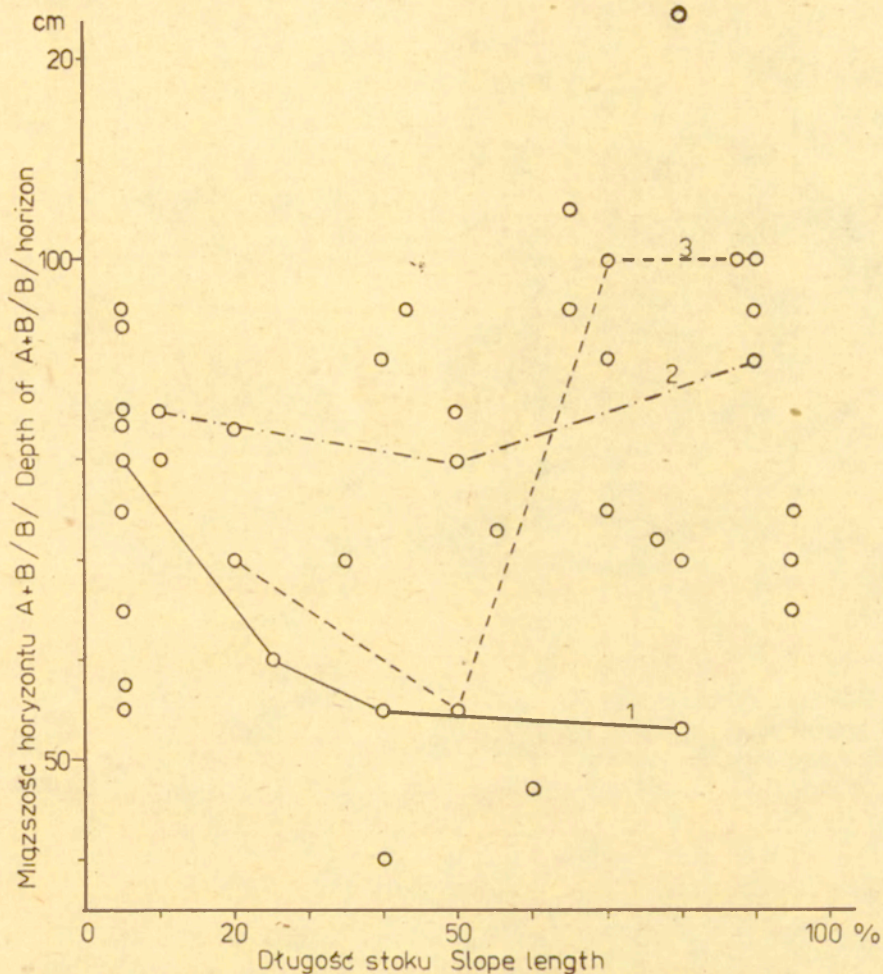
Młaka stanowi zarazem przykład elementu stoku, na którym krążenie wody jest zależne nie od opadu, lecz od dostawy wody z wyższych partii. Wydajniejsze opady, rzędu kilkunastu mm, uzupełniają głównie wilgotność gleby, a spływ powierzchniowy tworzą tylko na terenach słabo przepuszczalnych (zabudowania, drogi) oraz podmokłych (osuwiska). Dalszy wzrost wydajności opadu powoduje rozprzestrzenianie się spływu powierzchniowego i podpowierzchniowego, aż do prostych i wypukłych odcinków stoku włącznie (tab. 1). W czasie suszy część wód gromadzonych pod powierzchnią terenu odprowadzana jest do potoku spływem

podziemnym, glebowym i powierzchniowym, (ze źródeł i rozcięć erozyjnych), a reszta wody przenika do atmosfery poprzez przesiąkanie kapilarne i siłę ssącą korzeni roślin (ryc. 6). Przykład suszy ilustruje długa drogę krążenia wody, podczas której w profilu podłużnym stoku następuje zamiana spływu podziemnego na powierzchniowy.

SPŁYW WODY A RZEZBA TERENU

Rzeźba terenu, obok pogody, jest najistotniejszym czynnikiem krążenia wody. Forma stoku łączy w sobie wiele elementów istotnych hydrologicznie. Są to: ekspozycja, kształt stoku w profilach podłużnym i poprzecznym oraz spadek i długość. Ekspozycja odzwierciedla mikroklimat, różnicując przebieg roztopów i stan wilgotności gleby (Figuła 1958). W efekcie spływ powierzchniowy jest większy na stokach o północnej ekspozycji (Słupik 1973). Kształt stoku w profilu poprzecznym rozdziela części wypukłe od wklęsłych, narzucając tendencję do konwergencji spływu po powierzchni i pod powierzchnią gruntu (Calver i in. 1972; Bunting 1961) i wyznaczając potencjalną długość drogi spływu. Spadek powierzchni terenu i płaszczyzny kontaktu zwietrzelin z litą skałą wymusza spływ wody po powierzchni i pod powierzchnią. Jest to podstawowa cecha wyróżniająca obszary górskie spośród innych. Proporcjonalnie do wzrostu długości stoku powiększa się powierzchnia obszaru alimentacyjnego, co jest równoznaczne ze wzrostem sumarycznej objętości spływu. Te podstawowe prawa nie wyjaśniają wszystkich aspektów roli rzeźby terenu w krążeniu wody. Jak dalece odzwierciedla się rola spadku w rozmiarach spływu? Czy długość drogi spływu wody jest jednakowa w każdym przypadku deszczu na dowolnym stoku? Czy spadek albo długość stoku posiadają większe znaczenie dla przestrzennego zróżnicowania spływu niż pozostałe warunki terenowe?

Celem odpowiedzi na postawione pytania przeprowadzono w Szymbarku serię pomiarów. Rozpoczęto od analizy miąższości i składu mechanicznego gleby w profilu podłużnym stoku, wykorzystując ponad 300 odsłoneń glebowych (Adamczyk i in. 1973). Wybrano 10 stoków posiadających po kilka wkopów w profilu podłużnym. Miąższość — jako wskaźnik możliwości retencyjnych gleby — różni się znacznie na poszczególnych stokach, nawiązując w pierwszym rzędzie do budowy geologicznej. Wykres (ryc. 7) nie wskazuje na wyraźną tendencję wzrostu miąższości gleby w dół stoku. Części szkieletowe — jako dobry wskaźnik przepuszczalności gleby — posiadają nieco mniejszy udział procentowy w dolnej partii stoków (ryc. 8). Udział procentowy części szkieletowych w ogólnej masie gleby nawiązuje jednak bardziej do spadku niż do długości stoku (por. ryc. 8 i 9). Stoki zbudowane z warstw magurskich posiadają większy udział frakcji szkieletowej, a jednocześnie większe spadki. Współczesny obraz zróżnicowania pokryw stokowych w zlewni Bystrzanki jest



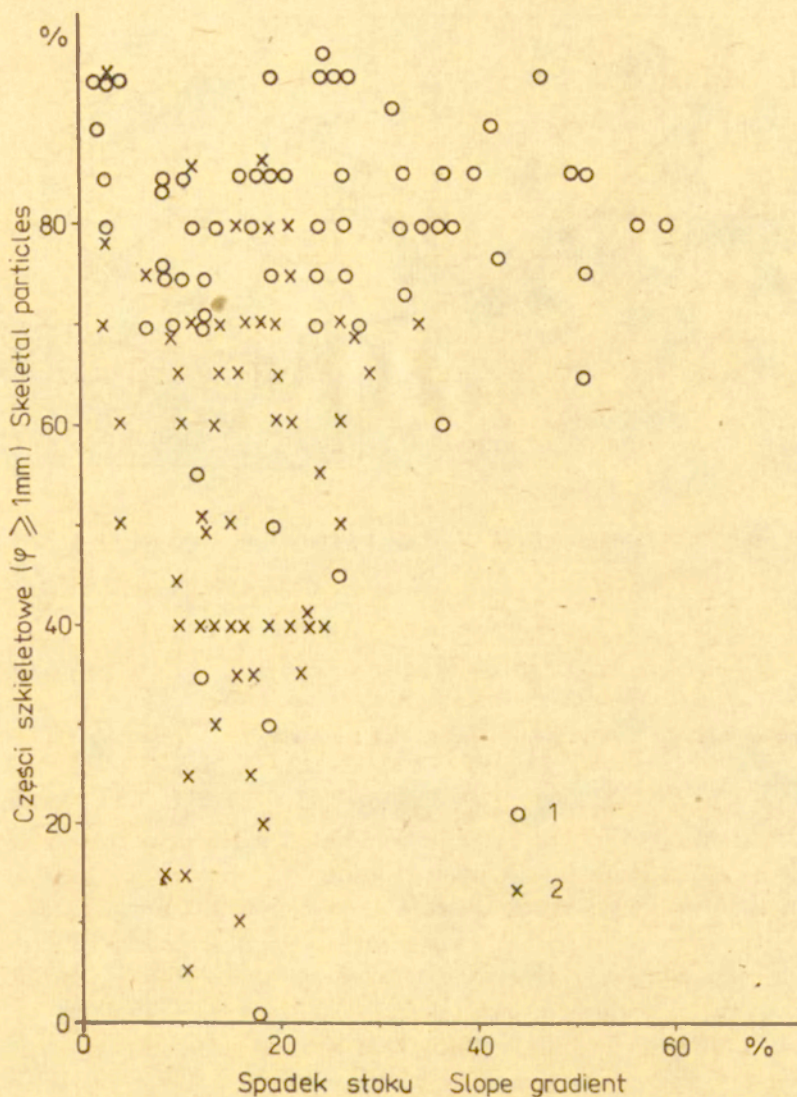
Ryc. 7. Miąższość gleby w profilu podłużnym stoków w Szymbarku (poziom próchniczny i poziom brunatnienia — A + B(B))

1, 2, 3 — stoki doświadczalne: 1 — las, stok zbudowany z piaskowców magurskich; 2 — pastwisko, stok zbudowany z łupkowych serii krośnieńskich; 3 — pola orne, stok zbudowany z łupkowo-piaskowcowych warstw inoceramowych

Soil depth versus long-profile of slopes in Szymbark (humus and browned horizons — A + B(B))

1, 2, 3 — experimental slopes: 1 — forest, slope built of Magura sandstones; 2 — pasture, slope built of shaly flysch series; 3 — arable land, slope is built of shaly-sandstone flysch series

w dużej mierze rezultatem procesów działających w przeszłości. Obok cech podłoża geologicznego, profil gleby posiada ślady działalności procesów kriogenicznych w postaci wkładek poziomów wzbogaconych w części szkieletowe (Adamczyk i in. 1973). Trudno zatem stwierdzić wyraźną tendencję zmian miąższości i składu mechanicznego gleby z dłu-



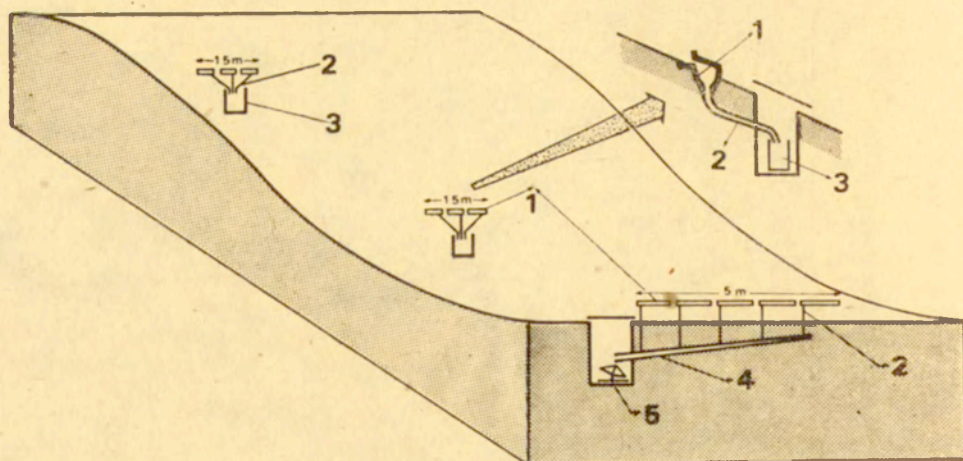
Ryc. 9. Części szkieletowe (maksymalna zawartość) w horyzoncie B(B) gleby w zależności od spadku stoku w Szymbarku

1 — stoki zbudowane z płaskowców warstw magurskich; 2 — stoki zbudowane z łupkowo-płaskowcowych warstw Inoceramowych

Skeletal particles (maximum content) in B(B) horizon of soils in dependence on gradient of slope in Szymbark

1 — slopes, which are built of sandstones (magurskie series); 2 — slopes, which are built of shaly-sandstone series (inoceramowe series)

wisko składało się z trzech rynien typu Gerlacha (Gerlach 1966) szerokości 0,5 m, połączonych rurką ze zbiornikiem. Powierzchnię alimentacyjną wyznaczono mnożąc szerokość rynny przez jej odległość od działu wod-



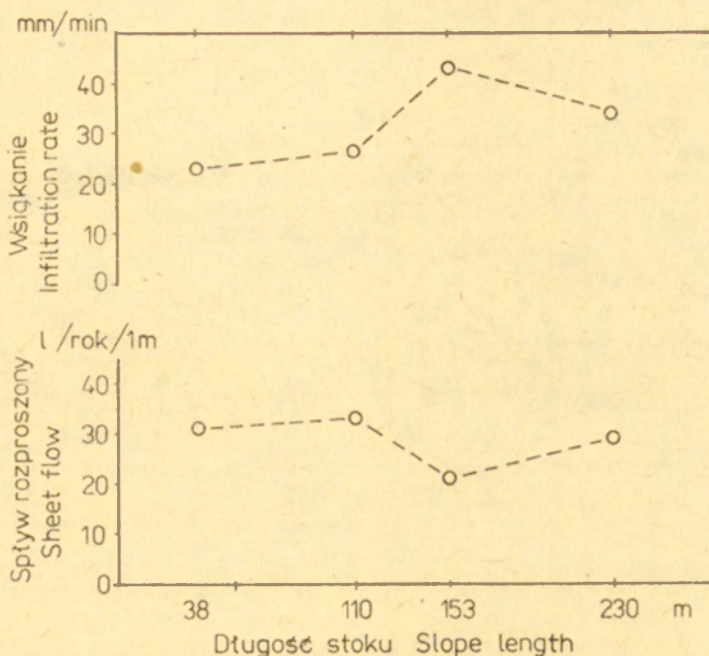
Ryc. 10. Sposób badania zależności spływu powierzchniowego od długości i spadku stoku (Słupik 1970)

1 — rynna Gerlacha; 2 — przewód gumowy; 3 — zbiornik 30-litrowy; 4 — rura zbiorcza; 5 — korytka wywrotne z rejestratorem

Method of investigation of the relation between overland flow and slope length and slope gradient (Słupik 1970)

1 — Gerlach through; 2 — rubber hoses; 3 — 30 l container; 4 — collecting pipe; 5 — tipping bucket with recorder

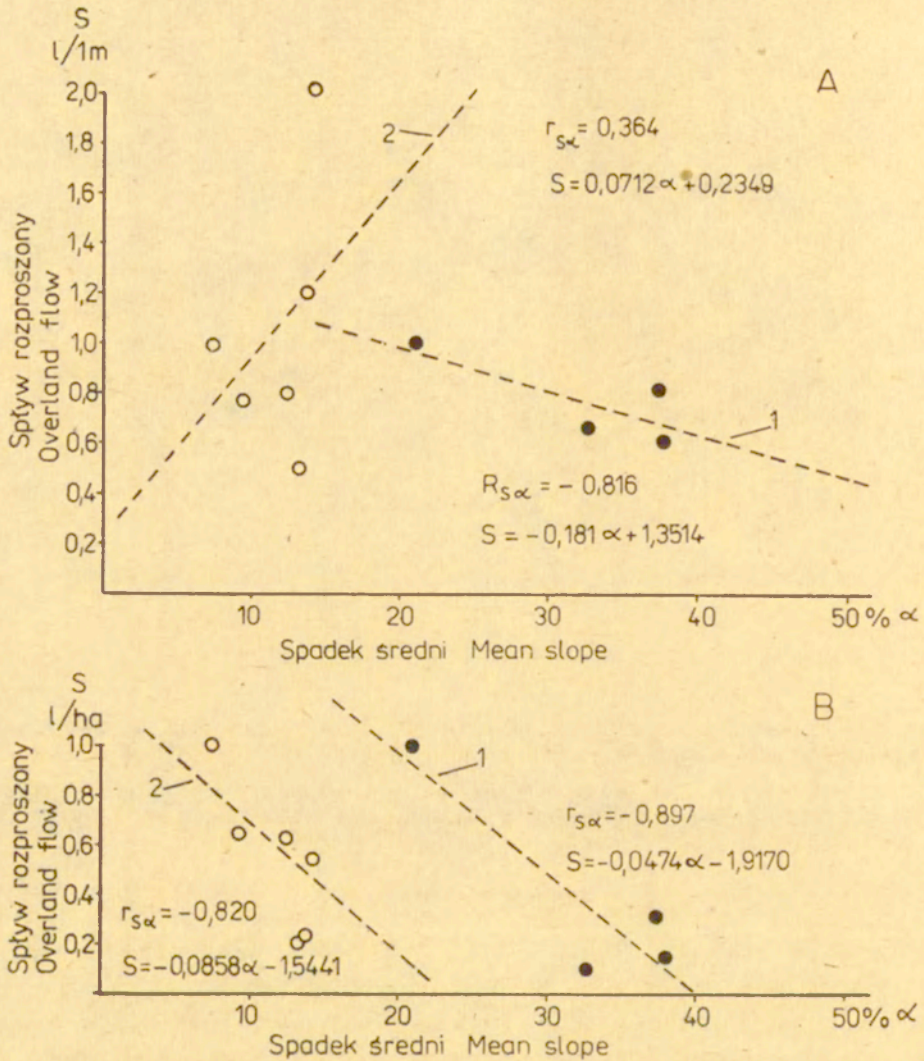
nego. Na stoku zalesionym zebrano kompletny materiał z całego roku, natomiast na stokach pastwiskowych pominięto w analizie okres roztopowy i największe spływy okresu deszczowego z powodu niedociągnięć technicznych metody pomiaru. W czasie roztopów nie zmierzono sumy spływu, ponieważ zamrzły przewody łączące rynny ze zbiornikami, w okresie zaś dużych opadów letnich okazały się za małe zbiorniki o pojemności 30 l. Badany odcinek stoku zalesionego posiadał 230 m długości i spadek 21°. Kolejne stanowiska pomiarowe o spadkach 18, 26, 22 i 15° były oddalone od linii wododzielnej o 38, 110, 153 i 230 m. Gleby gliniaste średnie posiadają dużą zawartość szkieletu i charakteryzują się dobrą przepuszczalnością (Słupik 1973). Mierzone odcinki stoków pastwiskowych posiadały 110 i 145 m długości. Kolejne stanowiska pomiarowe o spodkach 5, 6, 7, 10, 12 i 11° oddalone były od wododziału o 29, 35, 40, 110 i 145 m. Gleby gliniaste ciężkie posiadają dużą zawartość części spławialnych i są słabo przepuszczalne (Słupik 1973). Na poszczególnych stanowiskach pomiarowych, w czasie wszystkich analizowanych zdarzeń, spływ powierzchniowy był mniejszy w lesie niż na pastwisku (Słupik 1972, 1973). W obrębie jednego stoku o wielkości spływu decyduje lokalne zróżnicowanie przepuszczalności gleby, jako rezultat różnych warunków wsiąkania (ryc. 11).



Ryc. 11. Porównanie rocznej wielkości sptywu rozproszony (1/1 m szerokości) z warunkami wsiąkania w profilu podłużnym stoku zalesionego w Szymbarku
 Comparison between overland (sheet) flow amount (1/1 m of width) and infiltration rate on long-profile of forested slope in Szymbark

ROLA NACHYLENIA STOKU

Objętość wody wyrażona w l/1 m szerokości maleje ze wzrostem spadku na stoku zalesionym, a na stoku pastwiskowym wykazuje brak związku (ryc. 12). Porównanie objętości wody wyrażonej w l/ha wskazuje na obu stokach wyraźną tendencję do zmniejszania się sptywu ze wzrostem nachylenia. Relację tę należy uznać za przypadkowy wynik statystyczny innych prawidłowości przyrodniczych. Duże znaczenie szorstkości powierzchni gleby (wpływ gęstości szaty roślinnej) i warunków wsiąkania wody (wpływ struktury gleby) sprawia, że rola spadku jest niezauważalna. Wniosek ten wspierają wyniki innych badaczy (Bennett 1939; Lwowicz 1963; Richter, Negendank 1977), którzy wiążą głównie z przepuszczalnością gruntu zróżnicowanie sptywu powierzchniowego na stokach o różnym spadku. Wskutek wzrostu prędkości płynięcia wody (przy nie zmienionej objętości sptywu) zmniejszy się tylko głębokość warstwy sptywu (Łarionow 1973; Emmett 1978) — podobnie jak na bystrzach w korycie potoku. Za powiększaniem się sptywu ze wzrostem spadku przemawia zmniejszanie się retencji powierzchniowej oraz skracanie czasu pozostawania wody na stoku. Oba te czynniki działają



Ryc. 12. Związek pomiędzy średnimi wartościami spływu powierzchniowego rozproszony a spadkiem stoku

A — w stosunku do szerokości stoku (l/1 m szerokości); B — w stosunku do powierzchni jednostkowej (l/ha); stoki doświadczalne w Szymbarku: 1 — zalesiony, zbudowany z piaskowców, 2 — pastwiskowy, zbudowany z łupków

Relationship between mean values of overland (sheet) flow and slope gradient

A — in relation to slope width (l/1 m of width); B — in relation to unit area (l/ha); experimental slopes in Szymbark: 1 — forest, sandstones in bedrock; 2 — pasture shales in bedrock

tylko wtedy, gdy spływ trwa jeszcze po zakończeniu deszczu, gdy retencja powierzchniowa nie pokrywa całej powierzchni terenu — jak to ma miejsce w czasie trwania opadu (Łarionow 1973). Za zmniejszeniem się spływu powierzchniowego ze wzrostem spadku przemawia zmniejszanie

się dostawy wody z opadu na jednostkę powierzchni oraz wzrost szkieletowości gleb.

Spływ podpowierzchniowy (glebowy) bardziej nawiązuje do właściwości filtracyjnych gruntu niż do nachylenia. Dlatego korelacja ze spadkiem i szorstkością gruntu jest raz negatywna, a raz pozytywna (Arnett 1974). Teoretycznie na wypukłej części stoku wzrasta spadek, a wraz z nim spływ wody, w części wklęsłej tymczasem zmniejsza się spadek, a z nim razem maleje spływ (Young, Mutchler 1969). W praktyce większa wilgotność początkowa w części wklęsłej stoku niweluje wpływ spadku.

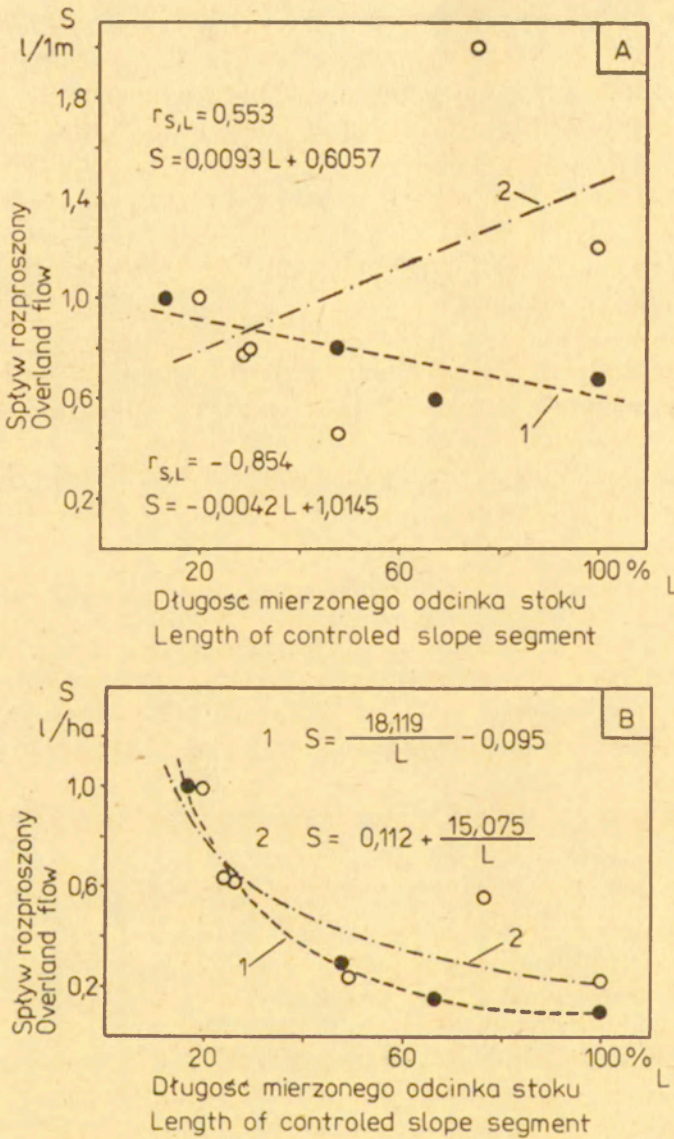
Wpływ nachylenia polega zatem bardziej na powiększaniu prędkości i efektów erozyjnych, a nie objętości spływu wody. Większy odpływ w górach w stosunku do obszarów nizinnych należy wiązać raczej z wyższą sumą opadów, mniejszą na ogół przepuszczalnością pokryw zwietrzelinowych i skał podłoża oraz z płytkim krążeniem wody.

ROLA DŁUGOŚCI STOKU

Objętość spływu powierzchniowego wyrażona w l/1 m szerokości jest podobna na całej długości stoku zalesionego i pastwiskowego, a różnice spowodowane są warunkami wsiąkania (por. ryc. 11 i 13). Oznacza to, że w czasie zaobserwowanych przypadków deszczu spływ odbywał się na krótszym dystansie niż długość stoku. Wielkość spływu wyrażona w l/ha zmniejsza się z przyrostem długości stoku (ryc. 13). Odnosi się to zarówno do łatwo, jak i trudno przepuszczalnych stoków fliszowych. Zmniejszanie się spływu jednostkowego z długością stoku stwierdzono również w innych warunkach klimatycznych i terenowych (Korzun 1968; Słupik 1975; Richter, Negendank 1977).

Spływ podpowierzchniowy jest zróżnicowany w profilu podłużnym stoku głównie w zależności od przepuszczalności i wilgotności początkowej gleby. Odnosi się to do stoków o różnej budowie geologicznej (Arnett 1974; Knapp 1974), zmienia się również obszar zasilania wodą stanowiska pomiarowego umieszczonego w glebie w nawiązaniu do różnicy potencjału hydraulicznego (Knapp 1978; Whipkey, Kirkby 1978). Obszar zbiorczy jest większy w warunkach wilgotnej gleby, a w miarę wysychania zęża się.

Relacje stwierdzone na stokach w Szymbarku dowodzą, że z krótszych poletek ogrodzonych uzyskuje się wyższe wartości spływu jednostkowego (ryc. 14). Pogląd ten sygnalizowany był wcześniej (Keller 1962; Arnett 1974). Ogranicza to możliwość porównywania wyników spływu z poletek doświadczalnych (tab. 2). Porównywalne są tylko wartości przepływu obliczone w stosunku do szerokości stoku (np. l/1 m), a nieporównywalne wartości spływu jednostkowego obliczone w stosunku do



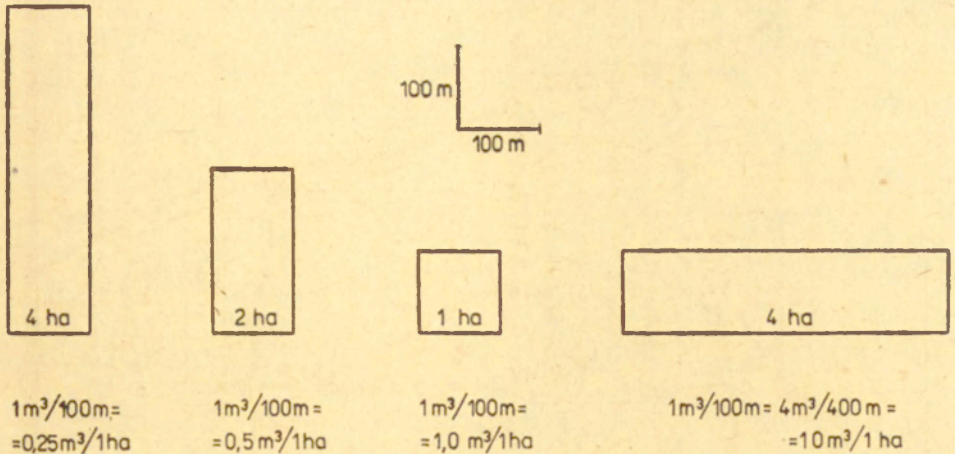
Ryc. 13. Związek pomiędzy średnimi wartościami splywu powierzchniowego rozproszonego a długością stoku

A — w stosunku do szerokości stoku (l/1 m szerokości); B — w stosunku do powierzchni jednostkowej (l/ha); 1, 2 — objaśnienia jak na ryc. 12

Relationship between mean values of overland flow and slope length

A — in relation to slope width (l/1 m of width); B — in relation to unit area (l/ha); 1, 2 — explanations as in fig. 12

jednostki powierzchni (np. l/ha lub l/min · ha). Długość drogi splywu zmienia się w tych samych warunkach terenowych w zależności od czasu trwania opadu efektywnego, a w tych samych warunkach pogodowych w zależności od wilgotności początkowej gleby i szorstkości po-



Ryc. 14. Relacja między sływem powierzchniowym rozproszonym a długością i wielkością pola doświadczalnego

Relation between overland (sheet) flow, and length and size of runoff plots

wierzchni gruntu. W różnych warunkach klimatycznych, pogodowych i terenowych relacje pomiędzy rozmiarami sływu a długością stoku mogą być przedstawione za pomocą związków krzywoliniowych od wklęsłych aż do wypukłych. Badania na poletkach ogrodzonych powinny określić długość drogi sływu odpowiadającą różnym warunkom pogodowym i terenowym. Pozwoliłoby to porównać rezultaty badań z poletek o różnej długości i ich ekstrapolację na większe powierzchnie jednorodnej. Nie można natomiast rozszerzać wyników z poletek ogrodzonych na całą zlewnię, ponieważ nie stwierdzono związku sływu oraz erozji na poletku i w korycie potoku (Ketcheson i in. 1973). Relacja hydrogramów sływu na poletku i w korycie Bystrzanki ukazała co prawda „równoległość czasową” (Gil, Soja 1976), ale jest to przypadek szczególny, wynikający z bliskiego sąsiedztwa (około 100 m odległości) poletka i przekroju hydrometrycznego. Duża odległość obu punktów pomiarowych może ten pogląd obalić, tym bardziej, że nawet na jednym stoku hydrogramy sływu powierzchniowego i podpowierzchniowego, zarejestrowa-

Tabela 2. Porównanie sływu powierzchniowego na poletkach o różnej długości
Comparison of overland flow on runoff plots of different length

Źródło Source	Przepływ l/1 m szerokości Discharge l/1 m of width	Długość poletka Length of plot m	Sływ jednostkowy Specific flow l/min · ha
Gil (1977)	0,82	60	8250
Gil, Welc (1979)	1,00	60	10000
Ślupik (1973)	0,78	130	3700



Ryc. 15. Stok doświadczalny w zlewni Homerki

A — zlewnia naturalnego rozłącza erozyjnego; B — zlewnia dróg polnych; C — zlewnia przyrzeczy nie odwadnianych liniśnie; 1 — działki wodne; 2 — drogi; 3 — granice pól uprawnych (bruzdy); 4 — przelew z wycięciem trójkątnym do pomiaru spływu skoncentrowanego; 5 — worki z folii do pomiaru spływu rozproszonego; 6 — studzienki obserwacyjne 0,5–2,0 m głębokości; 7 — punkty pomiaru wydajności źródeł; 8 — punkty pomiaru wilgotności gleby do 1 m głębokości

ne w 4 przekrojach na długości 500 m, są inne (Knapp 1974). Skomplikowany obraz krążenia wody przedstawiają zapewne dwuczłonowe stoki beskidzko-pogórskie w Szymbarku czy strukturalne stoki Beskidu Wyspowego. Zmiany litologii i kształtu stoku pociągają za sobą zmiany wilgotności gruntu, a w konsekwencji zróżnicowanie krążenia wody (Young, Mutchler 1969). Dlatego ocena udziału stoku w kształtowaniu odpływu jest możliwa tylko na podstawie pomiarów spływu na kontakcie stoku z korytem potoku (Froehlich, Słupik 1977).

Wyniki badań przedstawione w niniejszym rozdziale dotyczą różnych fragmentów stoku. Ich cechy hydrologiczne opisano na linii przekroju pomiarowego wyznaczonego przez dolną granicę poletka doświadczalnego. Tymczasem droga spływu wody jest różna dla każdego zdarzenia. Poletka są porównywalne między sobą, gdy posiadają podobną długość, najlepiej równą długości całego stoku. Każdy fragment stoku (poletko doświadczalne), a tym bardziej cały stok, reprezentuje inne warunki krążenia wody. Powoduje to dużą zmienność spływu zarówno w czasie, jak i w przestrzeni. Dlatego dobór obiektów badań winien być dostosowany do celu pracy. Poletka ogrodzone mogą służyć do badań porównawczych spływu powierzchniowego i glebowego pomiędzy różnymi częściami stoku, poletka zaś otwarte (bez granic bocznych) nadają się do badań zmienności spływu w profilu podłużnym stoku. Do oceny relacji stok-koryto potoku konieczne jest kontrolowanie spływu u podnóża stoku oraz w dnie doliny, na kontakcie z korytem potoku, tak jak to zrobiono w zlewni Homerki (ryc. 15).

Experimental slope in the Homerka catchment basin

A — watershed of the erosional hollow; B — cart-road watersheds; C — interchannel areas non drained in a linear way; 1 — water divides; 2 — roads; 3 — field boundaries; 4 — triangular sharp-crested weir for convergence flow measurements; 5 — plastic bags for sheet flow measurements; 6 — observation wells 0,5–2,0 m of depth; 7 — spots for measuring discharge rates in springs; 8 — spots for measuring soil moisture content up to 1 m of depth

II. KSZTAŁTOWANIE ODPLYWU W OBRĘBIE STOKU

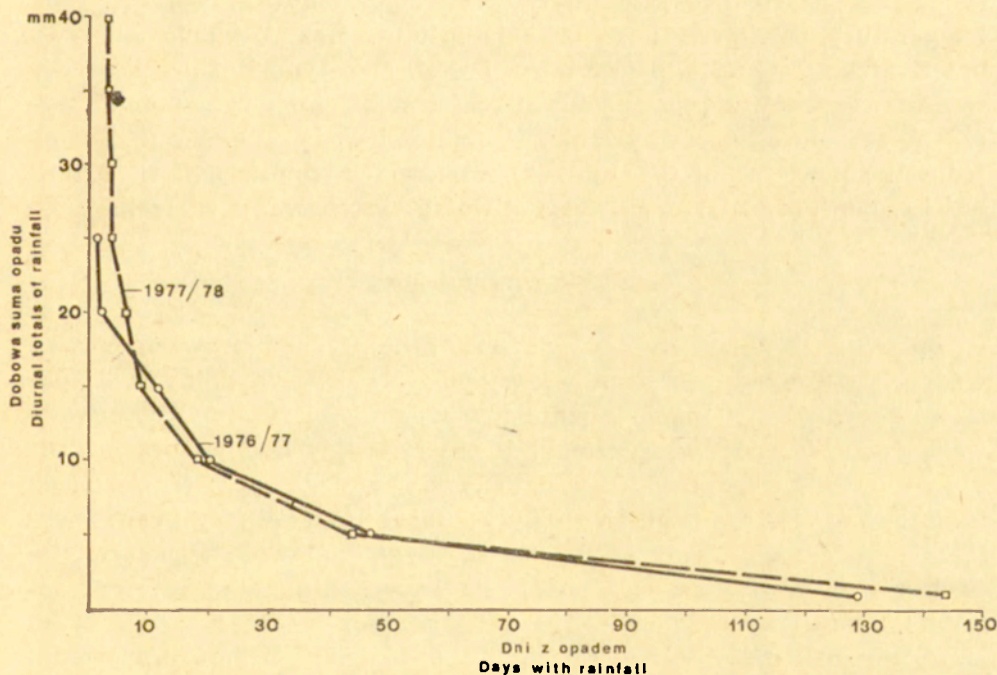
Badania nad poznaniem mechanizmu kształtowania odpływu prowadzono na stoku doświadczalnym w zlewni Homerki (ryc. 1, 2, 15). Jej część źródłowa wznosi się ponad 1000 m n.p.m. i ma charakter górski (fot. 1), a część ujściowa — pogórski (fot. 2). Pod względem stosunków wodnych Homerka jest typową małą zlewnią beskidzką (Wit-Jóźwik 1981). Źródła zwietrzelinowe stanowią 60%, a aluwialne 2% wszystkich wypływów wód gruntowych, z których 3/4 posiada wydajność mniejszą niż 0,1 l/s. Odprowadzają one wodę do dróg polnych lub naturalnego rozcięcia erozyjnego. U podnóży stoków i w dnach dolin występują powszechnie podmokłości. Młaki spotyka się na spłaszczeniach podgrzbietowych, w niszach zboczowych i w dnach dolin, natomiast wysięki wzdłuż dróg podcinających stoki. Po obfitych opadach woda w studniach podnosi się prawie do powierzchni terenu.

Stok doświadczalny jest przyrzeczem Homerki (ryc. 2, 15). Wznosi się 458—608 m n.p.m., posiada 500—700 m długości i kształt wypukło-wklęsły w profilu podłużnym (fot. 3). Na rumoszowych pokrywach zwietrzelinowych warstw belowskich wykształciły się gleby gliniasto-ilaste, użytkowane rolniczo (Adameczyk, Słupik 1981). Działki polne, uprawiane w poprzek spadku, oddzielone są od siebie bruzdami i terasami polnymi (fot. 3). Przylegają do nich drogi polne biegnące zgodnie ze spadkiem od działu wodnego do koryta potoku. Pełnią one rolę czynnej okresowo sieci hydrograficznej (fot. 4). W ciągu kilku wieków gospodarki rolnej drogi przekształciły się w wąwozy kilkumetrowej głębokości. Trudności z dojazdem do pól zmuszają rolników do tworzenia nowych, równoległych traktów po obu stronach starego. Tym sposobem poszerza się stale strefa przyspieszonego spływu wody, kosztem areалу pól ornych. Na stoku doświadczalnym długość dróg wynosi 3,3 km, czyli 11,87 km/km². Te same dane wyliczone z mapy w podziałce 1:25 000 wynoszą odpowiednio — 2,2 i 7,86. W całej zlewni Homerki gęstość dróg jest mniejsza i wynosi 5,34 km/km² (Froehlich, Słupik 1980b). Zbocze o nachyleniu ponad 20° oddziela wyraźnymi załomami stok od dna doliny. Jego płaską powierzchnię o szerokości 10—20 m zajmują trwałe

użytki zielone. Dwa stopnie terasowe wznoszą się 2—6 m nad dno koryta potoku wyciętego w litej skale (Froehlich 1979).

Punkty pomiarowe rozmieszczono w obrębie stoku, u podnóża stoku i na kontakcie dna doliny z korytem potoku (ryc. 15). W okresie badań (XI 1976 — X 1978) dobowe sumy opadów osiągały 40 mm, a suma dni z opadem wynosiła 130 i 145 (ryc. 16). Wartości te plasują okres badań w latach przeciętnych (Niedźwiedz 1981). Średnia roczna suma opadów wynosi 850 mm w części ujściowej i ponad 1000 mm w partii źródłowej zlewni, a średnia roczna temperatura powietrza odpowiednio — 8 i 4°C.

Stok doświadczalny obejmuje powierzchnię 26,52 ha. W niniejszej pracy przedstawiono wyniki odnoszące się do 22,0 ha powierzchni. Składa się ona: 1) ze zlewni naturalnego rozcięcia erozyjnego odwadniającego wkłęśłą część stoku o powierzchni 6,48 ha (29,45% całego stoku), 2) z dwóch zlewni dróg polnych o powierzchni 2,93 i 5,93 ha (13,22 i 26,95% całego stoku), 3) z dwóch zlewni przyrzeczy o powierzchni 2,27 i 4,39 ha (10,32 i 19,96% całego stoku), przylegających do koryta Homerki na długości 480 m (fot. 5). Działy wodne pomiędzy tymi zlewniami wyznaczono w terenie, na podstawie zróżnicowania mikrorzeźby i obserwacji kierunku płynięcia wody w brzdach polnych.



Ryc. 16. Częstość występowania dobowych sum opadów w okresie badań na stoku doświadczalnym w zlewni Homerki

Frequency of dayly totals of precipitation during investigations carried out at the experimental slope in the Homerka catchment basin

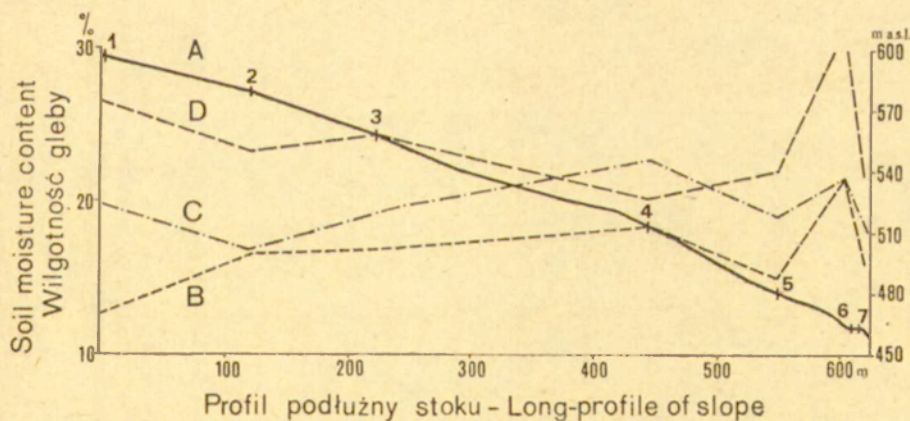
W naturalnym rozcięciu erozyjnym i w drogach polnych przepływy mierzone w zastawkach z trójkątnym wycięciem (fot. 6). Częstotliwość pomiarów dostosowano do zmian natężenia spływu. Wyniki przedstawiono w $l/s \cdot km^2$, stanowiących wartości porównywalne. Spływ rozproszony ze zlewni przyrzeczy mierzone metodą zastosowaną w Mongolii (Słupik 1975). Na powierzchni gleby umieszczono 6 worków z folii plastikowej o pojemności maksymalnej 140 l. Każdy worek zbierał wodę na szerokości 0,8 m. Trzy worki umieszczone obok siebie tworzyły jedno stanowisko (fot. 7). Pomiar objętości wody wykonywano po każdym opadzie. Objętość wody mnożono przez długość linii brzegowej potoku na odcinku przyrzecza, a uzyskany iloczyn dzielono przez powierzchnię przyrzecza. Wynik wyrażano w l/km^2 , w odniesieniu do obserwowanego zdarzenia. W profilu podłużnym stoku w 7 miejscach obserwowano stany wód gruntowych raz na dobę, w studzienkach o głębokości 0,5, 1,0, 1,5 i 2,0 m (ryc. 15; fot. 8). Tuż obok okresowo pobierano próby gleby z głębokości 10—20, 40—50 i 90—100 cm, celem określenia wilgotności. Codziennie mierzono, za pomocą przelewów z wycięciem ostrokątnym, wydajność źródła na stoku i w dnie doliny. W czasie suszy określono wydajność wszystkich wypływów wody podziemnej w obrębie stoku doświadczalnego. Tłem rozważań były obserwacje opadów atmosferycznych, temperatury powietrza i zamarzania gruntu. Kształtowanie odpływu prześledzono w okresie niżówkowym i wezbraniowym. Różnice ilościowe w dostawie wody z poszczególnych części stoku do koryta potoku wyrażono za pomocą porównywania: 1) objętości wody w czasie (l/s) i na jednostkę powierzchni ($l/s \cdot km^2$), 2) wartości ekstremalnych, tj. zmienności i amplitudy zdarzeń, 3) częstotliwości występowania zdarzeń.

SPLYW NIZÓWKOWY

Spływ niżówkowy oceniano na podstawie: 1) pomiarów przepływu wody w naturalnym rozcięciu erozyjnym i w drogach polnych, 2) pomiarów wydajności źródeł, 3) pomiarów wilgotności gleby, 4) obserwacji wahań stanów wody w studzienkach obserwacyjnych, 5) obliczenia odpływu niżówkowego z różnicy przepływów zmierzonych w zlewniach cząstkowych. Panuje pogląd, że odpływ niżówkowy tworzy prawie wyłącznie woda gromadzona w podłożu skalnym, a głównie w uszczelinionych piaskowcach. Na dowód podaje się wysychanie źródeł zwietrzelinowych w okresie suszy. Jednakże z wydajności źródeł pochodzi tylko część odpływu niżówkowego, na który składa się również bezpośredni „niekontrolowany” dopływ wody ze stoku do koryta potoku. Weyman (1970) stwierdził trwały spływ niżówkowy w glinach piaszczystych na warstwach piaskowcowo-lupkowych, 47—75 cm pod powierzchnią gruntu. Po wezbraniu strefa nasycenia wodą kurczyła się, ale spływ podpowierzchniowy trwał nadal. Woda przesączała się systemem przestwo-

rów kapilarnych i zasilala potok jeszcze przez 42 dni. Hewlett (1961) stwierdził odsączanie się wody przez 71 dni z odizolowanego monolitu gleby nienasyconej. Najmniejsza objętość wody odpowiadała w przeliczeniu przepływowi minimalnemu w korycie potoku. Oznacza to, że w sprzyjających warunkach odpływ bazowy w całości kształtowany jest przez wilgoć glebową z warstwy nienasyconej (Chamberlin 1972). Nie można tych stwierdzeń odnieść w całości do zlewni Homerki, choć tu również istnieją warunki przemawiające za udziałem wilgoci glebowej w tworzeniu odpływu niżówkowego (Froehlich, Słupik 1980a).

Wilgotność gleby w warstwie 1 m, w profilu podłużnym stoku doświadczalnego zmienia się w nawiązaniu do litologii i mikrorzeźby. Na stoku jest zróżnicowana, a dopiero u podnóża zaznacza się nagły wzrost wilgotności (ryc. 17). Na kontakcie stoku z dnem doliny występują podmokłości. Nie mają one związku z wodą w potoku, ponieważ trwale zwierciadło wody znajduje się powyżej poziomu wody w Homerce, nawet w okresie wezbrań (ryc. 18). Poziom wody w studzienkach obserwacyjnych utrzymywał się tu w czasie suszy na głębokości 80 cm, tj. prawie 2 m powyżej poziomu wody w korycie potoku (ryc. 18). W miarę oddalania się od podnóża stoku dno doliny jest coraz suchsze, gdyż łatwo przepuszczalne pokrywy aluwialne chłoną wodę i przekazują ją do koryta pod powierzchnią. Podobne zjawiska są powszechne w Karpatach fliszowych (Wit-Jóźwik 1968, 1972). Wilgotność gleby jest największa

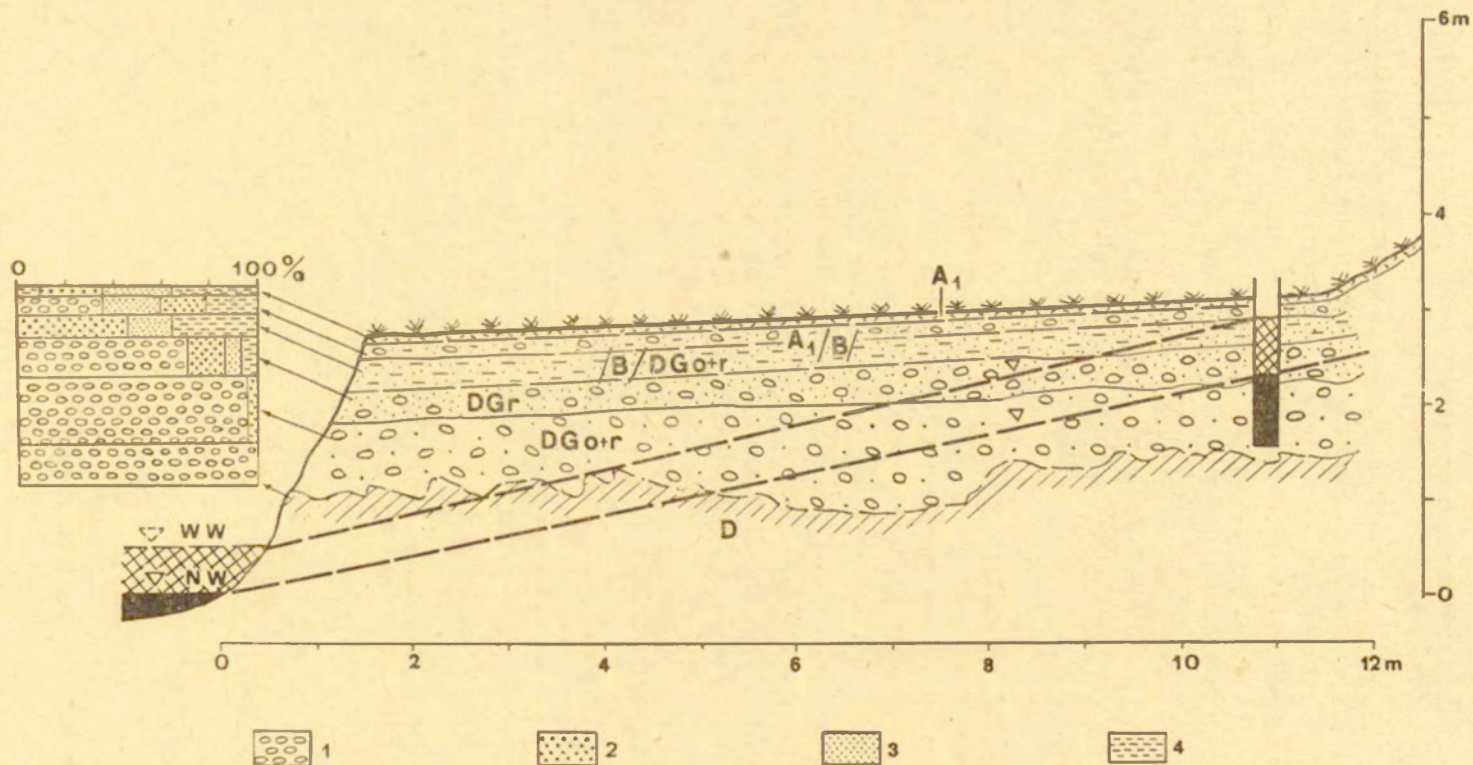


Ryc. 17. Zróżnicowanie wilgotności gleby w profilu podłużnym stoku w okresie suszy (Froehlich, Słupik 1979a)

A — profil podłużny stoku doświadczalnego w zlewni Homerki: 1–7 — stanowiska pomiarowe; wilgotność gleby na głębokości: B — 10–20 cm, C — 40–50 cm, D — 90–100 cm

Differentiation of soil moisture content in longitudinal slope profile (Froehlich, Słupik 1979a)

A — long-profile of the experimental slope in the Homerka catchment basin: 1–7 — measurement sites; soil moisture content at a depth of: B — 10–20 cm, C — 40–50 cm, D — 90–100 cm



Ryc. 18. Kontakt wód podziemnych w dnie doliny z poziomem wody w potoku Homerka w czasie niżówki (NW) i w czasie wezbrania (WW)

A_1 — poziom próchniczny akumulacyjny; B — poziom brunatnienia; D — skała podścielająca: żwiry i zwięztałe okruchy piaskowcowe; G — poziom glejowy; $Go+r$ — poziom glejowy oksydacyjno-redukcyjny. Skład mechaniczny (udział procentowy): 1 — części szkieletowe o średnicy powyżej 1 mm; 2 — części płaszczyste o średnicy 1–0,1 mm; 3 — części pyłaste o średnicy 0,1–0,02 mm; 4 — części spławialne o średnicy mniejszej od 0,02 mm

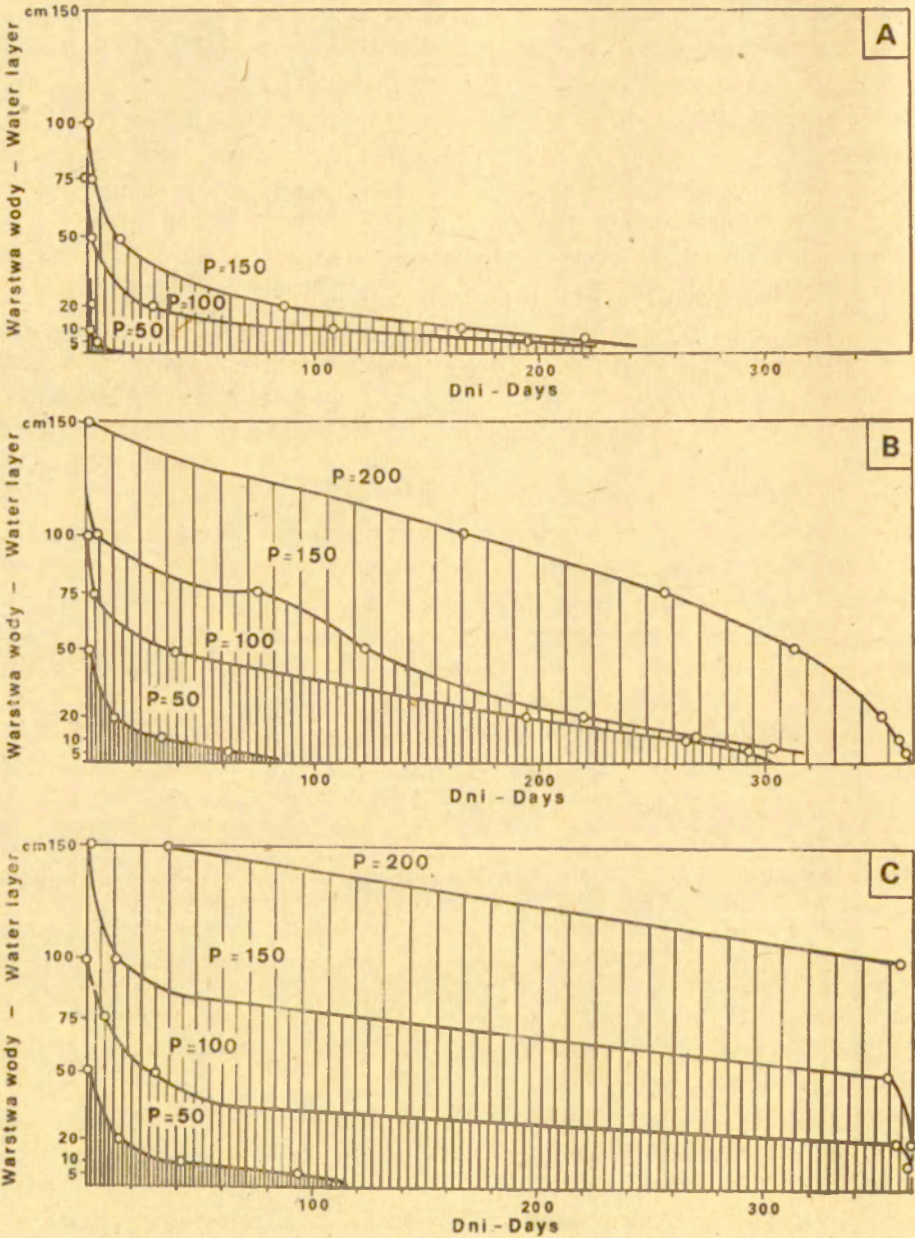
Contact of groundwater in the valley bottom with water level in the Homerka stream during low water (NW) and high water (WW) flows

A_1 — humus arable layer; B — browened horizon; D — underlying rock: sandstone gravels and stones; G — gley horizon, $Go+r$ — gley horizon oxidation and reduction. Mechanical composition (in percent): 1 — skeletal particles over 1 mm of diameter, 2 — sand 1–0,1 mm of diameter, 3 — very fine sand 0,1–0,02 mm of diameter, 4 — silt and clay, below 0,02 mm of diameter

w zagłębieniach terenu (Żyliński 1962), a u podnóży stoków i w dnach dolin spotyka się często obszary podmokłe (Waksmundzki 1968).

Miąższość warstwy nasyconej wodą i czas jej trwania osiągają najwyższe wartości w dnie doliny, mniejsze na stoku, a najniższe na wierzchowinie (ryc. 19). Ten uśredniony obraz zróżnicowania miąższości poziomów wody w glebie dowodzi powiększania się zasobów wilgoci w dół stoku — w konsekwencji przesączania się wody w warunkach aeracji i saturacji. Największe różnice w miąższości warstwy nasyconej zaznaczają się pomiędzy wierzchowiną a dnem doliny (ryc. 19, 20). Pozostałe stanowiska są punktami tranzytu wody z wyższych do niższych partii stoku. Miąższość warstwy nasyconej zwiększa się ze wzrostem głębokości studzienek obserwacyjnych (ryc. 20). Znaczny rozrzut linii charakteryzujących studzienki położone w obrębie stoku świadczy o dużym zróżnicowaniu głębokości do poziomu wody i miąższości warstwy nasyconej (ryc. 20). Woda przemieszcza się zatem w dół stoku na różnych poziomach, utrzymując tylko ogólnie kierunek zgodny z nachyleniem powierzchni terenu. Duża zmienność wilgotnościowa profilu glebowego na stoku czy zamiana spływu podpowierzchniowego na powierzchniowy są odzwierciedleniem lokalnego zróżnicowania budowy pokryw zwietrzelinowych i litologii skał podłoża. Głębsze gleby i horyzonty o większym udziale części szkieletowych są strefami koncentracji wody i tworzenia linii przesiąkania. W wielu obszarach tworzą one dendryczną sieć zagłębień na stoku, kierując wodę do lejów źródłowych i powierzchniowej sieci hydrograficznej (Bunting 1961).

Podczas głębokiej letniej niżówki dostawa wody ze stoku do koryta potoku wynosiła 0,2—1,3 l/s · km² w terenie zbudowanym z łupkowo-piaskowcowych warstw belowskich okrytych glebami gliniasto-ilastymi, a 5,1—9,1 l/s · km² w sąsiednich terenach, położonych wyżej, zbudowanych z piaskowców gruboławicowych warstw magurskich z glebami szkieletowymi (Froehlich, Słupik 1980a). W tym czasie na stoku doświadczalnym spływ skoncentrowany po powierzchni dostarczał 0,18 l/s · km² wody, a spływ ze źródeł skalno-zwietrzelinowych i zwietrzelinowych — 0,64 l/s · km². Całkowity udział stoku wyliczony z różnicy pomiarów przepływu w dwóch zlewniach cząstkowych wynosił 1,29 l/s · km². Oznacza to, że 1,09 l/s · km², czyli 84,5% całej ilości wody, pochodziło z przyrzeczy i osiągało koryto potoku w sposób „niekontrolowany”, gdy tymczasem 15,5% spływu niżówkowego dostarczał skoncentrowany spływ powierzchniowy. Najniższe przepływy obserwowano w czasie letnich okresów bezopadowych z powodu dużych strat wody na ewapotranspirację. Spływ wody w drogach polnych zanikał, a w naturalnym rozcięciu erozyjnym spadał do minimalnej wartości 0,2 l/s · km² (ryc. 21). W czasie jesiennych niżówek, gdy zużycie wody na ewapotranspirację było mniejsze, w zasilaniu odpływu brały udział również drogi polne (ryc. 22). Tak silny związek odpływu niżówkowego z warunkami parowa-



Ryc. 19. Czas trwania (liczba dni) i miąższość warstwy nasyconej wodą w otworach o głębokości 50, 100, 150 i 200 cm na stoku doświadczalnym w zlewni Homerki studzienki obserwacyjne:

A — na wododziale; B — na stoku (wartości średnie z 5 stanowisk); C — w dolinie
 Duration (number of days) and thickness of saturated layer in holes 50, 100, 150 and 200 cm of depth at the experimental slope in the Homerka catchment basin observation wells: A — on water divide; B — on slope (mean values from 5 sites); C — in valley bottom



Fot. 1. Górską (beskidzką) część zlewni Homerki
The mountain (beskidian) part of the Homerka catchment basin



Fot. 2. Pogórska część zlewni Homerki
Foothill part of the Homerka catchment basin



Fot. 3. Stok doświadczalny obejmuje fragment terenów użytkowanych rolniczo w zlewni Homerki

The experimental slope is a part of agriculture areas in the Homerka catchment basin



Fot. 4. Terasy polne widoczne na stoku doświadczalnym w zlewni Homerki

Field terraces well visible on the experimental slope in the Homerka catchment basin



Fot. 5. Stok doświadczalny w zlewni Homerki składa się z trzech różnych części: zlewni naturalnego rozcięcia erozyjnego, zlewni dróg polnych i zlewni przyrzeczy nie odwadnianych liniśnie

The experimental slope in the Homerka catchment basin is composed of three different parts: the watershed of a natural erosional hollow, watersheds of cart-roads, and watersheds of interchannel areas non drained in a linear way



Fot. 6. Przelew z trójkątnym wycięciem zainstalowany w rozcięciu erozyjnym na stoku doświadczalnym w zlewni Homerki

Triangular sharp-crested weir installed in the bottom of a natural erosional hollow, on the experimental slope in the Homerka catchment basin



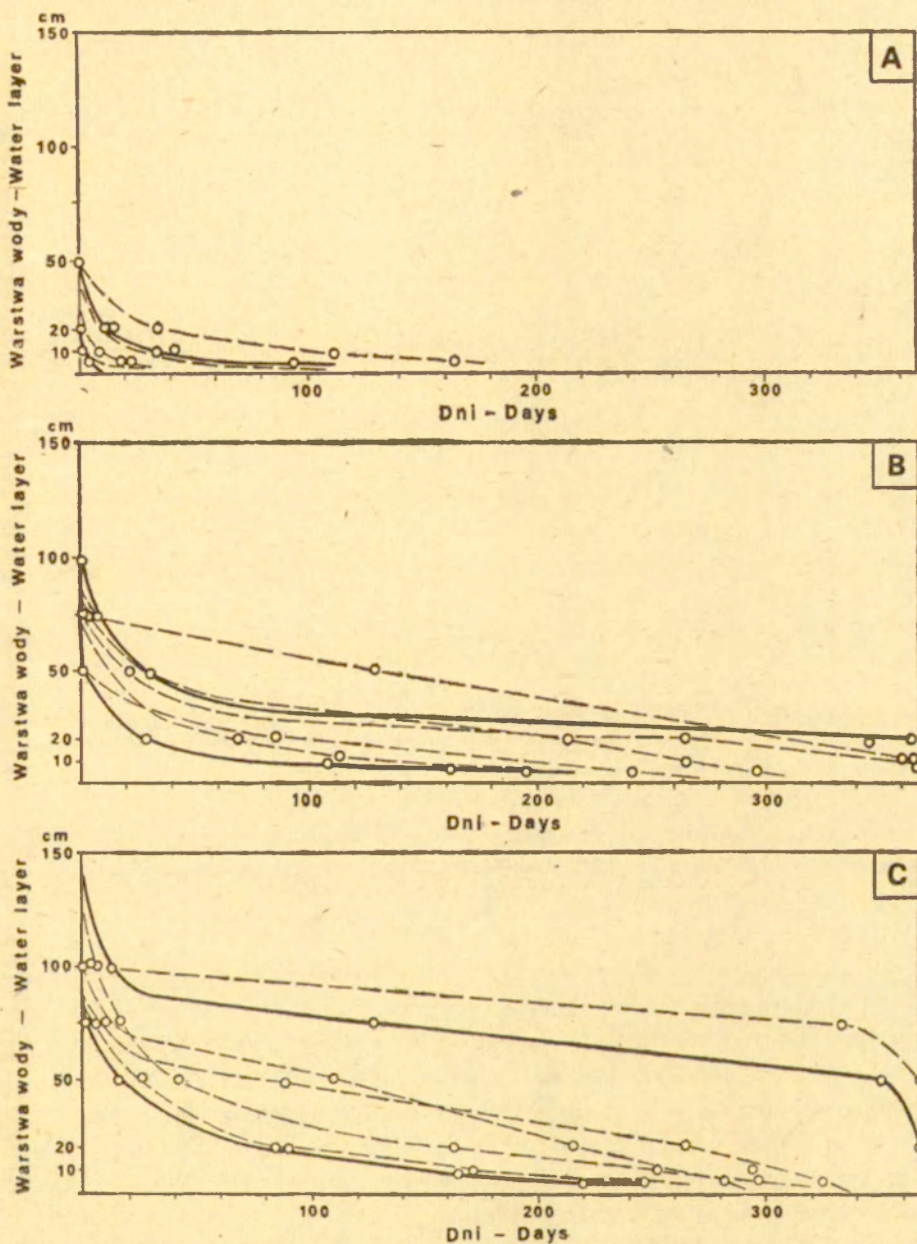
Fot. 7. Worki z folii do pomiarów splywu rozproszonego, zainstalowane u podnóża stoku doświadczalnego w zlewni Homerki

Plastic bags for sheet flow measurements installed at footslope on the experimental slope in the Homerka catchment basin



Fot. 8. Studzienki obserwacyjne zainstalowane na stoku doświadczalnym w zlewni Homerki

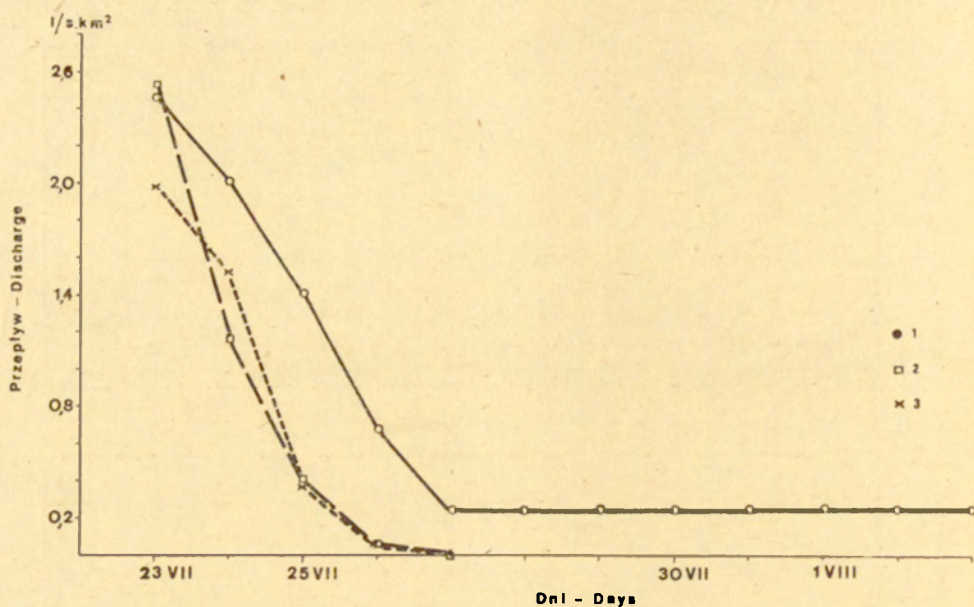
Observation wells installed at the experimental slope in the Homerka catchment basin



Ryc. 20. Czas trwania (liczba dni) i miąższość warstwy nasyconej wodą w studzienkach obserwacyjnych na dziale wodnym (linia ciągła dolna), w dnie doliny (linia ciągła górna) i na stoku (linia przerywana) w zlewni Homerki
 głębokość otworów: A — 50 cm; B — 100 cm; C — 150 cm

Duration (number of days) and thickness of saturated layer in observation wells on water divide (lower continuous line), in valley bottom (upper continuous line), and on slope (dashed line) in the Homerka catchment basin.

A — holes 50 cm of depth; B — holes 100 cm of depth; C — holes 150 cm of depth



Ryc. 21. Splyw nizowkowy w lecie 1978 r. na stoku dowiadczalnym w zlewni Homerki

1 — rozcięcie erozyjne; 2, 3 — drogi polne

Low water flow in summer of 1978 year at the experimental slope in the Homerka catchment basin

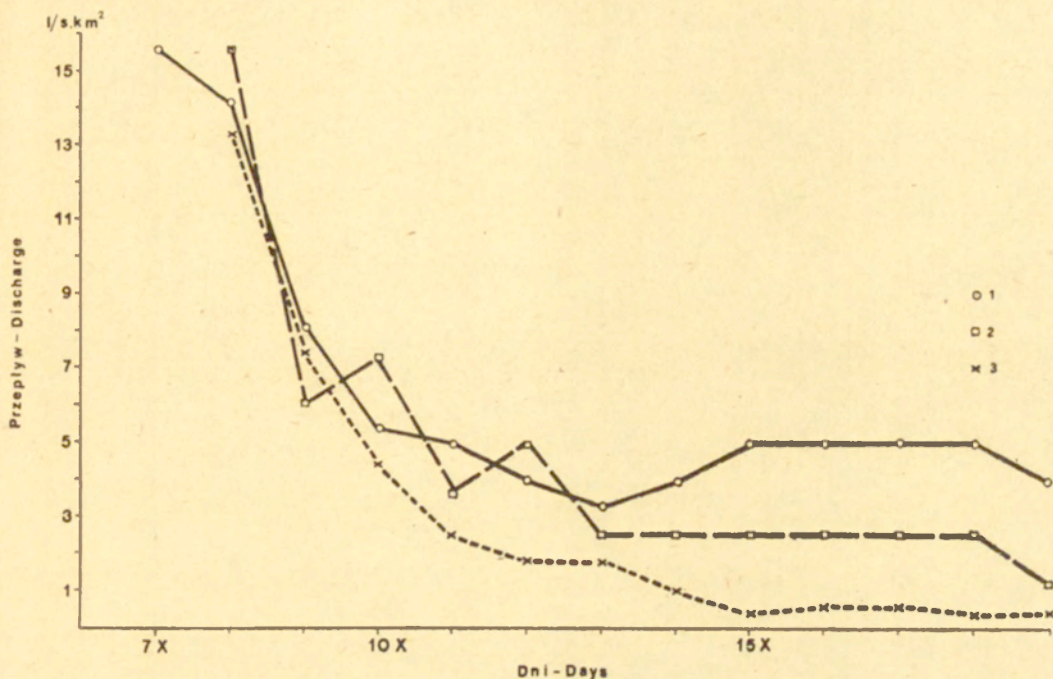
1 — erosional hollow; 2, 3 — cart-roads

nia wskazuje na płytkie krążenie wody. Przemawiają za tym również małe wydajności źródeł (0,01—0,04 l/s), jak i wysokie temperatury wód gruntowych, dochodzące latem do 16°C.

W okresie niżówkowym woda ze stoku do koryta potoku dostarczana jest splywem skoncentrowanym i rozproszonym z trzech obszarów zasilania: naturalnego rozcięcia erozyjnego, dróg polnych i przyrzecza nie odwadnianego linijnie. Obok skały litej powaznym zrodlem zasilania są pokrywy zwietrzelinowe. Woda może przesaczać się w glebie nienasyconej, aby u podnóża stoku i w dnie doliny utworzyć strefę saturacji. Okresy opadowe są krótsze niż czas trwania splywu i utrzymywanie się warstwy nasyconej płytko pod powierzchnią gruntu. Stanowi to dowód odpływu niżówkowego z wilgotności glebowej.

SPLYW WEZBRANIOWY

Splyw wezbraniowy na stoku dowiadczalnym w zlewni Homerki oceniono na podstawie pomiarów: 1) przepływu wody w naturalnym rozcięciu erozyjnym i w drogach polnych, 2) splywu rozproszonego na powierzchni przyrzecza nie odwadnianego linijnie, 3) wydajności źródeł, 4) wilgotności gleby, 5) wahań stanów wody w studzienkach obserwacyj-



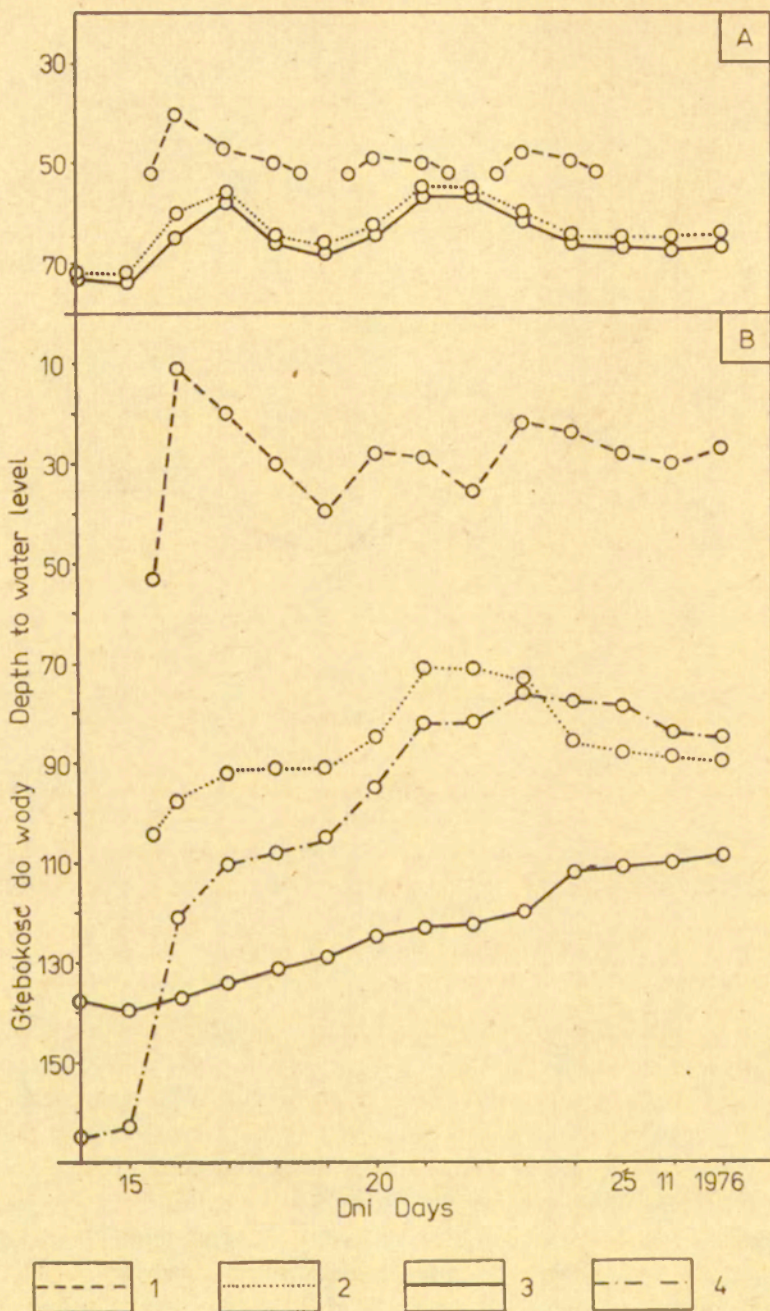
Ryc. 22. Splyw nizówkowy w jesieni 1978 r. na stoku doświadczalnym w zlewni Homerki

1 — rozcięcie erozyjne; 2, 3 — drogi polne

Low water flow in autumn of 1978 year at the experimental slope in the Homerka catchment basin

1 — erosional hollow; 2, 3 — cart-roads

nych. Ten rodzaj splywu ma miejsce, gdy na odbywający się stale powolny splyw nizówkowy nakłada się szybszy splyw nasycony pod powierzchnię gruntu oraz splyw powierzchniowy. W miarę wzrostu wydajności deszczu rośnie wilgotność gleby, postępująca od górnych horyzontów w głąb. Malejąca w tym samym kierunku przepuszczalność sprawia, że w profilu gleby tworzy się często kilka poziomów wody zawieszanej. Wskazuje na to przebieg stanów wody w studzienkach obserwacyjnych (ryc. 23). W glebach o zmniejszającym się przewodnictwie hydraulicznym warunki saturacji, które powodują splyw wezbraniowy pod powierzchnią terenu, mogą powstać w czasie opadu w kilku horyzontach równocześnie (Calver i in. 1972; Whipkey, Kirkby 1978). Obniżanie poziomu wody zawieszanej w wyższej warstwie wywołuje reakcję wznieszenia zwierciadła wody w niższej warstwie gruntu (ryc. 23). Kulminacje stanów wody są przesunięte względem siebie o kilka dni. Świadczy to o wolnym przesiąkaniu wody. Reakcja zwierciadła wody w glebie na opad znacznie wyprzedza kulminację (ryc. 23) i związana jest z prze-



Ryc. 23. Przebieg stanów wody po opadzie w studzienkach obserwacyjnych na stoku doświadczalnym w zlewni Homerki

A — w dnie doliny; B — na stoku; w otworach o głębokości: 1 — 50 cm, 2 — 100 cm, 3 — 150 cm, 4 — 200 cm

Course of water levels after rainfall in observation wells at the experimental slope in the Homerka catchment basin

A — in valley bottom; B — on slope in holes of depth: 1 — 50 cm, 2 — 100 cm, 3 — 150 cm, 4 — 200 cm

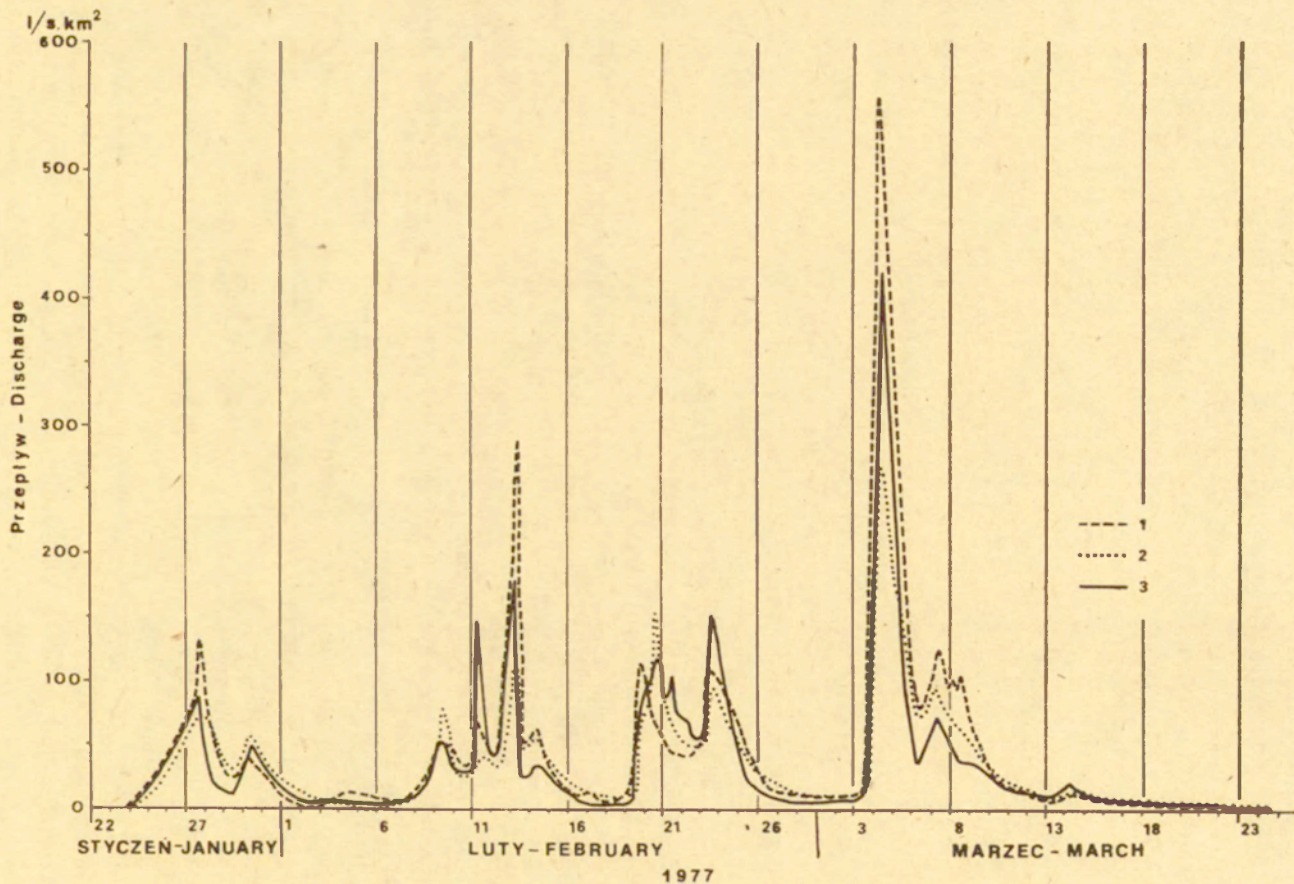
plywem wody przez makropory. Udowodnili to Pilgrim i Huff (1978), stosując metodę traserów radioaktywnych do kontrolowania krążenia wody opadowej w glebie.

W okresie wydajnych opadów zwierciadło wody gruntowej u podnóża stoku podnosi się prawie do powierzchni terenu. Gradient hydrauliczny pomiędzy wodą gruntową a wodą w korycie Homerki jest wtedy większy niż w okresie suszy (ryc. 18). W zagłębieniach na stoku i w dnie doliny objętość spływu podpowierzchniowego przewyższa wówczas pojemność wodną gleby. Woda przecina powierzchnię terenu i zaczyna wypływać na zewnątrz. Ten rodzaj spływu Dunne (1978) nazywa powrotnym (return flow), bo powraca na powierzchnię woda, która wcześniej wsiąkała. Wypływy wody obserwowano w wielu miejscach podcięć brzegów koryta Homerki i podcięć drogowych. Równolegle wzrastała wydajność źródeł na stoku. Obserwacje w Beskidzie Śląskim wykazały, że gęstość wypływów wody w czasie powodzi wzrosła z kilkudziesięciu do kilkuset na obszarze 1 km² (Dynowski i in. 1971).

Deszcze spadający na tereny stale nasycone wodą, np. dno naturalnego rozcięcia erozyjnego, powoduje natychmiastowy spływ. W miarę upływu czasu wydłuża się i rozszerza strefa saturacji: rośnie długość cieków prowadzących wodę, a młaki na stoku powiększają się. W Beskidzie Śląskim stwierdzono powiększenie młak i przesuwanie się w górę stoku miejsc ich wypływu (Dynowski 1961). Są to zjawiska związane ze spływem bezpośrednim (direct precipitation onto saturated areas), występującym na terenach nasyconych wodą przed wystąpieniem opadu (Dunne 1978). Odnosi się to również do koryt potoków czynnych stale. Dlatego każdej zmianie natężenia deszczu odpowiada zmiana przepływu wody (Froehlich 1978) i długości cieków (Day 1978).

Obok terenów stale nasyconych wodą, najszybciej tworzy się spływ wezbraniowy na drogach polnych. Składają się na to dwie przyczyny: 1) dostawa spływu bezpośredniego z podmokłości na stoku oraz 2) tworzenie się spływu hortonowskiego, występującego powszechnie tylko na terenach słabo przepuszczalnych (Słupik 1973; Dunne 1978). Na polach i w lesie ten rodzaj spływu zdarza się wyjątkowo. W lasach źródłowej partii zlewni Homerki 27 VI 1977 r. obserwowano ściekanie wody pod ściółką zaledwie 5—10 min po rozpoczęciu silnego opadu burzowego. Czas opóźnienia spływu związany był z intercepcją i przesiąkaniem wody przez warstwę ściółki. Gęsta sieć linii spływu doprowadzała wodę do cieków źródłowego. Po opadzie w wielu miejscach stwierdzono suchą glebę kilkanaście cm pod powierzchnią terenu, co oznacza, że w lesie występował nienasycony spływ powierzchniowy.

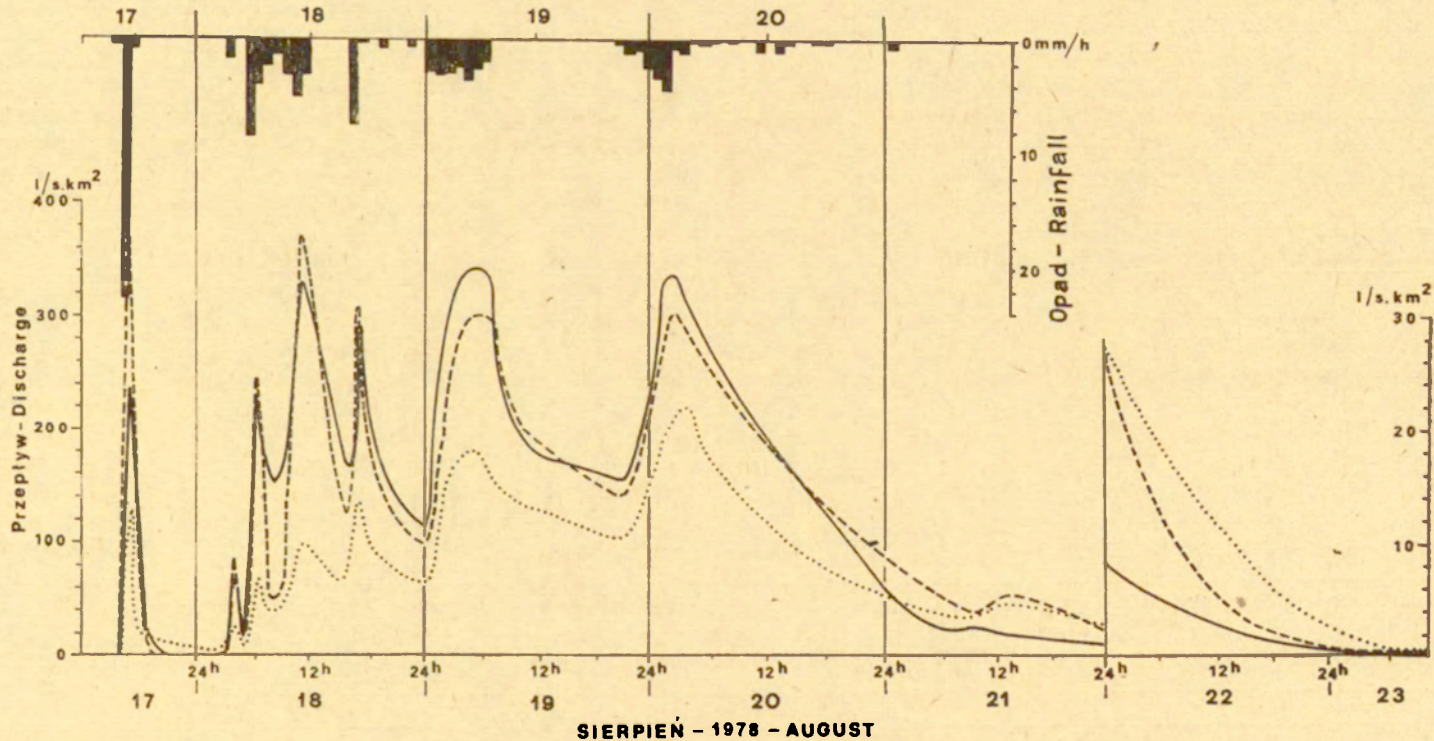
Główną rolę w kształtowaniu odpływu wezbraniowego odgrywają drogi polne i naturalne rozcięcia erozyjne, podczas gdy przyrzecza nie odwadniane linijnie dostarczają spływem powierzchniowych bardzo małych ilości wody (tab. 3). W okresie roztopów spływ drogą polną i w roz-



Ryc. 24. Splyw wezbraniowy w okresie roztopów na stoku doświadczalnym w zlewni Homerki
 1, 2 — drogi polne; 3 — rozcięcie erozyjne
 High water flow during melt period at the experimental slope in the Homerka catchment basin
 1, 2 — cart-roads; 3 — erosional hollow

Tabela 3. Porównanie spływu wezbraniowego z rozcięcia erozyjnego, drogi polnej i przyrzecza na stoku doświadczalnym w zlewni Homerki
 Comparison of stormflow from erosional hollow, cart-road and interchannel area on the experimental slope in the Homerka catchment basin

Część stoku Part of slope	Spływ – Flow														
	Rozcięcie erozyjne Erosional hollow			Droga Cart-road			Przyrzecze Interchannel area			Podnóże stoku Footslope			Dno doliny Valley bottom		
	Suma Total mm	Natężenie Intensity 1/s · km ² mm/24 ^h		Suma Total mm	Natężenie Intensity 1/s · km ² mm/24 ^h		Suma Total mm	Natężenie Intensity 1/s · km ² mm/24 ^h		Suma Total mm	Natężenie Intensity 1/s · km ² mm/24 ^h				
Rozcięcie erozyjne Erosional hollow	15,51	81	3,95	33,16	244	13,46	30,83	224	10,79	168,39	269	18,21			
Droga Cart-road	25,96	178	5,85	55,82	361	20,34	49,57	354	18,09	195,28	564	32,92			
Podnóże stoku Footslope	0,07–0,19	–	0,10	0,41–1,06	–	0,20	0,31–1,22	110	–	2,49–3,69	60	0,84			
Dno doliny Valley bottom	0,07–0,18	–	0,11	0,26–0,79	–	0,10	0,22–0,92	–	–	0,13–0,30	–	0,06			
Okres Period	4–18 VII 1977			24 VI–5 VII 1978			17–22 VIII 1978			22 I–25 III 1977					
Suma opadu Total of rain	94,1 mm			99,0 mm			98,1 mm			202,2 mm					
Maksymalna wydajność deszczu Maximum yield of rain	21,9 mm/24 ^h 14,0 mm/1 ^h			46,9 mm/24 ^h 7,5 mm/1 ^h			37,4 mm/24 ^h 22,0 mm/1 ^h			– –					



Ryc. 25. Splyw wezbraniowy w okresie deszczowym na stoku doświadczalnym w zlewni Homerki w naturalnym rozcięciu erozyjnym (linia kropkowana) oraz w drogach polnych (linia ciągła przerywana)

High water flow during rainy period at the experimental slope in the Homerka catchment basin, in natural erosional hollow (dotted line) and in cart-roads (dashed and continuous lines)



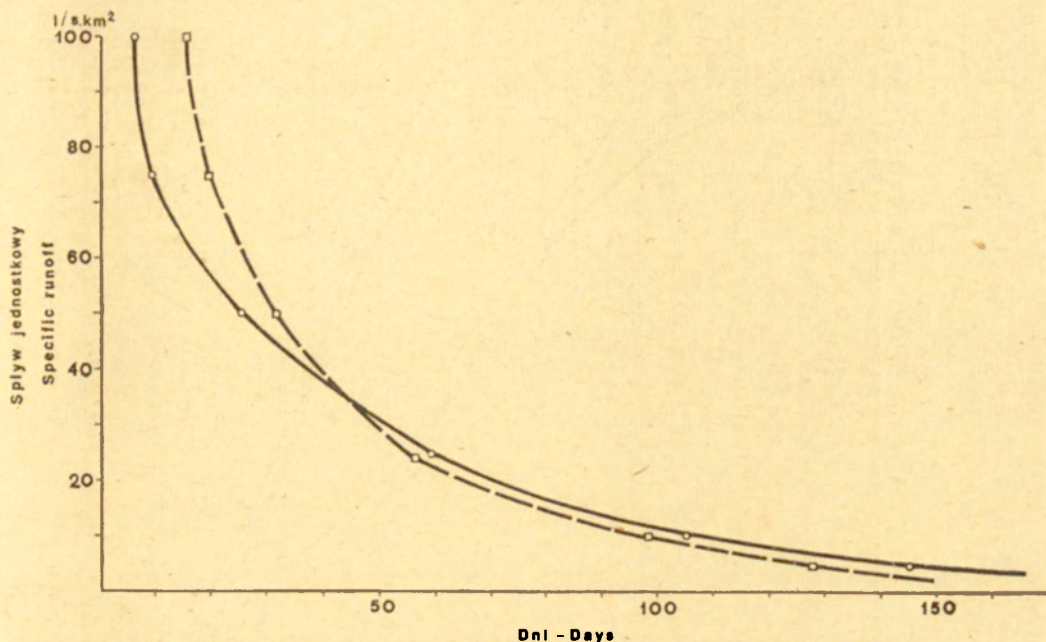
Fot. 9. Zaspy śnieżne w drogach polnych i obniżeniach na stoku doświadczalnym
w zlewni Homerki

Snow-patches in cart-roads and hollows at the experimental slope in the Homerka
catchment basin



Fot. 10. Spływ wody z zasp śnieżnych w drodze polnej na stoku doświadczalnym
w zlewni Homerki

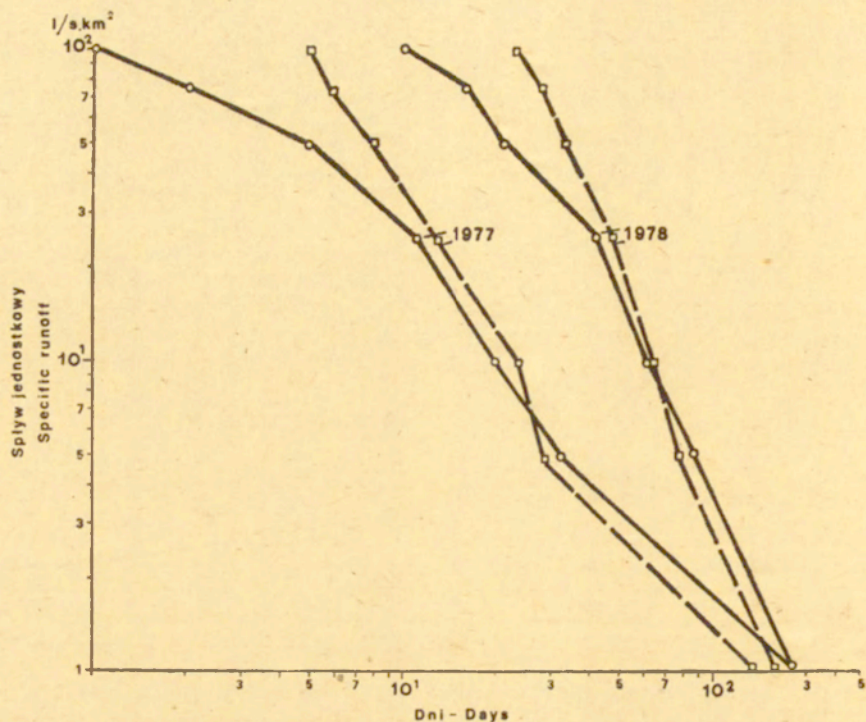
Water flow from snow-patches in a cart-road at the experimental slope in the
Homerka catchment basin



Ryc. 26. Czas trwania (liczba dni) spływu w ciągu roku hydrologicznego 1977 w rozcięciu erozyjnym (linia ciągła) i w drodze polnej (linia przerywana) na stoku doświadczalnym w zlewni Homerki

Duration (number of days) of flow during 1977 hydrological year in erosional hollow (continuous line) and in cart-road (dashed line) at the experimental slope in the Homerka catchment basin

cięciu erozyjnym był wyjątkowo obfity i długotrwały (ryc. 24). Współczynnik spływu osiągnął 96,6% w przypadku drogi, a 83,3% w przypadku rozcięcia erozyjnego (tab. 3). Przyczyną było nagromadzenie dużej ilości śniegu w zagłębieniach terenu (fot. 9, 10). W czasie wezbrania deszczowego można dostrzec szybką reakcję przepływu na opad (ryc. 25). W rozcięciu erozyjnym jest to spowodowane przez natychmiastowy spływ bezpośredni, natomiast w drodze polnej przez spływ hortonowski. Maksymalne wartości spływu skoncentrowanego na stoku są wyższe niż w korycie potoku (Froehlich, Słupik 1979b). W drodze polnej maksymalne natężenie spływu wynosiło 1229, w rozcięciu erozyjnym 269, a w korycie Homerki 178 l/s · km². Z porównania tych wartości wynika jasno, że natężenie spływu na powierzchni przyrzeczy musiało być bardzo małe, aby zrównoważyć tak duże różnice intensywności spływu skoncentrowanego na stoku i w korycie potoku. Dla każdej części stoku charakterystyczny jest inny rodzaj spływu. Na drodze polnej dominuje szybki spływ hortonowski, podczas gdy w rozcięciu erozyjnym — znacznie wolniejszy spływ powrotny. Większy przepływ w rozcięciu erozyjnym w ostatniej fazie wezbrania, już po zakończeniu opadu jest tego dowo-



Ryc. 27. Porównanie czasu trwania spływu w półroczu letnim 1977 i 1978 r. w rozcięciu erozyjnym (linia ciągła) i w drodze polnej (linia przerywana) na stoku doświadczalnym w zlewni Homerki

Comparison of flow duration in summer half-year of 1977 and 1978 hydrological years in erosional hollow (continuous line) and in cart-road (dashed line) at the experimental slope in the Homerka catchment basin

dem (ryc. 25). Korzystniejsze warunki retencji na terenie zlewni naturalnego rozcięcia erozyjnego przesądają o mniejszej objętości spływu wezbraniowego w tym rozcięciu w porównaniu z drogą polną (tab. 3; ryc. 25). W przypadku drogi współczynnik spływu wynosił 50,5%, a w przypadku rozcięcia erozyjnego 31,4% sumy opadów w okresie 17—22 VIII 1978 r. O większym udziale podpowierzchniowego spływu wezbraniowego w rozcięciu erozyjnym świadczy również dłuższy czas trwania spływu (ryc. 26, 27). W ciągu całego roku spływ o natężeniu ponad 100 l/s·km² trwał 6 dni w naturalnym rozcięciu, a 16 dni w drodze polnej, gdy tymczasem natężenie mniejsze niż 5 l/s·km² — odpowiednio 145 i 129 dni (ryc. 26).

Drogi polne, w odróżnieniu od rozcięcia erozyjnego, prowadzą głównie powierzchniowy spływ nienasycony. Powstaje on nawet w czasie małego opadu, zmieniając drogi w dopływy Homerki. Dalszy wzrost wydajności powoduje rozszerzanie się obszaru zasilania do całej szerokości

drogi, najszybciej na odcinkach poniżej dostawy spływu bezpośredniego z otoczenia młak i wysięków. W następnej kolejności obszar zasilania zostaje powiększony dopływem wody z bruzd polnych, do których spływa woda z pól. Szorstkość i mikrorzeźba powierzchni gruntu sprawia, że na polach woda spływa dużą ilością strużek wykazujących tendencję do łączenia się (Figuła 1960). Drogi, rozcięcia erozyjne i bruzdy polne stwarzają w ten sposób skomplikowany system spływu powierzchniowego, dzieląc stok na wiele mikrozelewni (Słupik 1976a). Spływem wody na stoku rządzi mikrorzeźba. Drogi oraz naturalne rozcięcia erozyjne wraz z młakami i wysiękami tworzą obszary zasilania Homerki w czasie mniejszych wezbrań. W okresie powodzi obszary te powiększają się dzięki angażowaniu nowych źródeł zasilania — bruzd polnych, a nawet pól orných.

Przyrzecze stanowi oddzielny obszar zasilania. Droga lub bruzda nie ma tu kontaktu liniowego z potokiem, „gubiąc” wodę jeszcze w obrębie stoku albo dopiero w dnie doliny, na skutek rozpraszania spływu. Występujące tu pola orne i użytki zielone znacznie hamują spływ, a gleby sprzyjają wsiąkaniu wody. Częstotliwość występowania oraz wielkość spływu powierzchniowego jest w tych warunkach bardzo mała (tab. 3). Krótka droga płynięcia sprawia, że odzwierciedla się on w korycie potoku w minimalnym stopniu. U podnóża stoku obserwowano znacznie większy spływ powierzchniowy niż w tym samym czasie na kontakcie z korytem Homerki (tab. 3). Składają się na to dwie przyczyny: 1) gęste trawy w dnie doliny skutecznie ograniczają objętość i prędkość spływu, powiększając rozmiary retencji powierzchniowej, 2) woda stagnująca u podnóża stoku dopływa do koryta potoku zazwyczaj pod powierzchnią terenu w łatwo przepuszczalnych pokrywach aluwialnych, które pochłaniają część wody w czasie spływu. Stąd wniosek, że dno doliny bierze udział w wezbraniu głównie przez dostawę spływu podpowierzchniowego nasyconego. Pochodzi on z kilku źródeł zasilania: 1) z pokryw aluwialnych dna doliny, 2) z dostawy z pokryw stokowych, 3) ze spływu powierzchniowego rozproszonego występującego na terenach przylegających bezpośrednio do koryta potoku. Odpływ wezbraniowy nie obejmuje zatem całego stoku. Jest on produktem ekspansji stref saturacji u podnóża stoku, a w pierwszym rzędzie — szybkiego i obfitego spływu skoncentrowanego (tab. 2; ryc. 24, 25), który sięga wieloma odgałęzieniami w górę stoku.

MODEL KSZTAŁTOWANIA ODPLYWU NA STOKU

Na stoku doświadczalnym w zlewni Homerki reprezentowane są trzy różne potencjalne obszary zasilania cieką w wodę: 1) zlewnia naturalnego rozcięcia erozyjnego, odwadniającego zwykle wklęsłą część stoku, 2) zlewnia drogi polnej, lokalizowanej zazwyczaj na suchszych, czyli wy-

pukłych lub prostych, w profilu poprzecznym, częściach stoku oraz 3) zlewnia przyrzecza odwadnianego spływem rozproszonym (ryc. 15). Zlewnie te stanowią zarazem podstawowe karpackie obszary zasilania. Proporcjonalnie do wielkości zajmowanej powierzchni, największy udział w dostawie wody do koryta Homerki mają drogi polne (tab. 4, 5). W miesiącu o małej dostawie wody ze stoku ich udział spada do 16,7% na korzyść naturalnego rozcięcia erozyjnego. W pozostałych okresach roku udział dróg polnych wynosi ponad 60%, a rozcięcia erozyjnego — poniżej 40%. Przyrzecza stanowiące 30% całego stoku doświadczalnego dostarczają w czasie wezbrań nieznacznych ilości wody (tab. 4, 5). W 1977 r. spływ powierzchniowy na terenie przyrzecza występował w ciągu 74 dni, podczas gdy w drogach polnych 250 dni, a w naturalnym rozcięciu erozyjnym cały rok (ryc. 28). W półroczu letnim spływ trwa krócej, mimo większej sumy opadów. Jest to spowodowane szybszym wysychaniem gleby i większą ewapotranspiracją. W czasie wezbrania przyrzecza pełnią raczej rolę zbiorników retencyjnych. Oddają ją do koryta potoku z opóźnieniem w postaci spływu podpowierzchniowego „niekontrolowanego” i w postaci spływu powierzchniowego w rozcięciu erozyjnym i w drogach polnych, zasilając potok jeszcze przez kilka tygodni po zakończeniu opadu lub po stopieniu się śniegu.

Ciągła dostawa wody ze stoku sprawia, że wody gruntowe w dnie doliny są niezależne od częstotliwości opadów. Świadczy o tym mała amplituda zmian przepływu w ciągu roku źródła wypływającego w dnie doliny (ryc. 29). Źródło wypływające na stoku bardziej reaguje na zmia-

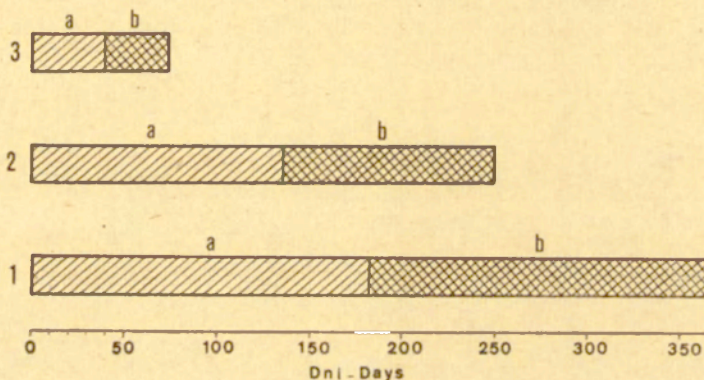
Tabela 4. Dostawa wody ze stoku do koryta Homerki w roku hydrologicznym 1977 i 1978
Delivery of water from slope to Homerka stream in 1977 and 1978 hydrological years

Okres Period	Cały stok Whole slope		Rozcięcie Hollow		Drogi Cart-roads		Przyrzecza Interchannel areas	
	22 ha = 100% mm	%	6,48 ha = = 29,45% mm	%	8,86 ha = = 40,17% mm	%	6,66 ha = = 30,27% mm	%
Rok 1977 Year 1977	251,75	100,0	101,24	40,2	153,10	59,7	0,41	0,1
XI 1976—IV 1977	204,21	100,0	83,34	40,8	120,69	59,1	0,18	0,1
V 1977—X 1977	47,74	100,0	17,90	37,5	29,61	62,0	0,23	0,5
Marzec March	55,08	100,0	21,19	38,4	33,85	61,5	0,04	0,1
Lipiec July	15,40	100,0	4,98	32,3	10,35	67,2	0,07	0,5
Październik October	0,60	100,0	0,50	83,3	0,1	16,7	0,00	0,0
V—X 1978	199,31	100,0	74,12	37,2	124,43	62,4	0,76	0,4
Sierpień August	36,23	100,0	11,81	32,6	24,14	66,6	0,28	0,8

Tabela 5. Maksymalna i minimalna dostawa wody (w mm) ze stoku do koryta Homerki w latach hydrologicznych 1977 i 1978

Maximum and minimum delivery of water (in mm) from slope to the Homerka stream in 1977 and 1978 hydrological years

Okres Period	Spływ Flow	Rozcięcie Hollow	Droga Cart-road	Przyrzecze Interchannel area
Miesiąc 30-days	Max. Min.	82,29 1,04	105,24 0,24	0,92 0,00
Dekada 10-days	Max. Min.	35,36 0,12	95,41 0,00	0,69 0,00
Doba 1-day	Max. Min.	18,21 0,02	32,92 0,00	0,69 0,00



Ryc. 28. Czas trwania spływu na stoku doświadczalnym w zlewni Homerki w półroczu zimowym (a) i w półroczu letnim (b) w roku hydrologicznym 1977

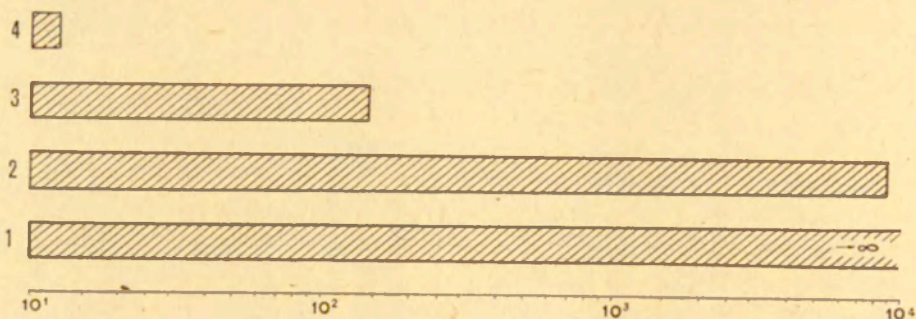
1 — naturalne rozcięcie erozyjne; 2 — droga polna; 3 — powierzchnia nie odwadniana liniјnie

Duration of flow at the experimental slope in the Homerka catchment basin during winter half-year (a) and summer half-year (b) in 1977 hydrological year

1 — erosional hollow; 2 — cart-road; 3 — area non drained in a linear way

ny pogody. Oba wypływy wody, reprezentujące przyrzecze, bardzo kontrastują z liniami spływu powierzchniowego (ryc. 29). Zmienność przepływów w ciągu roku w rozcięciu erozyjnym i w drodze polnej odzwierciedla rytm częstotliwości występowania opadów. Rola poszczególnych części stoku w kształtowaniu odpływu wezbraniowego i niżówkowego jest różna (ryc. 30, tab. 5). Droga polna ma decydujące znaczenie w kształtowaniu wezbrań. Naturalne rozcięcie erozyjne odgrywa dużą rolę również w tworzeniu odpływu niżówkowego. Przyrzecze nie odwadniane liniјnie dominuje w dostawie wody w czasie niżówki.

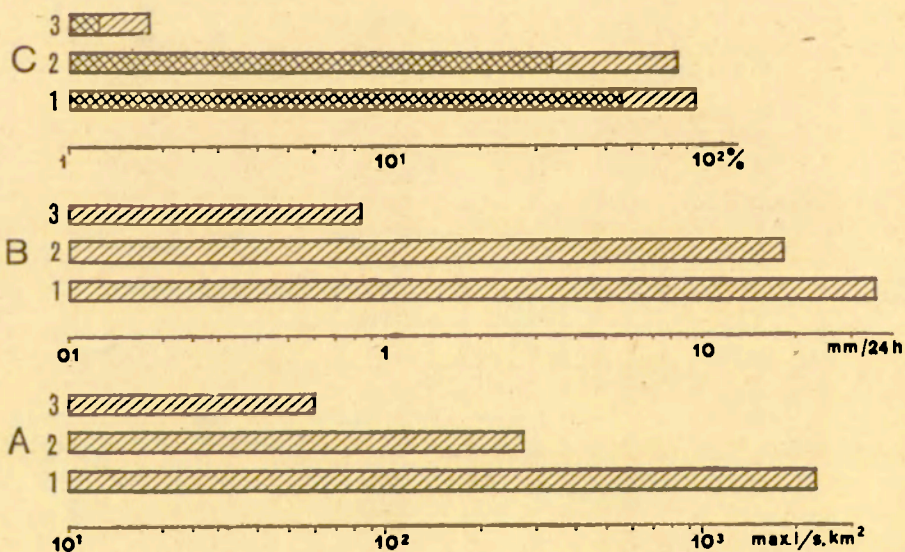
Główną przyczynę tej zmienności upatrywać należy w zróżnicowaniu prędkości krążenia wody na stoku. Średnia prędkość spływu wezbranio-



Ryc. 29. Zmienność przepływów (jako proporcja przepływu min : max, gdy min = 10) na stoku doświadczalnym w zlewni Homerki w latach hydrologicznych 1977 i 1978
1 — droga polna; 2 — naturalne rozcięcie erozyjne; 3 — źródło na stoku; 4 — źródło w dnie doliny

Discharge variability (as a proportion of min : max discharge, as min = 10) at the experimental slope in the Homerka catchment basin in 1977 and 1978 hydrological years

1 — cart-road; 2 — erosional hollow; 3 — spring on slope; 4 — spring in valley bottom



Ryc. 30. Porównanie dostawy wody ze stoku doświadczalnego do koryta potoku Homerka w latach hydrologicznych 1977 i 1978

1 — z drogi polnej; 2 — z naturalnego rozcięcia erozyjnego; 3 — z powierzchni nie odwadnianej liniśnie; A — maksymalne natężenie splywu; B — maksymalna dobowa wartość splywu; C — maksymalny współczynnik splywu obserwowany w czasie wezbrania wiosennego (cały odcinek) i wezbrania letniego (część kratkowana)

Comparison of water contribution from the experimental slope to the Homerka stream channel in 1977 and 1978 hydrological years

1 — from cart-roads; 2 — from erosional hollow; 3 — from area non drained linearly; A — maximum intensity of flow; B — maximum diurnal rate of flow; C — maximum coefficient of flow observed during spring high water flow (whole segment) and summer high water flow (squared portion)

wego wynosi w glebie gliniastej około 30 cm/godz., a na powierzchni terenu jest 1000—5000 razy większa (Dunne 1978). Woda w potoku przebywa 1 km w ciągu 6 min., na powierzchni stoku w ciągu 90 min., a pod powierzchnią terenu w ciągu 1,5 miesiąca (Zeleny, Jarabač 1969). W warunkach Karpat fliszowych odcinek stoku długości 500 m woda przepływa w czasie 8—13 min sływem skoncentrowanym, ponad 1 godz. sływem rozproszonym na gołej glebie, prawie 7 godz. na powierzchni zadarniowej, a 57 dni i 15 godz. sływem podpowierzchniowym (Figula 1960). Przeliczając te wartości na sływ jednostkowy wyrażony w $l/s \cdot km^2$ otrzymamy 55 000—69 000 dla sływu liniowego, 19 667—1667 dla sływu rozproszonego po powierzchni, a 167 dla sływu rozproszonego pod powierzchnią gruntu.

Nie ma wątpliwości, że obok głębszych wód gruntowych w kształtowaniu odpływu niżówkowego bierze udział woda odsączająca się z profilu glebowego. W czasie opadu strefa saturacji rozprzestrzenia się. Obszary zasilania obejmują swym zasięgiem najpierw powierzchnie dróg polnych i dna naturalnych rozcięć erozyjnych, a w dalszej kolejności bruzdy polne i pokrywy aluwialne w dnie doliny. Obszary zasilania można zatem zdefiniować jako części stoku, a zarazem części zlewni, które dostarczają wodę ze stoku do koryta cieku. Powierzchnia przez nie zajęta zmienia się nie tylko z opadu na opad, w zależności od aktualnej wilgotności gleby, ale również w czasie trwania opadu, w nawiązaniu do wydajności deszczu (natężenia roztopów). Ta pulsacja strefy nasyconej wodą w czasie opadu i w okresach bezopadowych polega na angażowaniu do udziału w odpływie różnych źródeł zasilania. Zalicza się do nich: naturalne rozcięcia erozyjne (lub ich części), drogi (lub ich części), osuwiska (lub ich części), młaki, tereny podmokłe stale i okresowo, zagłębienia, stawki, garby i tym podobne elementy, czyli jednorodne części stoku, z których każdy inaczej reaguje na opad.

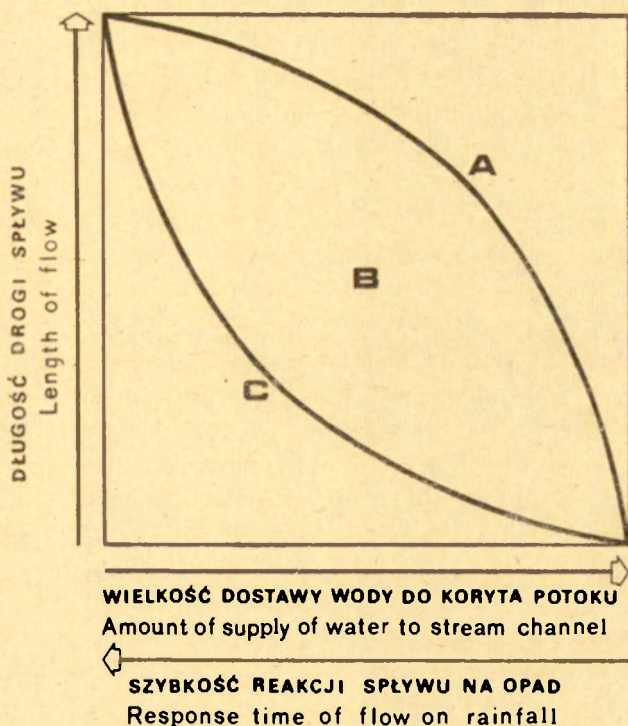
Źródła zasilania nie są jednakowe dla różnych zlewni i wezbrań o różnym charakterze. Odpływ wezbraniowy mogą tworzyć małe obszary nasycone w dnie doliny i w obniżeniach terenu, których zasięg nawiązuje do wielkości opadu i wilgotności początkowej gleby (Hewlett, Hibbert 1967). Wezbranie może też być efektem sływu wody z wilgotnych części terenu przylegających do koryta cieku, stanowiących zaledwie 1,2—3,0% obszaru zlewni (Ragan 1968). W tym przypadku woda spadająca na koryto cieku stanowiła 2—5%, sływ bezpośredni z terenów stale nasyconych — 55—62%, a sływ podpowierzchniowy — 36—43% całkowitego odpływu wezbraniowego. W ujęciu innych badaczy (Dunne, Black 1970) odpływ wezbraniowy jest produktem rozprzestrzeniania się strefy saturacji wzdłuż dna doliny i niższych partii stoków, zajmujących nie więcej niż 5% całego obszaru zlewni. Pozostała część zlewni gromadzi wodę i zasila odpływ bazowy. Istnieje pogląd (Hewlett, Nutter 1970), że kulminacja wezbrania pochodzi z opadu, który spada na koryta czyn-

nych cieków i przylegające do nich brzegi, nawet w zlewniach, w których dominującym składnikiem hydrogramu wezbrania jest spływ powierzchniowy. W zlewniach dobrze przepuszczalnych tylko trzecia część z 55 obserwowanych wezbrań utworzyła odpływ większy niż opad przypadający na koryta cieków stałych (Tischendorf, Hewlett 1970). Weyman (1974) wyróżnia wezbrania utworzone przez deszcz spadający na koryta potoków lub przez spływ wody z dolnej części stoków. Uważa on, że dna dolin odgrywają znaczącą rolę tylko w czasie opadów, które są w stanie nasycić grunt wodą.

Z przedstawionych poglądów wynika, że część odpływu bazowego i cały odpływ wezbraniowy pochodzi z górnych horyzontów gleby i skoncentrowanego spływu powierzchniowego. Udowodniono to w badaniach spływu metodą traserów radioaktywnych (Pilgrim, Huff 1978). Na jednorodnym poletku występował równocześnie spływ powierzchniowy nasycony i nienasycony oraz szybki spływ podpowierzchniowy w warstwie gleby, związany raczej z przepływem wody przez makropory, a nie przez całą masę gleby. Fala wezbraniowa składa się zatem z wody opadowej spadającej wprost na koryta cieków oraz wody transmitowanej szybko przez wilgotną glebę przylegającą do czynnej sieci hydrograficznej. Hydrologiczny model stoku wskazuje zatem na dużą rolę wilgoci glebowej jako źródła zasilania odpływu (Chorley 1978).

Prawidłowości stwierdzone na stoku doświadczalnym w zlewni Homerki, poparte przeglądem literatury, umożliwiły zrozumienie przestrzennej zmienności udziału stoku w kształtowaniu odpływu na terenie Karpat fliszowych (ryc. 31). Model ten plasuje dowolny element czy fragment stoku na wykresie zależności pomiędzy udziałem stoku w dostawie wody do koryta a odległością od koryta cieku. Wynikają z niego m.in. następujące wnioski: 1) strefa saturacji, równoznaczna z obszarem zasilania cieku w wodę, obejmuje w czasie trwania opadu w pierwszej kolejności: a) tereny stale nasycone wodą (młaki, stawki, dna rozcięć erozyjnych), b) tereny słabo przepuszczalne (drogi polne i leśne, szlaki komunikacyjne, tereny zabudowane), c) tereny podmokłe stale i okresowo, w tym również osuwiska, d) tereny położone w najbliższym sąsiedztwie koryta potoku i wilgotne podnóża stoków, e) tereny zdrenowane i inne odwadniane liniźnie; 2) udział maleje, a czas reakcji odpływu na opad wydłuża się w miarę oddalania się źródła zasilania od koryta potoku oraz w miarę zmniejszania się wilgotności terenu. Oznacza to, że z tych samych elementów stoku, np. z dwóch młak, z których jedna położona jest pod wododziałem, a druga w pobliżu koryta potoku, spłynie różna objętość wody w różnym czasie.

W kształtowaniu odpływu wezbraniowego bierze udział tylko część stoku. Odległe od koryta potoku tereny podmokłe, nie odwadniane liniźnie oraz wypukłe części stoków kształtują raczej spływ niżówkowy. Wielkość spływu niżówkowego i wezbraniowego zależy w dużym stop-



Ryc. 31. Model przestrzennej zmienności kształtowania odpływu na stoku w Karpatach fliszowych

A — obszary nasyczone wodą; B — obszary podmokłe i obniżenia; C — obszary suchsze i wypukłe części stoku

Spatial variation model of runoff generation on slope in Flysch Carpathians

A — saturated areas; B — wet areas and hollows; C — dryer areas, and noses (convex portions of slope)

niu od rozległości obszaru zasilania identyfikowanego z zasięgiem strefy saturacji. Spływ niżówkowy nie jest wyłącznym udziałem głębokiego krążenia wody. Dystans źródeł zasilania od koryta potoku jest niwelowany w dużej mierze prędkością płynięcia wody. Dlatego w kształtowaniu odpływu wezbraniowego na pierwszy plan wysuwa się gęstość rozcięć erozyjnych na stoku (Gregory, Walling 1973). Zatem czym mniejsza gęstość rozcięć erozyjnych, tym bardziej odpływ w korycie będzie odzwierciedlał spływ wezbraniowy z przyrzeczy nie odwadnianych linijnie.

SPŁYW NA STOKU A ODPLYW W KORYCIE POTOKU

Tradycyjny rozdział hydrogramu wezbrania bazuje na założeniu, że kilka linii można wydzielić udział odpływu powierzchniowego, podpowierzchniowego i bazowego. Takie podejście spowodowało, że cha-

rakterystykę przepływów w przekroju hydrometrycznym ciekę zwykle się uważać za wystarczający materiał do interpretacji zróżnicowania krążenia wody na stokach. Dlatego podjęto próbę spojrzenia na to zagadnienie z drugiej strony, z punktu widzenia relacji stok-koryto.

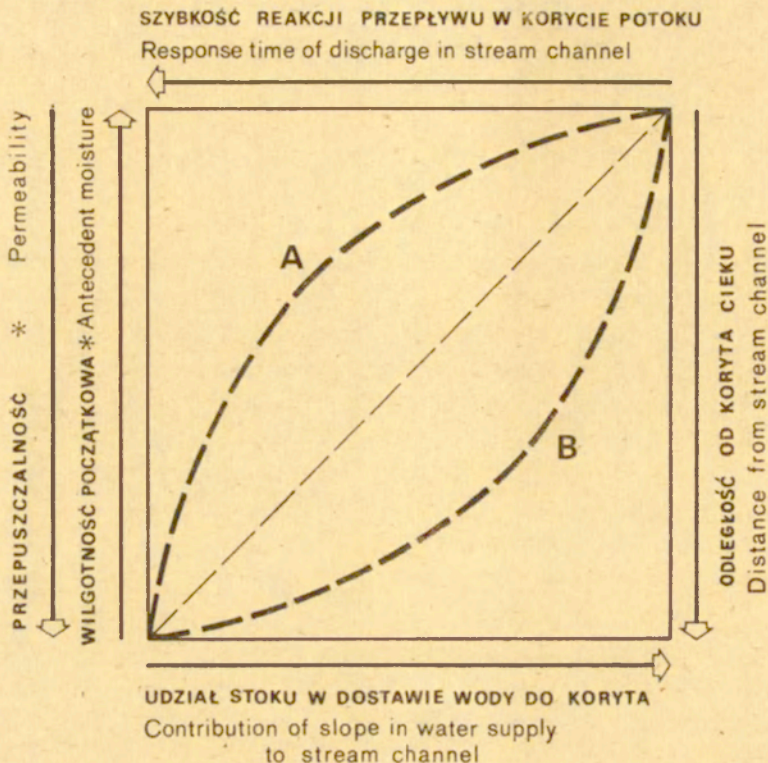
W zlewni Homerki, podobnie jak w innych zlewniach, hydrogram wezbrania tworzą wszystkie składniki odpływu równocześnie: spływ powierzchniowy nasycony i nienasycony, szybki spływ podpowierzchniowy oraz spływ bazowy — doprowadzane do koryta w krótkim czasie. Z różnic prędkości płynięcia wody na powierzchni i pod powierzchnią terenu (Figuła 1960; Zeleny, Jarabač 1969; Dunne 1978) wynika jasno, że w wezbraniu nie może uczestniczyć woda z całej zlewni, lecz tylko z tych części, z których zdąży dopłynąć do koryta potoku. Są to zwykle te same elementy stoków, ponieważ zawsze w tych samych miejscach wilgotność początkowa jest większa, a przepuszczalność mniejsza. Zawsze też większa jest prędkość spływu skoncentrowanego niż rozproszonego, powierzchniowego niż podpowierzchniowego. Największy udział w wezbraniu mają zatem zwykle nisze źródłowe, osuwiska, tereny podmokłe, tereny zabudowane, drogi, a pod powierzchnią gruntu — linie przesiąkania towarzyszące obniżeniom terenu oraz sieć drenarska. W czasie roztopów do źródeł zasilania zaliczają się płyty i zaspy śniegu rozmieszczone w obniżeniach (fot. 9). Pozostałe tereny, na których w czasie deszczu spływ powierzchniowy występuje rzadko i trwa krótko, raczej chłoną wodę. Dzięki małej prędkości spływu rozproszonego tereny te oddają wodę z opóźnieniem. Zlewnia Homerki jest zgodna z ogólnym modelem kształtowania odpływu, w którym woda z warstwy gleby jest głównym składnikiem hydrogramu odpływu (Chorley 1978).

Źródła zasilania nie mogą być zatem synonimem powierzchni zlewni. Nie można jej traktować jako sumy uśrednionych cech rzeźby terenu, pokrywy glebowej, szaty roślinnej i tym podobnych parametrów. Nawet zlewnie o powierzchni mniejszej niż 2 ha powinny być rozpatrywane jako kompleksy złożone z wielu źródeł zasilania, z których każde inaczej reaguje na opad (Amerman 1965). W tym kontekście jest zrozumiałe, że spływ powierzchniowy na poletku doświadczalnym w obrębie stoku nie mógł znaleźć odbicia w kulminacji przepływu w potoku (Gil, Soja 1976), z powodu zbyt małej prędkości spływu rozproszonego na stoku. Podobnie „równoległość czasowa” spływu powierzchniowego śródpokrywowego i największego natężenia przepływu w potoku (Gil, Soja 1976) nie może stanowić podstawy przeprowadzenia zgodnego z rzeczywistością podziału hydrogramu wezbrania, jeśli wiemy, że do koryta potoku spływa równocześnie woda z różnych źródeł zasilania. Taki arbitralny podział hydrogramu nie ma uzasadnienia i nie może służyć jako dowód rzeczywistych proporcji pomiędzy różnymi formami odpływu. Bardziej obiektywne wyniki uzyskuje się za pomocą metody podziału hydrogramu na podstawie znajomości składu chemicznego wody (Kunkle 1965).

Odptyw niżówkowy jest również bardzo zróżnicowany, mimo pozornej identyczności warunków terenowych małych zlewni fliszowych. Koniar-Schaefer (1972, 1975) stwierdza lokalną zmienność formy i stopnia regresji odpływu oraz nieregularne zasilanie wzdłuż koryt potoków. Przyczyną jest różny zasięg obszaru zasilania i różna prędkość spływu wody. Dlatego wybór i porównywanie zlewni badawczych oraz interpretacja i ekstrapolacja wyników badań stanowią podstawowy problem (Rodda 1976). Parametry fizjograficzne zlewni mogą mieć różne znaczenie dla zróżnicowania odpływu (Dobija, Dynowska 1975). Badania laboratoryjne na fizycznych modelach zlewni wykazały, że kulminacja przepływu zmniejsza się, a czas koncentracji wydłuża się pod wpływem wielu czynników (Roberts, Klingeman 1970; Black 1972): 1) przemieszczania się opadu od partii ujściowych do źródłowych zlewni, 2) mniejszego natężenia deszczu, 3) mniejszej wilgotności gleby, 4) mniejszego spadku zlewni, 5) mniejszej powierzchni koryt wypełnionych wodą, 6) większej miąższości gleby. Powstaje pytanie, czy istnieje możliwość uzasadnienia wpływu lasu na podstawie pomiarów przepływu w dwóch sąsiadujących ze sobą zlewniach, uznanych za „identyczne”? Powolna recesja i powolny wzrost przepływu wezbraniowego i niżówkowego może być spowodowany m.in. głębokim krążeniem wody. Należy jednak pamiętać, że identyczny efekt może spowodować duża odległość źródeł zasilania od koryta potoku albo powolne krążenie wody płytko pod powierzchnią gruntu. Dłuższy czas przesiąkania i dopływu wody ze stoku do koryta cieką powoduje bowiem złagodzenie kulminacji wezbrania (Chamberlin 1972; Weyman 1973).

Biorąc pod uwagę tak duże zróżnicowanie spływu wezbraniowego i niżówkowego, interpolacja wyników badań odpływu z przekroju hydrometrycznego na całą zlewnię — jako sposób dokumentowania przestrzennej zmienności krążenia wody na stokach — nie jest celowa. Badania odpływu, ważne m.in. dla oceny zasobów wód powierzchniowych, nie są wystarczające do objaśnienia mechanizmu krążenia wody na terenie zlewni (Słupik 1980). W górach cykl krążenia wody zamyka się w obrębie stoku — począwszy od opadu, poprzez wsiąkanie, retencję i różne odmiany spływu. Odpływ i ewapotranspiracja są tylko efektem tej transformacji wody opadowej. Dlatego badania na stokach są nieodzowne dla poznania mechanizmu kształtowania odpływu.

Relację pomiędzy spływem wody na stoku a odpływem w korycie potoku przybliży schemat przestrzennej zmienności udziału stoku w kształtowaniu odpływu (ryc. 32). Dostawa wody ze stoku do koryta cieką jest funkcją: 1) przepuszczalności gruntu (por. reakcję na opad terenu zabudowanego i pola ornego); 2) wilgotności początkowej gruntu: a) trwałej, wynikającej z natury gruntu i stosunków wodnych i b) chwilowej, wynikającej z następstwa pór roku i przebiegu pogody; 3) odleg-



Ryc. 32. Schemat zależności udziału stoku w kształtowaniu odpływu

A, B — rozrzut wartości, spowodowany wielkością dostawy wody, albo szybkością krążenia wody na stoku

Relations scheme of slope contribution in runoff generation

A, B — dispersion of values, due to amount of water input, or quickness of water circulation on slope

łości źródeł zasilania od koryta ciek: a) w profilu podłużnym stoku od terenów przykorytowych do wododzielnych i b) od stoków przylegających bezpośrednio do koryta ciek aż do oddzielonych od koryta szerokim dnem doliny.

W zlewni jednostkowej stok kontaktuje bezpośrednio z korytem potoku, w małej zlewni, np. w zlewni Homerki, dostawa wody ze stoku odbywa się za pośrednictwem wąskiego dna doliny. W miarę oddalania się stoku od koryta ciek wydłuża się czas reakcji przepływu w korycie na opad. Udział stoku w bezpośrednim zasilaniu ciek w wodę maleje na rzecz dopływów, a coraz szersze dno doliny traci kontakt hydrauliczny z wodami stokowymi i przejmuje rolę obszaru zasilania. W ten sposób, w innej skali, powtarza się model zróżnicowania dostawy wody, znany ze stoku doświadczalnego w zlewni Homerki: dominacja dostawy wody spływem skoncentrowanym, innymi słowy — mały udział przyrzecza w kształtowaniu odpływu na korzyść dostawy liniowej.

III. KRAŻENIE WODY W KARPATACH FLISZOWYCH

Poznanie krążenia wody w Karpatach fliszowych polega na ocenie wielkości opadu (przychodu wody) oraz poszczególnych ogniw obiegu wody (rozdziału wody opadowej), składających się w sumie na odpływ i ewapotranspirację (por. ryc. 6). Obok warunków naturalnych, krążenie wody znajduje się pod wpływem działalności człowieka. Działalność gospodarcza powoduje niekorzystne przekształcenie warunków infiltracji, np. przez zmniejszenie powierzchni chłonnej lub zmianę struktury gleby, jak również przekształcenie warunków spływu, np. przez drenowanie pól lub zagęszczenie sieci hydrograficznej rozbudową dróg. Prowadzi to do przyspieszenia spływu wody na stokach i w korytach potoków. Ocena stopnia przekształcenia obiegu wody w stosunku do jego naturalnego zróżnicowania może być podstawą wskazania racjonalnego gospodarowania wodą. Wysłunięto propozycje ochrony zasobów wody, ochrony przed powodzią i ochrony przed erozją. Krążenie wody w Karpatach fliszowych omówiono na podstawie wyników własnych badań przeprowadzonych na stokach w zlewni Bystrzanki i w zlewni Homerki oraz przeglądu literatury hydrologicznej dotyczącej Karpat fliszowych. Podstawową trudność porównania różnych opracowań oraz uogólniania własnych badań stanowiło znalezienie właściwego sposobu ekstrapolacji wyników i uzasadnienie reprezentatywności terenu, jak i rezultatów badań.

REPREZENTATYWNOSĆ I EKSTRAPOLACJA WYNIKÓW

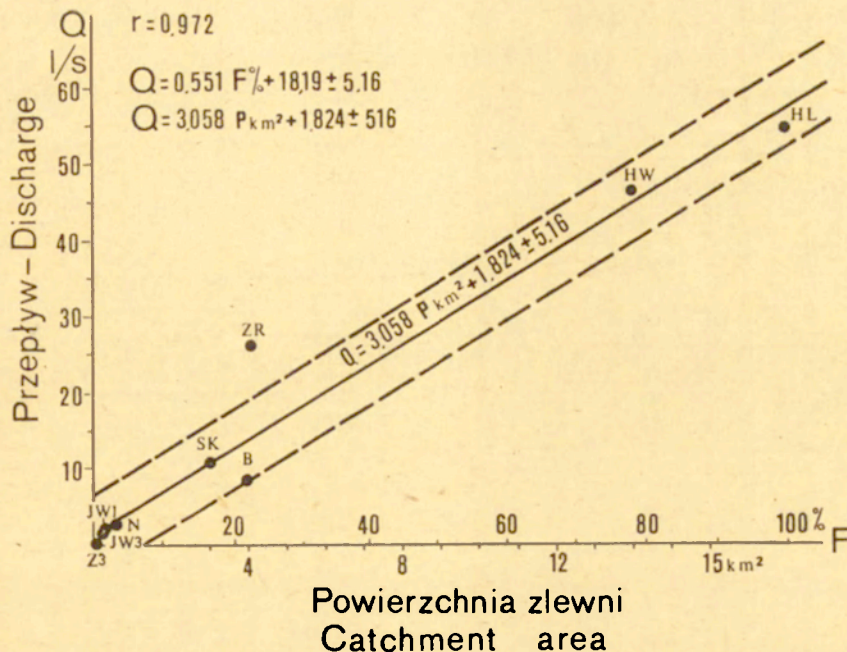
Reprezentatywność terenu badań przedstawia się zwykle przez podkreślanie podobieństw i różnic w stosunku do regionu geograficznego. Stok doświadczalny w zlewni Homerki jest zbyt mały (0,2 km²) i monotony, aby mógł reprezentować region (Beskid Sądecki lub choćby pasmo Jaworzyny Krynickiej) tak bardzo zróżnicowany pod względem warunków terenowych i klimatycznych. W świetle wyników badań przedstawionych w poprzednim rozdziale, żaden stok w Karpatach fliszowych nie może spełniać warunków tak rozumianej reprezentatywności, ponieważ składa się co najmniej z kilku różnych źródeł zasilania odpływu, z których każde inaczej reaguje na opad. Nie można zatem ekstrapolować —

powszechnie stosowaną metodą mnożenia danych — wyników ze stoku na zlewnię czy region geograficzny, tym bardziej że aktywność procesów morfogenetycznych na stokach jest większa w wyniku krótkotrwałych ulew, natomiast w korytach potoków — w wyniku deszczów rozlewnych (Starkel 1979).

Wyniki badań uważa się za reprezentatywne, jeżeli pochodzą z dłuższego okresu obserwacji, ponieważ celem prac jest najczęściej uzyskanie wartości ilościowych, odzwierciedlających warunki terenowe i klimatyczne badanego obszaru. W badaniach na stoku doświadczalnym w zlewni Homerki dane ilościowe stanowiły raczej materiał porównawczy, potrzebny do objaśnienia mechanizmu procesu transformacji opadu w odpływ oraz do określenia reprezentatywności terenu badań. W tym ujęciu dwuletni cykl pomiarów zupełnie wystarczał do poznania podstawowych zdarzeń, koniecznych do charakterystyki zróżnicowania krążenia wody na stoku: opadu deszczu, roztopów i suszy atmosferycznej — jako przyczyn spływu wezbraniowego i niżówkowego. Poznany mechanizm transformacji opadu w odpływ można ekstrapolować na inne stoki, ponieważ stok doświadczalny w zlewni Homerki reprezentuje wiele wspólnych cech stoków karpaccich, a przede wszystkim trzy podstawowe karpaccie obszary zasilania: zlewnię naturalnego rozcięcia erozyjnego, zlewnię drogi polnej i zlewnię przyrzecza odwadnianego spływem rozproszonym.

Reprezentatywność stoku doświadczalnego określono na podstawie porównania jednoczesnych wartości przepływu i odpływu jednostkowego w naturalnym rozcięciu erozyjnym, na tle innych zlewni cząstkowych i całej zlewni Homerki (ryc. 33, 34). Przepływ niżówkowy w rozcięciu erozyjnym jest proporcjonalny do wielkości zlewni i nie odróżnia się od innych zlewni cząstkowych, wyznaczających prostoliniżny związek pomiędzy wielkością przepływu a przyrostem dorzecza (Froehlich, Słupik 1979a). W mniejszym stopniu stosują się do tego związku zlewnie asymetryczne, w których piętrowe zróżnicowanie warunków naturalnych, jest niezgodne z przyrostem dorzecza (punkty ZR i B na ryc. 33). Wielkość dorzecza jest istotna hydrologicznie, gdyż wzrost przepływu z przyrostem dorzecza obowiązuje powszechnie tak w odniesieniu do przepływu niżówkowego, jak i wezbraniowego (Chorley 1969).

Odpływ jednostkowy w okresie niżówkowym jest znacznie mniejszy w naturalnym rozcięciu erozyjnym w porównaniu z innymi zlewniami cząstkowymi o podobnej wielkości (ryc. 34). Przyrost dorzecza, a nie wielkość zlewni, ilustruje zatem (ryc. 34) przestrzenną zmienność odpływu jednostkowego (Froehlich, Słupik 1979a), podobnie jak na stoku wzrost długości mierzonego odcinka (por. ryc. 13, 14). Odpływ jednostkowy maleje od partii źródłowych do ujściowych, odzwierciedlając naturalną, powszechną w Karpatach fliszowych, piętrową zmienność przepu-



Ryc. 33. Związek pomiędzy przepływem a powierzchnią zlewni cząstkowych w dorzeczcu Homerki w czasie niżówki (Froehlich, Słupik 1979a)

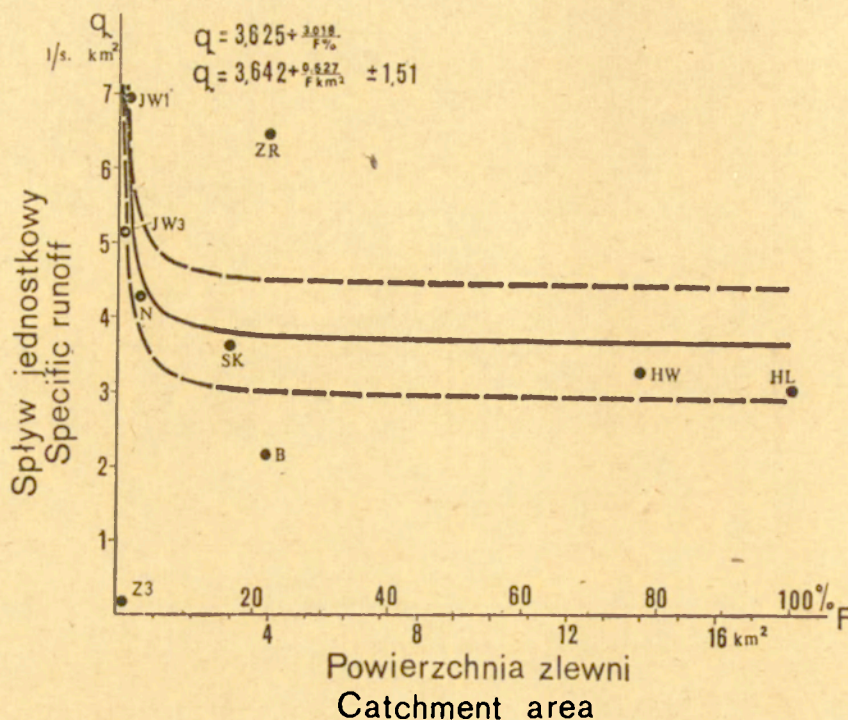
Z3 — zlewnia naturalnego rozcięcia erozyjnego; HL — cała zlewnia Homerki; JW1, JW3, N, SK, B, ZR, HW — zlewnie cząstkowe

Relationship between discharge and area of partial watersheds in the Homerka catchment basin during low water flow (Froehlich, Słupik 1979a)

Z3 — watershed of the natural erosional hollow; HL — whole catchment basin of the Homerka stream; JW1, JW3, N, SK, B, ZR, HW — partial watersheds

szczalności gruntu, pojemności zlewni cząstkowych, prędkości krążenia wody i nadwyżek wody przeznaczonych na odpływ. Do wyjątków nie stosujących się do tej zasady należą zlewnie asymetryczne (punkty ZR i B na ryc. 34). Niskie wartości odpływu jednostkowego — jak na stoku doświadczalnym — reprezentują najmniej zasobne w wodę tereny pogórskiej części, wysokie zaś wartości, początkujące ramię hiperboli, reprezentują najbardziej zasobne, źródłowe partie beskidzkiej części zlewni Homerki. Największa krzywizna hiperboli wyznacza granicę pomiędzy tymi dwoma obszarami (ryc. 34).

Zmniejszanie się odpływu jednostkowego od partii źródłowych do ujściowych zlewni obserwuje się powszechnie. Ilustruje to np. mapa minimalnego odpływu jednostkowego w ZSRR (Władimirow 1970). Podobny obraz zależności obowiązuje dla odpływu wezbraniowego (Chorley 1969). Odnosi się to również do Homerki (Froehlich, Słupik 1979b) i innych zlewni karpaccich (Punzet 1978). W przekroju ujściowym, zamy-



Ryc. 34. Związek pomiędzy odpływem jednostkowym a powierzchnią zlewni częściowych w dorzeczu Homerki w czasie niżówki (Froehlich, Słupik 1979a). Objaśnienia jak rycinie 33. (Uwaga: związek ten nie dotyczy zlewni ZR, B i Z3, ponieważ nie leżą one w wybranym ciągu przyrostu dorzecza.)

Relationship between specific runoff and area of partial watersheds in the Homerka catchment basin during low water flow (Froehlich, Słupik 1979a). Explanations as in figure 33. (Note: in that relationship take no account of points ZR, B, and Z3, because its catchment basins are not situated in selected drainage area increase.)

kającym całą zlewnię Homerki (punkt HL na ryc. 34), obraz zróżnicowania odpływu jednostkowego zaciera się, a zmierzony przepływ nie reprezentuje wartości średniej ani wypadkowej dla całego obszaru zamkniętego wodowskazem (Froehlich, Słupik 1977). Przyczyna tkwi w tym, że przepływ rejestrowany w jednym punkcie jest wynikiem procesów zachodzących na powierzchni (Dynowska 1973).

Związek odpływu jednostkowego z przyrostem dorzecza (ryc. 34) wskazuje na dwa ważne wnioski: 1) w tej samej zlewni otrzymamy różne wartości splywu jednostkowego, w zależności od lokalizacji przekroju hydrometrycznego, 2) równanie hiperboli można przyjąć za model matematyczny przestrzennego zróżnicowania odpływu w małych zlewniach beskidzkich, odzwierciedlający piętrową zmienność warunków krążenia wody. W tym kontekście nie ma uzasadnienia interpolacja, polegająca

na dzieleniu przepływu zarejestrowanego w przekroju hydrometrycznym, ponieważ uzyskane tą drogą wyniki odpływu jednostkowego nie odzwierciedlają rzeczywistości. Właściwą metodę wskazuje model zmienności odpływu jednostkowego z przyrostem dorzecza (Froehlich, Słupik 1979a, 1980a). Chodzi o naśladowanie naturalnego sposobu zamiany opadu w odpływ na całej długości stoku oraz transformacji przepływu w korcy od małej zlewni do większej, czyli o porównanie wielu zlewni w hierarchii przyrostu dorzecza. Pozwoli to również ustalić reprezentatywność terenu badań nie tylko przez opis położenia geograficznego, ale również przez porównanie ilościowe charakterystyk hydrologicznych. Słuszne jest założenie, aby interpolację przeprowadzać w nawiązaniu do zasięgu regionów fizyczno-geograficznych, dla rzek jednorodnych (Dynowska 1973). Warunkiem powodzenia będzie jednak porównywanie zlewni w ciągu przyrostu dorzecza. Tą zasadą kierowano się przy doborze opracowań wykorzystanych w dalszej części pracy, poświęconej omówieniu zróżnicowania krążenia wody w Karpatach fliszowych.

ZRÓŻNICOWANIE DOSTAWY WODY OPADOWEJ

Wielkość dostawy wody na teren fliszowych Karpat regulują stosunki klimatyczne. Obok piętrowości zaznacza się zróżnicowanie sum rocznych opadu z zachodu na wschód (Hess 1965; Kostrakiewicz 1967). Wzrost z wysokością npm. wyraża się zależnością prostolinijną od około 640 mm na Pogórze Karpackim u podnóża stoków zawietrznych do ponad 1500 mm na szczytach Beskidu Śląskiego i w Bieszczadach (Kostrakiewicz 1977). Ubytki rocznych sum opadów z zachodu na wschód osiągają 125—190 mm na Pogórze, a 140—240 mm w Beskidach. Są one większe w latach wilgotnych, jako efekt obfitych opadów letnich, np. w czasie powodzi w 1960 r. (Figuła 1962) i w 1970 r. (Niedźwiedz 1972). W czasie powodzi w 1934 r. suma opadów również malała z zachodu ku wschodowi, a najwyższą notowano na stokach o wystawie północno-zachodniej. Takiemu rozkładowi opadów sprzyja orografia, stanowiąc przeszkodę dla depresji barometrycznych przebiegających z zachodu na wschód. Dlatego stoki o ekspozycji północno-zachodniej i południowo-zachodniej otrzymują więcej opadów niż przeciwległe, a grzbiety górskie — więcej niż dna dolin i kotlin śródgórskich (Kostrakiewicz 1967).

Sezonowa zmienność opadów jest podobna w całych Karpatach fliszowych. Minimum występuje zazwyczaj w styczniu lub lutym i wynosi średnio w miesiącu od 30 mm, u podnóża pogórskich stoków zawietrznych, do 100 mm, w szczytowych partiach Beskidów (Kostrakiewicz 1967, 1977). Średnie maksymalne sumy wynoszą odpowiednio 80—240 mm i przypadają na czerwiec lub lipiec. Deszcze nawalne występują w Karpatach od maja do września. Ze wzrostem natężenia maleje wydajność ulew bez względu na położenie stacji (Chomicz 1951; Wit-Jóźwik

1977). W ciągu 5 lat w polskich Karpatach wystąpiło 320 ulew, w tym 216 o sumie ponad 20 mm, 100 o sumie ponad 40 mm, a 19 o sumie ponad 100 mm (Karwowski 1963). Najwyższe natężenie deszczu osiągnęło 5 mm/min, a najwyższa dobową wydajność deszczu — 285 mm (Chomicz 1951).

Przestrzenne, szczególnie piętrowe, zróżnicowanie opadów podkreślają opady poziome. Najwięcej opadów z mgły otrzymują tereny nawietrzne, położone powyżej 750 m n.p.m. oraz obrzeża lasów (Ermich, Feliksik 1975). Sumę opadów poziomych określili oni w Beskidach na 12—94% rocznej sumy opadów atmosferycznych. Sądząc z wielkości odpływu i ewapotranspiracji są to wartości zawyżone. Udział rosy w opadzie rocznym może wynosić 7—70 mm i nie gra większej roli w bilansie wodnym, natomiast osady płynne i stałe (mgła i sadz) mogą zasilać glebę w wodę (Ermich 1958). Opady poziome ograniczają czas transpiracji roślin, uzupełniają zapas wody zużywanej przez rośliny oraz umożliwiają pobieranie wody przez części naziemne roślin w okresie niedostatku wilgoci.

Jak wiadomo, zmierzone wartości opadów obarczone są błędem. Z badań wykonanych w Czechosłowacji (Mendel 1976) wynika, że największe straty opadu powoduje zwilżenie deszczomierza, parowanie z deszczomierza oraz wpływ wiatru. Z tych przyczyn sumy opadu 539,6 mm i 862,7 mm, zarejestrowane na wysokości 400 m n.p.m., trzeba było powiększyć odpowiednio do 615,9 mm i 966,1 mm. Zwilżenie deszczomierza powoduje straty 0,2 mm na 1 opad. Należy zatem powiększyć sumę dobową o 0,2 mm, a miesięczną o podwójną liczbę dni z opadem. Straty na parowanie z deszczomierza wynoszą maksymalnie 0,38 mm/dobę, a 3,77 mm/miesiąc, co stanowi rocznie 1,66—2,10% sumy opadu. Wpływ wiatru powoduje straty opadu w wysokości maksymalnej 2,37 mm/dobę, 7,0 mm/miesiąc, a 29—48 mm/rok.

EFEKTY ROZDZIAŁU WODY OPADOWEJ

Rezultatami rozdziału opadów w zlewniach są odpływ i ewapotranspiracja. Ich zróżnicowanie w skali całych Karpat fliszowych nawiązuje do wysokości nad poziomem morza jako czynnika integrującego zmienność wszystkich naturalnych czynników obiegu wody. Ilustrują to opracowania dotyczące odpływu na terenie całych Karpat polskich (Dynowska 1971; Ziemońska 1973; Punzet 1975, 1978). Zróżnicowanie piętrowe rzadko znajduje odzwierciedlenie w wynikach badań odpływu. Przyczyną jest niezgodność granic zlewni kontrolowanych z przebiegiem granic pięter klimatycznych. Problem ten jest trudny do rozwiązania, ponieważ nawet mała zlewnia obejmuje najczęściej swym obszarem fragmenty dwóch pięter klimatycznych. Dla dobrego udokumentowania piętrowego zróżnicowania odpływu brak dostatecznej liczby opracowań. Zróżnic-

wanie lokalne charakterystyczne jest dla każdej najmniejszej zlewni jednostkowej. To zagadnienie znajduje wyraz w badaniach krążenia wody na stoku.

Wzrost sumy opadów z wysokością nad poziomem morza i towarzyszący mu spadek rocznych sum parowania od ponad 500 mm na Pogórze do około 400 mm w Beskidach (Cetnarowicz 1971) sprawia, że obszary źródłowe Karpat posiadają duże nadwyżki wody opadowej zamieniane na odpływ. Świadczy o tym stosunek opadu do parowania. Wynosi on od 1,0 na Pogórze do prawie 7,0 w szczytowych partiach Beskidów (Hess 1965). Reżim odpływu karpaccich dopływów Wisły zmienia się z zachodu na wschód. Zlewnie Soły, Skawy i Raby charakteryzują się równorzędnym wezbraniem letnim i wiosennym, a w kierunku wschodnim zaznacza się przewaga wezbrań półroczna zimowego (Dynowska 1971; Ziemońska 1973). Wielkość odpływu limituje parowanie: w roku suchym przeważać może nawet odpływ półroczna zimowego, ale w roku mokrym odpływ półroczna letniego osiąga w Beskidach 75% sumy opadów rocznych (Klus 1965). Potoki cechują się dużymi wahaniami przepływów, szybką reakcją na opad, krótkotrwałymi wezbraniem (Wit-Jóźwik 1968) i krótkim czasem trwania, ale dużą częstotliwością (3—6 w ciągu roku) występowania niżówek (Zielińska 1963). Najgłębsze niżówki występują w okresie letnio-jesiennym (Mikulski 1962), a największe wezbrania w lecie.

Średni niski odpływ jednostkowy wynosi dla górnej Wisły i Soły 1,2—2,3, dla Skawy i Raby 1,8—2,5, dla Dunajca 3,8—4,7, dla Ropy, Wisłoki, Jasiołki i Wisłoka 0,8—1,2, a dla Sanu 1,4—2,1 l/s · km² (Dynowska 1976). Średni przepływ z wielolecia w zlewniach o powierzchni około 500 km² jest najwyższy (7,2—9,5 m³) w Sole, Dunajcu, Sanie i Osławie, niższy (5,0—6,8 m³) w Skawie, Rabie, Białej Tarnowskiej, Wisłocie i Wisłoku, a najniższy (2,5—3,6 m³) na Wiarze i Mlecze (Punzet 1975). Dane te wyraźnie wskazują na rolę wzniesienia zlewni nad poziomem morza. Maksymalny spływ jednostkowy o prawdopodobieństwie występowania 50% wynosi od 200 l/s · km² na Pogórze do 600 l/s · km² w Beskidzie Śląskim, malejąc szybko z przyrostem dorzecza (Punzet 1978). Przedstawioną zmienność odpływu Bac (1964) przypisuje niesłusznie roli lasu. Lambor (1954) uważa, że las nie jest w stanie zmniejszyć kulminacji katastrofalnej powodzi.

Panuje zgodny pogląd, że ze zlewni zalesionych większy jest odpływ niżówkowy i mniejsza zmienność przepływów (Klus 1965; Figuła 1966; Kurek 1971; Pawlik-Dobrowolski 1971; Kopeć, Kurek 1975; Kurek, Pawlik-Dobrowolski 1976). Spływ wód roztopowych jest opóźniony (Figuła 1966), a opadanie przepływów wezbraniowych jest łagodniejsze (Froehlich 1978). Rozbieżności zaznaczają się w ocenie średniego rocznego odpływu jednostkowego. W tych samych dwóch porównywalnych zlewniach Figuła (1966) stwierdził jednakowy spływ jednostkowy, podczas gdy Ku-

rek (1971) — większy o $3,5 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$ ze zlewni zalesionej. W rozliczeniu, średnia roczna suma parowania (strat ze wzoru bilansu wodnego) jest według Kurka (1971) wyższa (?) o 60 mm w zlewni niezalesionej. W czasie wezbrań wpływ lasu zanika już przy opadzie rzędu 50—60 mm, według Klusa (1965), a według Figuły (1966) dopiero przy opadzie ponad 100 mm. Niesłuszne jest wyznaczanie wartości granicznej opadu, ponieważ rozmiary odpływu zależą również od wilgotności gruntu przed wystąpieniem deszczu. Współczynnik odpływu wyniósł 28,2 i 53,4%, a maksymalny przepływ 6,23 i 29,0 m^3/s w tym samym przekroju hydrometrycznym w wyniku dwóch jednakowych ulew, które wystąpiły dzień po dniu (Cyberska, Cyberski 1964). Tak więc nie można przypisywać wyłącznie roli lasu różnic w odpływie stwierdzonych w dwóch zlewniach położonych obok siebie. Stopień lesistości nie może służyć za wyraz wpływu lasu na wielkość odpływu (Lambor 1954). Przyczyny mogą być różne. Na rolę retencyjności kompleksów skalnych i pokryw zwietrzelinowych (zróznicowanie uszczelnienia i porowatości) zwracają uwagę Koniarska-Schaeferowa (1972) oraz Bober i Oszczytko (1964). Na przyczyny klimatyczne (większa dostawa wody, mniejsza ewapotranspiracja, dłuższa retencja śniegu) i geomorfologiczne (stromość i długość stoków, gęstość i głębokość rozcięć erozyjnych, wzniesienie n.p.m., ekspozycja, kształt zlewni) zwracają uwagę m.in. Figuła (1966) oraz Froehlich i Słupik (1979a, 1980a). Na pojemność zlewni oraz głębokość i prędkość krążenia wody zwracają uwagę Bober i Oszczytko (1964) oraz Froehlich i Słupik (1980a), a na przestrzenną zmienność wydajności ulewy na terenie zlewni zwraca uwagę Stawnicka-Stolarska (1968).

Wielkość ewapotranspiracji w punktach położonych w podobnej wysokości nad poziomem morza zmienia się w zależności od morfometrii i szaty roślinnej. W okresie wegetacyjnym na wysokości około 550 m n.p.m. najwięcej wody zużywa kukurydza, bo 375 mm, a potem kolejno ziemniaki — 341 mm, pszenica — 316 mm, owies — 313 mm i goła gleba — 301 mm (Nagawiecka 1967). Parowanie z gołej gleby wynosi zatem około 70% parowania z gleby porośniętej. Parowanie potencjalne nad dnem doliny Sanu około Przemyśla było mniejsze o około 36% niż na wierzcholinie (Michna 1961). Jeżeli przyjmiemy, że parowanie na wierzcholinie wynosi 100%, to na stoku o ekspozycji południowej wynosi ono 92%, zachodniej 85%, północnej 72% i wschodniej 71%. Maksymalne dobowe wartości parowania przekraczały 4 mm (Michna 1961).

Odzwierciedleniem piętrowego zróznicowania warunków obiegu wody jest zwiększanie się odpływu jednostkowego (minimalnego, średniego i maksymalnego) z wysokością nad poziomem morza, a zmniejszanie się wraz z przyrostem dorzecza. Obrazują to mapy w pracach Dynowskiej (1971), Ziemońskiej (1973) i Punzeta (1978). Ta piętrowość cech krążenia wody jest wspólna tak dla karpaccich dopływów Wisły, jak i dla małych zlewni.

CECHY KRAŻENIA WODY NA STOKACH

Ilościowy i jakościowy rozdział wody opadowej warunkują możliwości wsiąkania i retencji. Pomiar wsiąkania wykonano metodą zalewanego cylindra w zlewni Soły (Adamczyk i in. 1972), Ropy (Słupik 1973) i w innych częściach Karpat fliszowych (Reniger 1955; Figuła 1958) wskazują na duże zróżnicowanie lokalne, nawiązujące bardziej do użytkowania ziemi niż do gatunku gleby. Najlepszą przepuszczalnością charakteryzują się gleby leśne, gleby orne daleko mniejszą, ale lepszą niż gleby użytków zielonych, w szczególności pastwisk (tab. 6). Wynika to z lepszej struktury gleb leśnych, wyrażonej stosunkiem porowatości powietrznej do kapilarnej, nawet przy identycznym składzie mechanicznym (Adamczyk 1980). Roślinność leśna spulchnia bowiem cały profil gleby systemem korzeniowym, gdy tymczasem agrocenozy zbożowo-okopowe ograniczają swój system korzeniowy do warstw gleby o lepszym utlenieniu.

Tabela 6. Wsiąkanie wody w glebach gliniastych w Szymbarku (Słupik 1973)
In filtration in loamy soils in Szymbark (Słupik 1973)

Las Forest	Łąka Meadow	Ściernisko Stubble field	Oranina Ploughed field	Ziemniaki Potatoe	Ozimina Winter crop	Pastwisko Pasture
Wartości średnie, mm/min — Mean values, mm/min						
22,9	0,74	2,5	90,0	1,76	4,7	0,21
Wartości średnie w stosunku do lasu, % — Mean values in relation to forest, %						
100,0	3,2	10,9	393,0	7,7	20,5	0,9
Wartości maksymalne, mm/min — Maximum values, mm/min						
200,0	26,1	10,2	120,0	7,6	21,4	150,0
Wartości minimalne, mm/min — Minimum values, mm/min						
0,8	0,07	1,1	80,0	0,6	0,8	0,03

O przepuszczalności powierzchniowej warstwy podobnie użytkowanej gleby decydują wilgotność, temperatura i sposób uprawy. Zabiegi agrotechniczne ułatwiają wsiąkanie, dlatego wartości reprezentowane przez ziemniaczysko spulchnione wykopkami są wyższe niż na łące o dużej gęstości traw, a niższe niż na glebie spulchnionej siewem ozimin (tab. 6). W obrębie jednego pola, zróżnicowanie wsiąkania może być spowodowane zmieniającą się gęstością szaty roślinnej, uszczelinieniem wierzchniej warstwy związanym z wysychaniem gleby oraz kanałami pochodzenia biologicznego. Wzdłuż korzeni drzew, korytarzy gryzoni i dżdżownic odbywa się szybkie wchłanianie wody opadowej, która często wypływa na powrót na powierzchnię terenu, a w gruntach jednorodnych tworzy kanały suffozyjne (Czeppe 1960), które jeszcze bardziej ułatwiają przepływ wody w glebie. Z tych przyczyn wsiąkanie i prędkość przepływu wody w glebie wyznaczone w terenie są większe od

wartości uzyskanych w laboratorium. Maksymalne rezerwy retencyjne gleb gliniastych użytkowanych rolniczo wynoszą około 120 mm w warstwie 0,5 m i około 160 mm w warstwie 1 m. Maksymalna kapilarna pojemność wodna jest odpowiednio mniejsza i wynosi około 100 mm w warstwie 1 m (Słupik 1978).

W miarę wzrostu głębokości przepuszczalność gleby maleje, a zróżnicowanie spowodowane użytkowaniem ziemi zanika poniżej strefy ukończenia. Na czoło czynników decydujących o warunkach wsiąkania i retencji wysuwa się budowa pokryw zwietrzelinowych i aluwialnych oraz litologia skał podłoża. 45% obszaru Karpat fliszowych zajmują gleby pylasto-ilaste wytworzone z warstw fliszu o większym udziale łupków, a 35% — gleby gliniasto-kamieniste wytworzone z warstw piaskowcowych (Dobrzański, Malicki 1949). Zwietrzelina piaszczysta lub piaszczysto-gliniasta piaskowców gruboławicowych posiada małą zdolność retencyjną, za to sprzyja zasilaniu wód podziemnych dzięki dobrej przepuszczalności, gdy tymczasem zwietrzelina gliniasto-ilasta utworów łupkowo-piaskowcowych jest trudno przepuszczalna, objęta zwykle w spągu procesami glejowymi, odznaczając się dużą zdolnością retencyjną, ale małymi możliwościami przekazywania nadwyżek wody w głąb gruntu (Adamczyk 1980). Przesiákanie wody maleje z głębokością w rezultacie strat wody na spływ śródglebowy, retencję glebową i ewapotranspirację (Słupik 1974, 1978). Tylko część wody wsiąkającej osiąga strefę saturacji.

Porowatość zwietrzałych okruchów piaskowca może wynosić 30%, a niezwiertzałych 3—9% (Adamczyk 1980). Przepuszczalność i retencyjność gruntu maleje ze wzrostem głębokości. Współczynnik filtracji piaskowców i piasków gliniastych wynosi 0,06—0,6 mm/min, a glin i łupków spękanych 0,06—0,006 mm/min (Pazdro 1966). Łupki pstre i menilitowe Koniar-Schaefer (1975) zalicza do skał bezwodnych. Najobfitsze są wody szczelinowo-warstwowe związane ze spękaniem typu tektonicznego, spływające zgodnie z kierunkiem upadu warstw (Bober, Oszczytko 1964). W obrębie podobnych kompleksów litologicznych o retencyjności podłoża decyduje uszczelnienie skał. Dlatego odpływ jednostkowy małych potoków w Beskidach osiąga lokalnie 150 l/s · km², a na Pogórzu Karpackim jest znacznie mniejszy (Koniar-Schaefer 1975).

Przepuszczalność gleb rośnie od niskich Pogórzy do wysokich partii Beskidów wraz ze wzrostem zawartości szkieletu i próchnicy. Mniejsza jest zwykle na stokach, a większa w dnach dolin, osiągając w pokrywach zwirowych ponad 100 mm/min (Michalski 1974). W związku z tym pozostaje zmienność zjawisk hydrograficznych (Wit-Jóźwik 1968, 1972). Na Pogórzu powszechne jest krążenie wody w pokrywach zwietrzelinowych, wysychają górne odcinki cieków i wiele źródeł. W Beskidach większa jest gęstość rozcięć erozyjnych i wypływów wód gruntowych, wśród których dominują skalno-zwietrzelinowe. Wspólne cechy Pogó-

rza i Beskidów to: 1) występowanie płytko pod powierzchnią (0—2 m) wód gruntowych w dnach dolin i związana z tym duża ilość obszarów podmokłych (Wit-Jóźwik 1968, 1972; Waksmundzki 1968), 2) większa wilgotność gleby w zagłębieniach na stoku i na terenach osuwiskowych, które magazynują co prawda dużo wody, ale reagują na opad szybkim i obfitym spływem, 3) duża ilość młak rozmieszczonych w nawiązaniu do lokalnego zróżnicowania litologicznego (Wit-Jóźwik 1968, 1972). W związku z tym kierunek ruchu wody w glebie jest wypadkową spadku, biegu warstw skalnych (Musierowicz 1958) oraz litologicznego zróżnicowania pokryw zwietrzelinowych (Starkel 1969).

Warunki wsiąkania i retencji są również pod wpływem klimatu. Powoduje on piętrowe zróżnicowanie dostawy wody, a wraz z mikrorzeźbą i szatą roślinną warunkuje zmienność retencji powierzchniowej. Jest również przyczyną wieloletniej i sezonowej zmienności zatrzymywania wody deszczowej oraz śniegu na powierzchni gruntu i na częściach naziemnych roślin. Mniejsza miąższość i trwałość pokrywy śnieżnej we wschodniej części Karpat fliszowych związana jest z częstymi odwilżami śródzimowymi, powodowanymi występowaniem wiatrów ryterskich i dukielskich (Czemerda 1969). Średnia maksymalna miąższość śniegu wynosi od około 10 cm na Pogórzu Karpackim do ponad 120 cm w szczytowych partiach Beskidów, a liczba dni z pokrywą śnieżną wynosi odpowiednio 65 i 180 (Hess 1965). Ekspozycja stoku i szata leśna znacznie różnicują podane wartości. Ze względu na małe straty parowania w okresie zimowym, retencja wody w śniegu odgrywa dużą rolę w odnawianiu zasobów wód gruntowych. Odnosi się to szczególnie do wyższych partii gór, do stoków o ekspozycji północnej i lasów, tj. terenów o dłuższym okresie zalegania pokrywy śnieżnej (Słupik 1973; Kopeć, Kurek 1975). W lesie — pisał Romer (1913) — „masy śnieżne nagromadzają się spokojnie, oczekując w cieniu wiatrów i drzew swego kresu, który im znaczy nadchodząca wiosna”. Magazynowanie wody w podziemiu odbywa się głównie w półroczu zimowym (Romer 1913), mimo że zamrażanie gleby utrudnia wsiąkanie wody w czasie odwilży śródzimowych i roztopów (Słupik 1972).

Latem zatrzymywanie deszczu na powierzchni gruntu i na częściach naziemnych roślin sprzyja parowaniu. Ilościową charakterystykę zróżnicowania retencji powierzchniowej uniemożliwia brak pomiarów. Wiadomo jednak, że najwięcej zagłębień bezodpływowych znajduje się w dnach dolin i na osuwiskach (Wit-Jóźwik 1968). Te formy terenu retencjonują największe ilości wody na powierzchni gruntu. Większą rolę niż mikrorzeźba odgrywa szata roślinna. Straty wody na intercepcję traw mogą wynosić około 2—3 mm z jednego opadu deszczu (Słupik 1974). Mnożąc tę wartość przez ilość dni z opadem ≥ 1 mm (przyjmując w przybliżeniu, że jeden deszcz spada w ciągu jednego dnia), wielkość intercepcji można szacować na około 200 mm na Pogórzu Karpackim i 150 mm

w Beskidach. Straty na intercepcję maleją zatem proporcjonalnie do zmniejszania się ilości dni z opadem deszczu — od około 30% rocznej sumy opadów na Pogórze do około 20% w Beskidach.

Roślinność leśna zatrzymuje większe ilości wody niż trawy, ale czy las otrzymuje większą ilość opadu? Wiadomo tylko (Figuła 1966), że miesięczna suma opadu przenikającego przez korony drzew (y) jest mniejsza od opadu w terenie odkrytym (x), w myśl zależności:

$$y = 0,71x - 6,0.$$

Oznacza to, że z rocznej sumy opadów, wynoszącej 800 mm, do gleby w lesie dociera 562 mm, a z rocznego opadu o sumie 1000 mm — tylko 704 mm wody. Słuszność tej zależności potwierdzają wyniki Malickiego (1967). Pod okapem drzew liściastych z opadu rocznego 662—1022 mm na intercepcję przypada 17—35,2 mm, a miesięczne sumy opadu w lesie są niższe o 3—50 mm niż w terenie odkrytym.

Odzwierciedleniem warunków wsiąkania i retencji, zmodyfikowanych warunkami spływu (gęstością rozcięć erozyjnych, szorstkością powierzchni gruntu i in.), jest zróżnicowanie spływu niżówkowego i wezbraniowego na stokach. W cyklu rocznym udział spływu wezbraniowego — powierzchniowego i podpowierzchniowego — nawiązuje do wielkości dostawy wody. Wzrasta więc z wysokością nad poziomem morza od Pogórzy do Beskidów (Wit-Jóźwik 1968). Na polach uprawnych w Symbarku współczynnik spływu powierzchniowego wynosi około 10% z 661 mm opadu rocznego w roku suchym (Słupik 1973) i około 19% z 1174 mm opadu w roku mokrym (Gil, Starkel 1979). Największy udział w rozchodzień wody opadowej w półroczu letnim ma ewapotranspiracja, a w półroczu zimowym — przesiąkanie. Gdy grunt jest zamrznięty przeważa spływ powierzchniowy, natomiast spływ śródglebowy rozpoczyna się dopiero w ostatniej fazie roztopów i wzrasta w miarę rozmrażania gleby (Słupik 1973).

W czasie deszczu rozprzestrzenia się strefa saturacji, powiększając obszar zasilania cieków w wodę. W podobnych warunkach pogodowych zasięg i szybkość rozprzestrzeniania się strefy saturacji zależy od wilgotności początkowej gruntu oraz od jego pojemności wodnej, a zatem nawiązuje do typu rzeźby i litologii podłoża. Stąd obfity spływ śródpokrywowy w pokrywach gruzowych, spływ zaś powierzchniowy i śródpokrywowy w pokrywach gliniasto-ilastych (Starkel 1979). Udział spływu powierzchniowego w odpływie wezbraniowym maleje w związku z tym w miarę wzrostu wysokości nad poziomem morza, w miarę wzrostu szkieletowości gleb, choć ogólna objętość spływu wezbraniowego powiększa się. Spływ niżówkowy nawiązuje do zróżnicowania piętrowego dostawy wody i lokalnego zróżnicowania warunków litologiczno-glebowych (Koniarski-Schaefer 1972, 1975; Bober, Oszczytko 1964, Froehlich, Słupik 1979a, 1980a).

Najbardziej zasobne w wodę są źródłowe partie małych zlewni, o dużej energii rzeźby, zbudowane z gruboławicowych piaskowców. Duże spadki terenu, jak i kontaktu zwietrzliny z litą skałą skracają czas retencji wody i wymuszają szybki odpływ do koryta potoku. Ujściowe partie małych zlewni beskidzkich wydłużają czas retencji wody, przemieszczającej się wolniej w gliniasto-ilastych pokrywach zwietrzelinowych. Ułatwiają w ten sposób parowanie wody w trakcie wędrówki w dół stoku, szczególnie na terenach podmokłych. Skutkiem tego zasoby wody mierzone odpływem jednostkowym w okresie niżówki są mniejsze w zlewniach o rzeźbie pogórskiej, a większe w zlewniach o rzeźbie beskidzkiej, nawet w tych samych warunkach klimatyczno-roślinnych. Mamy zatem do czynienia z dwoma typami krążenia wody: „wolniejszym” w terenach o rzeźbie pogórskiej i „szybszym” w terenach o rzeźbie beskidzkiej (Froehlich, Słupik 1980a). Te dwa typy krążenia wody na stokach nawiązują do zmienności litologicznej, odzwierciedlającej się tak w skali szczegółowej jednego stoku, jak i w skali przeglądowej całych grup górskich. Widać to na rycinie 1, przedstawiającej typy rzeźby Karpat (Starkel 1972). W górach wysokich, średnich i niskich oraz na wysokich pogórzach o stromych stokach przeważa „szybsze” krążenie wody, gdy tymczasem na średnich i niskich pogórzach dominuje „wolniejsze” krążenie wody. Obszaru Tatr i den dolin nie brano pod uwagę w rozważaniach.

Możliwości infiltracji, retencji i spływu wody są funkcją relacji zachodzących pomiędzy warunkami terenowymi a klimatycznymi. Rzeźba terenu integruje te cechy, ponieważ odbija zarówno litologiczno-glebowy, jak i tektoniczny układ podłoża, a zarazem warunkuje typ krążenia energii i materii, wysokości zaś względne i bezwzględne warunkują piętrowość klimatyczno-roślinną (Starkel 1978; Gil 1979). Całość tych powiązań preferuje określony sposób użytkowania ziemi (Starkel 1972). W sumie typy rzeźby mogą być uważane za typy środowiska geograficznego, stwarzające odmienne warunki wsiąkania i retencji wody. Wśród siedmiu typów rzeźby — den dolin i kotlin, pogórz niskich, średnich i wysokich oraz gór niskich, średnich i wysokich — Starkel (1978) wyodrębnia pogórze o stokach stromych i łagodnych, podkreślając w ten sposób powtarzalność dwóch podstawowych typów litologicznych: odporniejszych kompleksów piaskowcowych i mniej odpornych kompleksów o przewodze łupków. Odpowiednikami tych wyróżnień są jednostki podstawowe: stoki grzbietów górskich i garbów pogórskich oraz dna dolin (Gil 1979). Do nich nawiązują cechy pozostałych elementów środowiska geograficznego. Dynamicznym wyrazem tych powiązań jest odmładzanie profilu glebowego przez splukiwanie, jako efekt ciągłego ruchu wody na stokach skierowanego raczej równoległe do nachylenia powierzchni gruntu i stropu skał podłoża niż pionowo w głąb gruntu.

IV. KSZTAŁTOWANIE ODPLYWU A ZAGOSPODAROWANIE PRZESTRZENNE

W strukturze obiegu wody znajduje odbicie rosnąca presja człowieka. Można zatem mówić o przekształcaniu stosunków wodnych związanych z użytkowaniem ziemi, wylesianiem, sposobem uprawy, urbanizacją i tym podobnymi formami zagospodarowania przestrzennego.

Zmiany w wielkości dostawy wody mają swoją przyczynę w wylesianiu lub zalesianiu. Wylesienie powoduje zmniejszenie strat wody na intercepcję, a równocześnie wzrost ilości wody docierającej do powierzchni gruntu. W ciągu wieków zespoły leśne siedlisk najżyźniejszych wyginęły (np. *Tilio-Carpinetum*), a lasy naturalne zostały zastąpione sztucznymi kulturami świerka i sosny (Pawłowski 1972). W związku z tym intercepcja uległa zmniejszeniu w stosunku do warunków naturalnych, szczególnie na Pogórzu Karpackim i w niższych partiach Beskidów, gdzie wylesienia objęły największe obszary. Po 1945 r. przywrócono częściowo stopień lesistości. Od 1931 do 1962 r. powierzchnia lasów wzrosła szczególnie na terenie byłych powiatów: Nowy Sącz z 27,5 do 39,6%, Gorlice z 18,2 do 32,9% oraz Lesko, Sanok, Ustrzyki Dolne i Przemyśl z 31 do 44,7% (Zabierowska 1967). Na tych terenach nastąpił wzrost intercepcji przy równoczesnym zmniejszeniu objętości wody opadowej docierającej do powierzchni gruntu.

Zmiany struktury ilościowej obiegu wody są konsekwencją wylesiania, rozwoju rolnictwa, pasterstwa, a w końcu przemysłu i urbanizacji. Znajomość zbóż dotarła na nasze ziemie około 4200 lat p.n.e., we wczesnym średniowieczu wprowadzono rośliny motylkowe, od XVIII w. rozpowszechniono ich uprawę, a z początkiem XIX w. — uprawę ziemniaków (Kozłowska 1972). Powiększanie areału pastwisk i pól odbywało się kosztem lasu. Było to równoznaczne z obniżaniem retencyjności gleb, pogarszaniem warunków wsiąkania wody oraz ułatwianiem bezproduktywnego spływu wód opadowych (Słupik 1973, 1976a, 1978). Drenowanie pól znane od dawna, wykonywano za pomocą trzech pni drewnianych zakopanych w rowie (Reinfuss 1965). Dziś sprzęt drenarski jest nowoczesny, ale drenowanie projektuje się według założeń z 1925 r., opartych na zasadach z 1848 r. (Kopeć 1970). Odpływ z drenów jest zazwyczaj krótkotrwały i gwałtowny. Następuje już po opadzie o sumie 35—40 mm.

Spływ z drenów trwa około 250 dni w ciągu roku, współczynnik spływu może wynosić ponad 85% rocznej sumy opadów, a maksymalne natężenie prawie 400 l/s · km² (Kopeć 1970). Podobne wartości uzyskane zostały w różnych częściach Karpat: w Jaworkach, Tyliczu, Myślenicach i Ropkach. Zdrenowanie jednego pola, nawet całego stoku, nie stanowi żadnego zagrożenia w skali Karpat, ale powszechność drenowania pól jest bez wątpienia jedną z przyczyn dużej częstotliwości wezbrań i wzrostu zagrożenia powodziowego w dolinach rzek karpaccich (Figuła 1960; Słupik 1973; Starkel 1976; Adamczyk 1980). Nadmiar opadów w stosunku do potrzeb wodnych roślin dziś uprawianych sprawia, że rolnicy na pierwszym miejscu stawiają odprowadzanie wody ze stoków (Ziemnicki 1955). Do tego „modelu” gospodarowania wodą dostosowano zabiegi agrotechniczne. Szybkiemu i bezproduktywnemu odprowadzaniu wody ze stoku sprzyja także tradycyjny układ pól (Figuła 1958; Słupik 1973).

Rola użytkowania ziemi w różnicowaniu rozmiarów spływu powierzchniowego zaznacza się w czasie krótkotrwałych ulew. W Szymbarku stwierdzono 500 razy większy spływ na polu ziemniaków niż na łące, a maksymalne natężenie spływu 200 razy większe w czasie jednego opadu (Słupik 1972). Maksymalny spływ osiągnął 0,8 l na szerokości 1 m (Słupik 1973; Gil 1977). W czasie deszczów rozlewnych użytkowanie ziemi wpływa tylko na prędkość spływu, poprzez zróżnicowanie szorstkości powierzchni terenu. Rozmiary spływu rozproszonego po powierzchni terenu na glebach o zbliżonych właściwościach fizycznych są podobne. Nadwyżki wody opadowej przewyższające retencyjność gleb i pokryw zwietrzelinowych są w całości zamieniane na spływ wezbraniowy. Stąd mniejsze rozmiary spływu powierzchniowego na glebach szkieletowych zazwyczaj porośniętych lasem, a większe na glebach gliniasto-ilastych, powszechnie użytkowanych rolniczo (Słupik 1972, 1973, 1978).

Znacznie groźniejszy w skutkach jest spływ skoncentrowany (linijny). Rozcięcia erozyjne, trasy zrywki drewna, drogi gruntowe i bruzdy polne koncentrują spływ wody i przyspieszają dostawę wody do koryta potoku (Słupik 1976a). Na stokach o spadku 15—37° prędkość wody spływającej na darni wynosiła 0,8—9 cm/s, na roli 13 cm/s, a na drodze polnej przekraczała 1 m/s (Figuła 1955). W ciągu jednej minuty drogą polną spłynęło kilkaset litrów wody, tj. tyle, ile w ciągu miesiąca gromadziło się na powierzchni łąk (Froehlich, Słupik 1980b). Dlatego w dostawie wody ze stoku do koryta potoku wyróżniają się drogi polne. Niwelują one różnice w spływie wezbraniowym pomiędzy terenem zalesionym i wylesionym. Znacznie mniejszy w lesie jest tylko spływ powierzchniowy rozproszony (Słupik 1972, 1973). Dzięki temu dostawa wody do koryta potoku w czasie wezbrań może być w lesie wolniejsza, mimo dużego udziału spływu podpowierzchniowego. Szybkość reakcji odpływu na opad może być m.in. udziałem roli litologii podłoża i szkieletowości gleb w większym stopniu niż lasu (Słupik 1978).

Są to przykłady działalności gospodarczej, która prowadzi do zmniejszenia przepuszczalności gruntu, retencyjności gleb, ograniczania powierzchni chłonnej, drenażu wilgoci glebowej i przyspieszania spływu wody na stokach. Poglębianie i prostowanie koryt rzek i potoków w czasie prac regulacyjnych powoduje drenowanie wód gruntowych w dnach dolin rzecznych (Lach 1975). Efektem tej działalności jest zmniejszanie niskich przepływów, a zwiększanie częstotliwości i kulminacji wezbrań (Figuła 1960; Słupik 1973, 1976a; Starkel 1976). Ponad połowa strat powodziowych w skali kraju dotyczy Karpat i ich przedpola (Arkuszewski, Żbikowski 1974). Podjęte środki zaradcze, w postaci obudowy potoków górskich i budowy zbiorników retencyjnych, tylko doraźnie chronią zagospodarowane i zurbanizowane dna dolin przed erozją i powodzią.

Podstawą racjonalnego kształtowania struktury bilansu wodnego jest dobra znajomość mechanizmu krążenia wody. Transformacja opadu w odpływ, odbywająca się na stoku, następuje bowiem pod wpływem licznych czynników fizycznych. Poznanie wartości rocznych składników bilansu wodnego jest niewystarczające, ponieważ np. niedobór lub nadmiar wody dla roślin może występować w poszczególnych fazach okresu wegetacyjnego. Racjonalne gospodarowanie wodą wymaga łącznego traktowania wszystkich współzależnych elementów, dotąd często dyskutowanych oddzielnie. Są to: 1) zabezpieczenie dla wzrostu roślin wody w glebie, 2) zaopatrzenie gór i ich przedpola w wodę komunalną i przemysłową, 3) ochrona przeciwpowodziowa, 4) ochrona przeciwerozyjna.

Mała retencyjność fliszu karpackiego, powodująca częste niżówki i duży udział spływu wezbraniowego w odpływie rzeczonym oraz szybki odpływ wskutek płytkiego krążenia wody przesądzają o małych zasobach wodnych Karpat fliszowych. Należą one jednak do największych w kraju. Powstaje zatem pytanie, w jaki sposób spowodować zwolnienie obiegu wody dla zwiększenia możliwości wykorzystania zasobów wody? Możliwości „eksportu” wody poza obręb gór są realne, pod warunkiem odpływu i utrzymania w czystości rzek i potoków. Istnieje też możliwość zwiększenia ewapotranspiracji, bowiem w glebach gliniasto-ilastych susze atmosferyczne w okresie wegetacyjnym nie są groźne, a czasem nawet korzystne dla plonowania zbóż (Słupik 1978, 1980).

Ochrona zasobów wody w szerokim rozumieniu potrzeb gospodarki wodnej wymaga zmniejszenia nieregularności odpływu. Należy przez to rozumieć niwelowanie różnic pomiędzy przepływem minimalnym i maksymalnym rzek i potoków. Do tej pory wykorzystuje się w tym celu głównie jeden sposób, polegający na budowaniu zbiorników retencyjnych. Ingerencja człowieka w korycie cieku jest często ograniczona i spóźniona (Starkel 1976). Odpływ w korycie cieku jest bowiem jedynie efektem transformacji opadu, która w górach odbywa się na stokach. Zbyt mało uwagi przywiązuje się do wykorzystania retencji gleb i zmian użytkowania ziemi na stokach (Figuła i in. 1961; Arkuszewski, Żbikowski

ski 1974). Jeśli przyjąć, że gleby karpackie zajmują powierzchnię 2 mln ha, posiadają 1 m miąższości, a porowatość ich wynosi 49%, to mogą one zmagazynować 3,1 km³ wody, tj. około połowę pojemności zbiorników retencyjnych potrzebnych do zażegnania powodzi (Adamczyk i in. 1972).

Formy zagospodarowania terenu powinny nawiązywać do lokalnej zmienności gleb i siedlisk, bowiem szybki spływ wody na stokach karpackich wynika bardziej z ich niewłaściwego użytkowania i drenowania niż z ich naturalnych właściwości (Adamczyk 1980). Gleby górskie powinny być wykorzystane pod lasy i użytki zielone. Znoszą one lepiej warunki wilgotnościowe odbiegające od normy. Równocześnie sprzyjają zmniejszaniu prędkości spływu powierzchniowego. Las i użytki zielone spełniają zatem najlepiej rolę niwelującą duże amplitudy przepływu i najlepiej chronią glebę przed erozją. Koncepcja ta znajduje potwierdzenie u rolników i ekonomistów (Caputa 1975; Zabierowski 1975).

Z powodu konieczności drenowania gleb (Adamczyk 1980) i nadmiernego spływu powierzchniowego w czasie wezbrań (Słupik 1973) uprawa roli powinna być ograniczona terytorialnie. Gleby gliniasto-ilaste, użytkowane rolniczo nie nadają się pod zalesienie, gdyż i tak nie uzyskają one walorów hydrologicznych zbliżonych do gleb leśnych (Adamczyk 1980), natomiast gleby leśne nie nadają się dla rolnictwa, ponieważ są za mało wilgotne. Ich niską jakością produkcyjną rekompensują za to wysokie walory hydrologiczne.

Ze względu na zbyt duży spływ skoncentrowany w okresie najbardziej niekorzystnym, bo w czasie wezbrań, zwraca się uwagę na ograniczenie areалу upraw okopowych, zmniejszenie gęstości dróg gruntowych, poprawienie ich nawierzchni, zmniejszenie spadku i poprawę odwodnienia zabezpieczającego przed przyspieszoną erozją (Ziemnicki 1955; Figuła 1960; Prochal 1968; Słupik 1973, 1976a, 1978, 1980; Froehlich, Słupik 1980b). Pozwoli to zredukować objętość i prędkość spływu wody.

Zwolnienie obiegu wody na stokach winno być nieodzownym elementem racjonalnej gospodarki wodnej w Karpatach fliszowych. Wówczas, według kalkulacji Ziemnickiego (1956), odpływ mógłby zwiększyć się o 20 mm w IV kwartale, o 80 mm w III kwartale i zmniejszyć się w I kwartale o 20 mm, a w II kwartale o 100 mm. Z kolei racjonalne zagospodarowanie lasów mogłoby zwiększyć o około 50—80 mm transpirację, intercepcję, retencję gruntową i odpływ podziemny, a zmniejszyć spływ powierzchniowy o 30 mm i parowanie z gruntu o 30 mm (Lambor 1959). Zwolnienie spływu wody nie może być jedynym sposobem działania. W gruntach zwięzłych na warstwach łupków mogłoby to powodować powstawanie osuwisk wskutek przeciążenia gruntu, a w glebach uprawnych gliniasto-ilastych — nadmierną wilgotność. W związku z tym osuwiska winno się osuszać, a pola orne zmieniać na trwałe użytki zielone.

Zbiorniki retencyjne są tylko jednym z elementów ochrony zasobów wody i ochrony przeciwpowodziowej na terenie Karpat. Chronią one przed powodzią tylko dna dolin, i to położone poniżej zapór wodnych. W dodatku nie zawsze przynoszą oczekiwane efekty (Arkuszewski, Żbikowski 1974). Ciągłe zmniejszanie się rezerwy powodziowej wskutek замуłania dna sprawia, że istniejące w Karpatach zbiorniki nie mają praktycznie wpływu na przebieg fali powodziowej i ochronę den dolin przed zalaniem (Kurkowicz, Zdanowski 1974). Dla redukcji fali 10% do przepływu nieszkodliwego na Sole potrzebna jest rezerwa powodziowa 70 mln m³, wobec możliwej do uzyskania 37 mln m³, (*Zagadnienia...*, 1967). Małe zbiorniki retencyjne (Dziewoński 1969) są mało przydatne w warunkach karpackich z powodu znikomej rezerwy powodziowej, jak i wątpliwej potrzeby nawadniania den dolin potoków górskich. Rola człowieka jest tu bardzo istotna, ze względu na ścisłe relacje wód gruntowych w pokrywach aluwialnych i wody w potokach. Dlatego zagospodarowaniu den dolin powinno się poświęcić szczególną uwagę. Pozwoli to uniknąć zanieczyszczenia wody, osuszania przez odwodnienie oraz obudowy potoków, często koniecznej z powodu zagospodarowania den dolin narażonych na straty powodziowe. Stosowanie odpowiednich sposobów użytkowania zlewni i odprowadzania wody ze stoków na terenie Karpat fliszowych może przynieść efekty w postaci zmniejszenia nieregularności odpływu na terenach pozostających poza zasięgiem oddziaływania zbiorników retencyjnych, stanowiących ponad 80% karpackiego dorzecza Wisły.

WNIOSKI

Wyniki przeprowadzonych na stokach badań ilościowych były podstawą do stwierdzenia jakościowych prawidłowości (zmienności w przestrzeni i w czasie), składających się na mechanizm kształtowania odpływu na terenie Karpat fliszowych oraz do powiązania rezultatów badań z zagospodarowaniem przestrzennym.

Krażenie wody może się odbywać w glebie nasyconej lub nienasyconej wodą. W glebach o malejącej w głąb przepuszczalności (powszechnych na terenie Karpat fliszowych), nasycenie wodą może objąć jeden lub kilka horyzontów gleby albo całą warstwę gleby, w zależności od stosunku wydajności deszczu do prędkości wsiąkania i przesiąkania wody. Od tego zależy czas krążenia wody na stoku. Długość drogi spływu jest zmienna i uzależniona od przepuszczalności, wilgotności początkowej gleby oraz od czasu trwania opadu skutecznego. W rezultacie lokalnego zróżnicowania warunków terenowych różne części stoków dostarczają różnych ilości spływu powierzchniowego i podpowierzchniowego do koryta potoku. Nie ma zatem uzasadnienia rozszerzanie wyników badań z poletek na całą zlewnię. Możliwości porównywania spływu na poletkach ogrodzonych są ograniczone. Z krótszych poletek otrzymuje się wyższe wartości spływu jednostkowego. Ocena udziału stoku w kształtowaniu odpływu jest możliwa dopiero na podstawie pomiarów przepływu na kontakcie stoku z korytem ciekłu: u podnóża stoku i w dnie doliny.

Zlewnia naturalnego rozcięcia odwadniającego wklęsłą część stoku, zlewnia drogi polnej oraz zlewnia przyrzecza odwadnianego spływem rozproszonym reprezentują trzy podstawowe karpackie obszary zasilania ciekłu w wodę. Powierzchnia obszaru zasilania, identyfikowana ze strefą saturacji, zmienia się w zależności od wydajności deszczu, wilgotności początkowej i przepuszczalności gleby. Ta pulsacja odbywa się przez angażowanie do udziału w dostawie wody do potoku różnych źródeł zasilania: młak, osuwisk, terenów podmokłych, zagłębień terenu i innych elementów stoku, z których może pochodzić woda biorąca udział w spływie wezbraniowym lub niżówkowym. Obszar zasilania obejmuje w czasie trwania opadu w pierwszej kolejności tereny podmokłe, słabo prze-

puszczalne i położone w najbliższym sąsiedztwie koryta potoku, a z baardziej oddalonych od koryta — tylko dna rozcięć erozyjnych nasyconych wodą i powierzchnie dróg kontaktujących bezpośrednio z korytem potoku. Odległe od koryta potoku tereny podmokłe, nie odwadniane liniowo oraz wypukłe części stoku kształtują raczej spływ niżówkowy niż wezbraniowy. W kształtowaniu odpływu wezbraniowego bierze zatem udział tylko część stoku, a spływ niżówkowy nie jest wyłącznym udziałem głębokiego krążenia wody.

Dostawa wody ze stoku do koryta cieku jest funkcją przepuszczalności gruntu, wilgotności początkowej gleby oraz odległości źródeł zasilania od koryta potoku mierzonej długością stoku lub (oraz) szerokością dna doliny. Oznacza to, że w miarę oddalania się stoku od koryta cieku, udział stoku w bezpośrednim zasilaniu cieku w wodę maleje na rzecz dopływów, a coraz szersze dno doliny traci kontakt hydrauliczny z wodami stokowymi, by przejąć na siebie rolę oddzielnego obszaru zasilania. W ten sposób powtarzają się w innej skali prawidłowości stwierdzone na stoku: dominacja spływu skoncentrowanego nad rozproszonym, czyli miały udział przyrzecza w kształtowaniu odpływu wezbraniowego na korzyść dostawy liniowej.

Warunki kształtowania odpływu w Karpatach fliszowych nawiązują do rzeźby terenu. W źródłowych partiach małych zlewni beskidzkich, zbudowanych głównie z gruboławicowych piaskowców, duże spadki powierzchni terenu, jak i płaszczyzny kontaktu zwietrzeliny z litą skałą skracają czas retencji wody i wymuszają szybki horyzontalny spływ wody do koryta potoku. Ujściowe partie małych zlewni beskidzkich i zlewnie pogórskie wydłużają czas retencji wody, przemieszczającej się wolniej w gliniasto-ilastych pokrywach zwietrzelinowych. Powiększają w ten sposób parowanie w trakcie krążenia wody w obrębie stoku, nie wspominając o mniejszej dostawie wody z opadu. Wskutek tego zasoby wody mierzone odpływem jednostkowym są mniejsze w zlewniach pogórskich niż beskidzkich. Istnieją zatem 2 typy krążenia wody: „wolniejszy” w terenach o rzeźbie pogórskiej i „szybszy” w terenach o rzeźbie beskidzkiej. Te dwa typy krążenia wody nawiązują do zmienności litologicznej, widocznej tak w skali szczegółowej jednego stoku, jak i w skali przeglądowej całych grup górskich.

Podstawą racjonalnej gospodarki wodnej jest dobra znajomość mechanizmu krążenia wody. Zmiany w rozchodzie wody opadowej pod wpływem działalności gospodarczej prowadzą do zmniejszenia przepuszczalności gruntu, retencyjności gleb, ograniczenia powierzchni chłonnej, drenowania wilgoci glebowej. Efektem tej działalności na stokach jest zwiększenie częstotliwości i kulminacji wezbrań, a równocześnie zmniejszenie przepływów niżówkowych poprzez przyspieszenie i zwiększenie objętości spływu. W celu zniwelowania zbyt dużych różnic pomiędzy

przepływem minimalnym i maksymalnym buduje się zbiorniki retencyjne. Za mało uwagi przywiązuje się do wykorzystania retencyjności gleb i zmian użytkowania ziemi na stokach. Tu tkwią duże rezerwy zmniejszenia nieregularności odpływu, poprawienia struktury obiegu wody na stoku i zabezpieczenia przed powodzią den dolin położonych powyżej zbiorników retencyjnych.

LITERATURA

- Adamczyk B., 1980, *Rola gleby w regulowaniu dyspozycyjnych zasobów wody w Karpatach*, Zesz. Probl. Post. Nauk Rol., 235.
- Adamczyk B., Maciaszek W., Januszek K., 1972, *Badania nad przepuszczalnością i retencją wodną gleb górskich*, Gosp. Wod., 9.
- 1973, *Gleby gromady Szymbark i ich wartość użytkowa*, Dok. Geogr., 1.
- Adamczyk B., Słupik J., 1981, *Gleby, [w:] Warunki materialne zlewni Homerki i jej otoczenia*, Dok. Geogr. 4.
- Amerman C. R., 1965, *The Use of Unit Source Watershed Data for Runoff Prediction*, Water Res. Res., 1, 4.
- Arkuszewski A., Żbikowski A., 1974, *Ochrona przed powodzią w świetle doświadczeń i potrzeb*, Gosp. Wod., 11.
- Arnett R. R., 1974, *Environmental Factors Affecting the Speed and Volume of Topsoil Interflow, [w:] Fluvial Processes in Instrumented Watersheds*, Institute of British Geographers, Special Publication No. 6.
- Bac S., 1964, *O bilans wodny Polski w 2000 roku*, Gosp. Wod., 11.
- Baver L. D., 1956, *Soil Physics*, John Wiley, New York, London.
- Befani A. N., 1967, *Ekspierimentalnyje issledowanija doždiewowo stoka w Karpatach*, Trudy Ukr., NIGMI, 69.
- Befani N. F., 1975, *O kontaktnom stokie na skłonach s małej propusknój sposobnostiju drienirujuszcziewo stoja*, Meteor. Klimat. Gidrol., 11.
- 1977, *Prognozowanije doždiewych pawodkow na osnowie territorialno obszczich zawisimostiej*, Gidromietieoizdat, Leningrad.
- Bennet H. H., 1939, *Soil Conservation*, McGraw-Hill, New York, London.
- Betson R. P., 1964, *What is Watershed Runoff?*, J. Geophys. Res., 69, 8.
- Black P. E., 1972, *Hydrograph Responses to Geomorphic Model Watershed Characteristics and Precipitation Variables*, J. Hydrol., 17.
- Bober L., Oszczytko N., 1964, *Związek między szczelinowatością i zawodnieniem piaskowca magurskiego ze Snieżnicy (Beskid Wyspowy)*, Kwart. Geol., 8, 3.
- Bunting B. T., 1961, *The Role of Seepage Moisture in Soil Formation, Slope Development, and Stream Initiation*, American J. Sci., 259.
- Calver A., Kirkby M. J., Weyman D. R., 1972, *Modelling Hillslope and Channel Flows, [w:] Spatial Analysis in Geomorphology*, Methuen, London.
- Caputa J., 1975, *Możliwości i perspektywy rozwoju rolnictwa w regionach górskich*, Zesz. Probl. Post. Nauk Rol., 162.
- Carson M. A., Kirkby M. J., 1972, *Hillslope Form and Process*, Cambridge University Press.
- Cetnarowicz M., 1971, *Parowanie terenowe w Polsce w dziesięcioleciu 1951—1960*, Gosp. Wod., 2.
- Chamberlin T. W., 1972, *Interflow in the Mountainous Forest Soils of Costal British Columbia, [w:] Mountain Geomorphology*, B. C. Geographical Series, 14.

- Chomicz K., 1951, *Ulewy i deszcze nawalne w Polsce*, Wiad. St. Hydrol. i Meteorol., 2, 3.
- Chorley R. J., 1969, *The Drainage Basin as the Fundamental Geomorphic Unit*, [w:] *Water, Earth and Man*, Methuen, London.
- 1978, *The Hillslope Hydrological Cycle*, [w:] *Hillslope Hydrology*, John Wiley, Chichester, New York.
- Cyberska K., Cyberski J., 1964, *Wezbranie potoku Świdnik po ulewnych deszczach w maju 1963 roku*, Gaz. Obs. PIHM, 17, 2.
- Czemerda A., 1967, *Szata i pokrywa śnieżna w Karpatach Polskich*, Probl. Zagosp. Ziem Gór. PAN, 2(15).
- Czeppe Z., 1960, *Zjawiska suffozyjne w glinach zboczowych górnej części dorzecza Sanu*, Biul. PIG, 150.
- Day D. G., 1978, *Drainage Density Changes During Rainfall*, *Earth Surface Processes*, 3, 3.
- Dobija A., Dynowska I., 1975, *Znaczenie parametrów fizjograficznych zlewni do ustalenia wielkości odpływu rzecznoego*, *Folia Geogr., Series Geogr.-Physica*, 9.
- Dobrzański B., 1947, *Gospodarka wodą w glebie lessowej*, *Ann. UMCS, B, 2, 5*.
- 1952, *Wpływ układu skał fliszu karpackiego na własności gleb*, *Rocz. Glebozn.*, 2.
- Dobrzański B., Malicki A., 1949, *Gleby województwa krakowskiego i rzeszowskiego*, *Ann. UMCS, B, 4, 6*.
- Dunne T., 1978, *Field Studies of Hillslope Flow Processes*, [w:] *Hillslope Hydrology*, John Wiley, Chichester, New York.
- Dunne T., Black R. D., 1970, *Partial Area Contributions to Storm Runoff in a Small New England Watershed*, *Water Res. Res.*, 6.
- Dynowska I., 1971, *Typy reżimów rzecznych w Polsce*, *Pr. Geogr. UJ*, 28.
- 1973, *Problematyka opracowań map odpływu*, *Folia Geogr., Series Geogr.-Physica*, 7.
- 1976, *Stan badań nad przestrzennym zróżnicowaniem niszówek na obszarze Karpat Polskich*, *Folia Geogr. Series Geogr.-Physica*, 10.
- Dynowski J., 1961, *Z badań hydrograficznych w zlewni Białej i Czarnej Wisłoki*, *Czas. Geogr.*, 32.
- Dynowski J., Pydziński B., Waksmundzki K., 1971, *Przewodnik wycieczki hydrograficznej w Beskid Śląski*, *Kraków*.
- Dziewoński Z., 1969, *Małe retencyjne zbiorniki rolnicze*, *Gosp. Wod.*, 5.
- El Boushi I. M., 1975, *Amount of Water Needed to Initiate Flow in Rubbly Rock-Particles*, *J. Hydrol.*, 27, 3/4.
- Emmett W. W., 1978, *Overland Flow*, [w:] *Hillslope Hydrology*, John Wiley, Chichester, New York.
- Ermich K., 1958, *Próba określenia udziału tak zwanych opadów poziomych w obiegu wody w przyrodzie*, *Wiad. Botan.*, 2, 4.
- Ermich K., Feliksik E., 1975, *Ilości wody z osadów mgielnych w lasach Karpat Zachodnich*, *Zesz. Probl. Post. Nauk Rol.*, 162.
- Figuła K., 1955, *Wstępna charakterystyka zjawisk erozji na terenie kilku powiatów województwa krakowskiego*, *Rocz. Nauk Rol.*, F, 1.
- 1958, *Badania nad gospodarką wodną górskich użytków zielonych*, *Rocz. Nauk Rol.*, F, 3.
- 1960, *Erozja w terenach górskich*, *Wiad. Inst. Melior.*, 1, 4.
- 1962, *Powódź letnia roku 1960 na karpackich dopływach Wisły w województwie krakowskim*, *Zesz. Probl. Post. Nauk Rol.*, 37.
- 1966, *Badania nad gospodarką wodną zlewni górskich zalesionych i nie zalesionych*, *Rocz. Nauk Rol.*, D, 118.

- Figuła K., Golczewski A., Raczyński K., Rozwoda T., Stonawski J., 1961, *Studium nad organizacją gospodarki wodnej na górnym Dunajcu*, Zesz. Probl. Post. Nauk Rol., 30.
- Frøehlich W., 1978, *The Role of Land Use in Varying the Suspended Load During Continuous Rainfall (Kamienica Nawojowska Catchment, Flysch Carpathians)*, Geogr. Polon., 41.
- 1979, *Methods of Investigations of Fluvial Processes in the Catchment Basins of Kamienica Nawojowska and Homerka*, [w:] *Excursion Guide-Book Field Meeting of the IGU Commission on Field Experiments in Geomorphology*, Wrocław.
- Frøehlich W., Słupik J., 1977, *Metody badań transformacji opadu w odpływ oraz erozji na stoku w zlewni Homerki (Beskid Sądecki)*, [w:] *Zasoby wodne w małych zlewniach*, Falenty.
- 1979a, *Spatial Differentiation of Erosion During Summer Drought in the Homerka Watershed (Flysch Carpathians)*, [w:] *Proceedings Seminar Agricultural Soil Erosion in Temperate Non Mediterranean Climate*, Strasbourg.
- 1979b, *Methods and Results of Slope Experimentation (in the Homerka Catchment Basin)*, [w:] *Excursion Guide-Book Field Meeting of the IGU Commission on Field Experiments in Geomorphology*, Wrocław.
- 1980a, *The Pattern of the Areal Variability of the Runoff and Dissolved Material During the Summer Drought in Flysch Drainage Basins*, *Questiones Geogr.*, 13.
- 1980b, *Drogi polne jako źródła dostawy wody i zwietrzelin do koryta cieku*, Zesz. Probl. Post. Nauk Rol., 235.
- 1980c, *The Importance of Splash in Erosion Process Within Small Flysch Catchment Basin*, *Studia Geomorph. Carpatho-Balc.*, 14.
- Gerlach T., 1966, *Współczesny rozwój stoków w dorzeczu górnego Grajczarka (Beskid Wysoki — Karpaty Zachodnie)*, Pr. Geogr. IG PAN, 52.
- Gil E., 1977, *Nowe dane o denudacji gleb Beskidu Niskiego*, [w:] *Międzynarodowe sympozjum ochrony gleb przed erozją*, IUNG, Puławy.
- 1979, *Typologia i ocena środowiska naturalnego okolic Szymbarku*, Dok. Geogr., 5.
- Gil E., Soja R., 1976, *Udział sptywu powierzchniowego w całkowitym odpływie w zlewni fliszowej*, Zesz. Nauk. Polit. Krak., Bud. Wod. i Inż. Sanit., 3, 24.
- Gil E., Starkel L., 1979, *Long-term Extreme Rainfalls and their Role in the Modelling of Flysch Slopes*, *Studia Geomorph. Carpatho-Balc.*, 13.
- Gil E., Welc A., 1979, *Overland Flow, Slope Wash and Chemical Denudation on Flysch Slopes*, [w:] *Excursion Guide-Book Field Meeting of the IGU Commission on Field Experiments in Geomorphology*, Wrocław.
- Gregory K. J., Walling D. E., 1973, *Drainage Basin Form and Process. A Geomorphological Approach*, Arnold, London.
- Hess M., 1965, *Piętra klimatyczne w Polskich Karpatach Zachodnich*, Zesz. Nauk UJ, 115, Pr. Geogr., 11.
- Hewlett J. D., 1961, *Soil Moisture as a Source of Base Flow from Steep Mountain Watersheds*, Southeastern Forest Exp. Station Asheville, North Carolina, Station Paper 132.
- Hewlett J. D., Hibbert A. R., 1967, *Factors Affecting the Response of Small Watersheds to Precipitation in Humid Areas*, [w:] *Proceedings International Symposium on Forest Hydrology*, Pennsylvania State University.
- Hewlett J. D., Nutter W. L., 1970, *The Varying Source Area of Streamflow from Upland Basins*, [w:] *Proceedings Symposium Interdisciplinary Aspects of Watershed Management*, Montana State University.

- Horton R. E., 1933, *The Role of Infiltration in the Hydrological Cycle*, Trans. Am. Geoph. Union, 14.
- Karwowski A., 1963, *Opady o większym stopniu wydajności występujące w Polsce w okresie 1954—1958*, Pr. PIHM, 77.
- Keller R., 1962, *Gewässer und Wasserhaushalt des Festlandes*, Teubner Verlag Leipzig.
- Ketcheson J. W., Dickinson T., Chisholm P. S., 1973, *Potential Contributions of Sediment from Agricultural Land*, [w:] *Proceedings Hydrology Symposium*, University of Alberta, Edmonton.
- Kirkby M. J., Chorley R. J., 1967, *Throughflow, Overland Flow and Erosion*, Bull. Int. Ass. Sci. Hydrol., 12.
- Klus T., 1965, *Wpływ lokalnych warunków na odpływ w wybranych zlewniach górskich*, Zesz. Nauk. WSR Krak., 25, 2.
- Knapp B. J., 1974, *Hillslope Throughflow Observation and the Problem of Modelling*, [w:] *Fluvial Processes in Instrumented Watersheds*, Institute of British Geographers, Spatial Publication, no 6.
- 1978, *Infiltration and Storage of Soil Water*, [w:] *Hillslope Hydrology*, John Wiley, Chichester, New York.
- Koniar-Schaefer J., 1972, *Wpływ budowy geologicznej i rzeźby terenu na regresję odpływu małych cieków karpackich*, Folia Geogr., Series Geogr.-Physica, 6.
- 1975, *Studium wpływu budowy geologicznej na rozkład spływów nizinnych w małych dorzeczach Karpat fliszowych*, Zesz. Nauk. Polit. Krak., 12, Bud. Wod. i Inż. Sanit., 21.
- Kopeć S., 1970, *Odpływ z sieci drenarskiej w warunkach górskich*, Wiad. Inst. Melior., 9, 1.
- Kopeć S., Kurek S., 1975, *Wpływ szaty roślinnej na odpływ i retencję w małych zlewniach górskich na przykładzie dorzecza górnego Grajcarka*, Zesz. Probl. Post. Nauk Rol., 162.
- Korzun W. I., 1968, *Stok i potierci tących wod na skłonach poliewych wodosborow*, Gidromietieoizdat, Leningrad.
- Kostrakiewicz L., 1967, *Nomogram do obliczania średnich rocznych sum opadowych w Karpatach Polskich poniżej poziomu inwersji*, Probl. Zagosp. Ziem Gór. PAN, 2(15).
- 1977, *Modele matematyczne zależności średnich sum opadów atmosferycznych w Karpatach Polskich od hipsometrii, ekspozycji i rzeźby terenu oraz od długości geograficznej*, Prz. Geogr., 49, 1.
- Kotarba A., 1970, *Charakterystyka rzeźby okolic Szymbarku*, [w:] *Badania fizyczno-geograficzne otoczenia Stacji Naukowo-Badawczej Instytutu Geografii PAN w Szymbarku*, Dok. Geogr., 3.
- Kozłowska A., 1972, *Rola roślin uprawnych w historycznym rozwoju kultury materialnej Polski*, [w:] *Szata roślinna Polski*, PWN, Warszawa.
- Kunkle G. R., 1965, *Computation of Groundwater Discharge to Streams During Floods, or to Individual Reaches During Base Flow, by Use of Specific Conductance*, US Geol. Surv., Prof. Paper, 525, D.
- Kurek S., 1971, *Oddziaływanie lasu na odpływ w małych zlewniach górskich*, Gosp. Wod., 7.
- Kurek S., Pawlik-Dobrowolski J., 1976, *Odpływ z małych zlewni górskich o różnym stopniu zalesienia (na przykładzie dorzecza górnego Grajcarka)*, Zesz. Nauk. Polit. Krak., 3, Bud. Wod. i Inż. Sanit., 24.
- Kurkowiec A., Zdanowski R., 1974, *Kontrola wezbrań za pomocą zbiorników retencyjnych*, Gosp. Wod., 11.

- Lach J., 1975, *Ewolucja stosunków wodnych wywołana gospodarczą działalnością człowieka w dorzeczu Ropy*, Zesz. Probl. Post. Nauk Rol., 162.
- Lambor J., 1954, *Rola lasów w sterowaniu fali powodziowej*, Gosp. Wod., 12.
— 1959, *Gospodarka wodna*, PWN, Łódź, Warszawa.
- Lwowicz M. I., 1963, *Czelowiek i wody*, Geografiz, Moskwa.
- Łarionow G. A., 1973, *Wlijanije krutizny sklonow na wpitywanije wody w poczwy*, [w:] *Sbornik „Erozja poczwy i rusłowyje processy”*, MGU, Moskwa.
- Malicki A., 1967, *Pomiary wielkości intercepcji opadowej w Równi, powiat Ustrzyki Dolne*, Ann. UMCS, B, 22.
- Mendel O., 1976, *Problematyka redukcji systematycznych błędów pomiarów wysokości opadów*, Zesz. Nauk. Polit. Krak., 3, Bud. Wod. i Inż. Sanit., 24.
- Michalski P., 1974, *Określenie przydatności metody Giryńskiego do polowych pomiarów współczynnika filtracji w gruntach sytych i małospoistych*, Gosp. Wod., 8—9.
- Michna E., 1961, *Pomiary parowania wzdłuż profili poprzecznych doliny Sanu (w okolicy Przemysła)*, Ann. UMCS, B, 16.
- Mikulski Z., 1962, *Występowanie niżówek, wezbrań i powodzi w rzekach polskich*, Wiad. Śl. Hydrol. Meteorol., 49, 3.
— 1973, *O zadaniach i kierunkach rozwoju hydrografii polskiej*, Prz. Geogr., 45, 3.
- Mołczanow A. A., 1960, *Gidrologiczeskaja rol lesa*, Izdat. AN SSSR, Moskwa.
- Musierowicz A., 1958, *Gleboznawstwo szczegółowe*, PWRiL, Warszawa.
- Nagawiecka H., 1967, *Parowanie terenowe niektórych roślin uprawnych w Chełmie pod Krakowem i w Jaworkach koło Szczawnicy*, Probl. Zagosp. Ziem Gór. PAN, 3(16).
- Niedziałkowska E., 1981, *Rzeźba terenu*, [w:] *Warunki naturalne zlewni Homerki i jej otoczenia*, Dok. Geogr., 4.
- Niedźwiedź T., 1972, *Heavy Rainfall in the Polish Carpathians During the Flood in July 1970*, *Studia Geomorph. Carpatho-Balc.*, 6.
— 1981, *Klimat*, [w:] *Warunki naturalne zlewni Homerki i jej otoczenia*, Dok. Geogr., 4.
- Niemirska J., 1970, *Charakterystyka hydrograficzna zlewni Bystrzanki i Bielanki*, [w:] *Badania fizyczno-geograficzne otoczenia Stacji Naukowo-Badawczej Instytutu Geografii PAN w Szymbarku*, Dok. Geogr., 3.
- Obrębska-Starkłowa B., 1973, *Stosunki mezo- i mikroklimatyczne Szymbarku*, Dok. Geogr., 5.
- Osuch B., Ratomska B., Więzik B., 1976, *Relacja opad—odpływ dla potoku Wielka Puszcza (dopływ Soły)*, Zesz. Nauk. Polit. Krak., 3, Bud. Wod. i Inż. Sanit., 24.
- Pawlik-Dobrowolski J., 1971, *Odpływ gruntowy dwu małych zlewni górskich o różnym stopniu zalesienia*, Wiad. Inst. Melior., 10, 1.
- Pawłowski B., 1972, *Szata roślinna gór polskich*, [w:] *Szata roślinna Polski*, PWN, Warszawa.
- Pazdro Z., 1966, *Hydrogeologia ogólna*, Wyd. Geol., Warszawa.
- Philip J. R., 1957, *The Theory of Infiltration*, Soil Sci., 85.
- Pilgrim D. H., Huff D. D., 1978, *A Field Evaluation of Subsurface and Surface Runoff*, J. Hydrol., 38, 3—4.
- Prochal P., 1968, *Badania nad erozją gleb w terenach górskich*, [w:] *Procesy erozyjne i problem ochrony gleby w Polsce*, PWRiL, Warszawa.
- Punzet J., 1975, *Hydrologia rzek karpaccich i jej związek z gospodarką wodną terenów górskich*, Zesz. Probl. Post. Nauk Rol., 162.
— 1978, *Zasoby wodne dorzecza górnej Wisły*, IMGW, Materiały badawcze, Warszawa.

- Ragan R. M., 1968, *An Experimental Investigation of Partial Area Contributions*, Proceedings General Assembly, Internat. Assoc. Sci. Hydrol., Bern, Publ. 76.
- Reinfuss R., 1965, *Hodowla i pasterstwo na Łemkowszczyźnie*, [w:] *Nad rzeką Ropą, Zarys kultury ludowej*, Wyd. Literackie, Kraków.
- Reniger A., 1955, *Erozja gleb na terenie podgórskim w obrębie zlewni Łukowica*, Rocz. Nauk Rol., F, 71, 1.
- Richter G., Negendank J. F. W., 1977, *Soil Erosion Processes and their Measurement in the German Area of the Moselle River*, Earth Surface Processes, 2.
- Roberts M. C., Klingeman P. C., 1970, *The Influence of Landform and Precipitation Parameters on Flood Hydrographs*, J. Hydrol., 11.
- Rodda J. C., 1976, *Basin Studies*, [w:] *Facets of Hydrology*, John Wiley, London, New York.
- Romer E., 1913, *O wpływie lasów na klimat i wody gruntowe na podstawie doświadczeń w lasach dobrostańskich*, Kosmos, 38.
- Słupik J., 1970, *Methods of Investigating the water cycle within a slope*, Studia Geomorph. Carpatho-Balc., 4.
- 1972, *Spytyw powierzchniowy na stokach górskich Karpat fliszowych*, Gosp. Wod., 8.
- 1973, *Zróznicowanie sptywu powierzchniowego na fliszowych stokach górskich*, Dok. Geogr., 2.
- 1974, *Der Wasserkreislauf an den Hängen der Flyschkarpaten dargestellt an Beispielen aus der Umgebung von Szymbark*, Beiträge zur Hydrologie, 2, Freiburg i.Br.
- 1975, *Conditions of Infiltration and Surface Runoff in the Sant Catchment Basin*, Bull. Acad. Pol. Sci., 23, 3—4.
- 1976a, *Zastosowanie zdjęć lotniczych w określaniu wpływu bruzd i dróg polnych na strukturę bilansu wodnego stoków górskich*, Fotointerpretacja w Geografii, 1(11), Prace Naukowe USI., 126.
- 1976b, *Rola sptywu powierzchniowego i śródpokrywowego w obiegu wody na stokach*, Zesz. Nauk. Polit. Krak., 3, Bud. Wod. i Inż. Sanit., 24.
- 1977, *Możliwości zmian sptywu wód deszczowych na fliszowych stokach użytkowanych rolniczo*, [w:] *Międzynarodowe Sympozjum Ochrony Gleb przed Erozją*, IUNG, Puławy.
- 1978, *Obieg wody w glebie na stokach a rolnicze użytkowanie ziemi*, [w:] *Studia nad typologią i oceną środowiska geograficznego Karpat i Kotliny Sandomierskiej*, Pr. Geogr. IGiPZ PAN, 125.
- 1979, *Potential for Changes in the Water Cycle on Cultivated Slopes*, Geogr. Polon., 41.
- 1980, *Gospodarka wodna na stokach fliszowych w świetle bilansu wodnego warstwy gleby*, Zesz. Probl. Post. Nauk Rol., 235.
- Słupik J., Gil E., 1974, *The Influence of Intensity and Duration of Rain on Water Circulation and the Rate of Slope-wash in the Flysch Carpathians*, Abhandlungen der Akademie der Wissenschaften in Göttingen, Dritte Folge, 29.
- Starkel L., 1969, *L'évolution des versants des Carpates a flysch au Quaternaire*, Biul. Perygl., 18.
- 1972, *Charakterystyka rzeźby Polskich Karpat (i jej znaczenie dla gospodarki ludzkiej)*, Probl. Zagosp. Ziem Gór. PAN, 10.
- 1976, *Problemy regulacji obiegu wody w górach*, [w:] *Wpływ melioracji wodnych na środowisko geograficzne*, PAN, Warszawa.
- 1978, *Główne jednostki regionalne i zasady analizy zróżnicowania środowiska*,

- [w:] *Studia nad typologią i oceną środowiska geograficznego Karpat i Kotliny Sandomierskiej*, Pr. Geogr. IGI PAN, 125.
- 1979, *On Some Questions of the Contemporary Modelling of Slopes and Valley Bottoms in the Flysch Carpathians*, *Studia Geomorph. Carpatho-Balc.*, 13.
- Staszkiwicz J., 1973, *Zbiorowiska leśne okolic Szymbarku (Beskid Niski)*, [w:] *Gleby i zbiorowiska leśne okolic Szymbarku*, *Dok. Geogr.*, 1.
- 1981, *Zbiorowiska roślinne*, [w:] *Warunki naturalne zlewni Homerki i jej otoczenia*, *Dok. Geogr.* 4.
- Stawnicka-Stolarska A., 1968, *Formowanie i przebieg wezbrań w dorzeczu Soły*, *Gosp. Wod.*, 9.
- Tischendorf W., Hewelett J. D., 1970, *The Variability of the Source Area of Stormflow*, *Proceedings International Water Erosion Symposium*, Praha.
- Waksmundzki K., 1968, *Z badań hydrograficznych w dorzeczu górnej Wisły*, *Zesz. Nauk. UJ, Pr. Geogr.* 21.
- Wasiliew I. S., 1954, *K woprosu o wodnom reżymie podzolistych poczw*, *Trudy Inst. Liesa AN SSSR*, 22.
- Werner-Więckowska H., 1975, *Zmienność warunków kształtowania się odpływu w zlewni*, *Prz. Geofiz.*, 20, 2.
- 1979, *Warunki kształtowania się odpływu*, Pr. i *Studia IG UW*, 23.
- Weyman D. R., 1970, *Throughflow on Hillslopes and its Relation to the Stream Hydrograph*, *Bull. Internat. Assoc. Sci. Hydrol.*, 15, 3.
- 1973, *Measurements of the Downslope Flow of Water in a Soil*, *J. Hydrol.*, 20.
- 1974, *Runoff Process, Contributing Area and Streamflow in a Small Upland Catchment*, [w:] *Fluvial Processes in Instrumented Watersheds*, *Institute of British Geographers, Special Publication No 6*.
- Whipkey R. Z., 1965, *Subsurface Stormflow on Forested Slopes*, *Bull. Internat. Assoc. Sci. Hydrol.*, 10, 2.
- Whipkey R. Z., Kirbky M. J., 1978, *Flow Within the Soil*, [w:] *Hillslope Hydrology*, John Wiley, Chichester, New York.
- Wit-Jóźwik K., 1968, *Przykłady map hydrograficznych z Południowej Polski*, *Prz. Geogr.*, 40, 2.
- 1972, *Differentiation in Hydrographic Conditions of South Poland in the light of detailed hydrographic mapping*, *Geogr. Polon.*, 20.
- 1977, *Analiza deszczów w Szymbarku w latach 1969—1973 (w okresie od maja do września)*, [w:] *Opady atmosferyczne i deflacja w okolicach Szymbarku*, *Dok. Geogr.*, 6.
- 1981, *Wody podziemne i powierzchniowe*, [w:] *Warunki naturalne zlewni Homerki i jej otoczenia*, *Dok. Geogr.*, 4.
- Władimirow A. M., 1970, *Minimalnyj stok rzek SSSR*, *Gidromietieoizdat, Leningrad*.
- Young R. A., Mutchler C. K., 1969, *Effect of Slope Shape on Erosion and Runoff*, *Trans. Amer. Soc. Agr. Ing.*, 12, 2.
- Zabierowska D., 1967, *Analiza użytkowania ziemi w karpaccim regionie górskim*, *Probl. Zagosp. Ziem Gór. PAN*, 2(15).
- Zabierowski K., 1975, *Specyfika ziem górskich w Polsce*, *Zesz. Probl. Post. Nauk Rol.*, 162.
- Zagadnienia zabezpieczenia przed powodzią na rzekach polskich*, 1967, *Sprawozdanie z konferencji naukowo-technicznej we Wrocławiu*, 21 VI 1966, *Gosp. Wod.*, 1.
- Zeleny V., Jarabač M., 1969, *Hospodařeni s vodou na Ostravsku*, *Lesnicke prace*, 5.
- Zielińska M., 1963, *Nizówki letnie rzek polskich*, *Gosp., Wod.*, 4.

- Ziemnicki S., 1955, *Ochrona gleb przed erozją wodną stosowana przez rolników w niektórych rejonach Polski*, Ann. UMCS, B, 10, 2.
- 1956, *Zmiana gospodarki wodnej przez ulepszoną agrotechnikę*, Pr. i Studia Kom. Gosp. Wod. PAN, 1.
- Ziemońska Z., 1973, *Stosunki wodne w polskich Karpatach Zachodnich*, Pr. Geogr. IG PAN, 103.
- Zyliński S., 1962, *Zarys warunków hydrogeologicznych wschodniej części pasma pienińskiego na północ od Wysokich Skatek*, Roczn. Nauk Rol., D, 96.

РОЛЬ СКЛОНА В ФОРМИРОВАНИИ СТОКА В ФЛИШЕВЫХ КАРПАТАХ

Резюме

На опытных склонах в оснащённых приборами водосборных бассейнах Хомерки и Бытшанки (рис. 1, 2) проведено двухлетний цикл исследований кругооборота воды. Измеряли отдельные элементы кругооборота воды: поверхностный сток, подповерхностный сток, инфильтрацию, влажность почвы, а также атмосферные осадки. Определяли поставку воды к руслу потока, как эффект трансформации осадков в пределе склона. Количественные данные анализировано с точки зрения пространственной изменчивости кругооборота воды на склоне. Целью исследований было изучение механизма трансформации осадков в сток на склоне, определение роли склона в формировании стока, а также установление связи результатов исследований с планировкой.

В зависимости от погодных и местных условий можно различать два способа разделения осадочной воды: 1) кругооборот воды в условиях ненасыщенной почвы или 2) кругооборот воды в условиях насыщенной почвы. В первом случае результатом разделения осадков является ненасыщенный сток, а во втором — насыщенный сток. Ненасыщенный сток наблюдается по поверхности грунта в результате кратковременных, интенсивных атмосферных осадков (рис. 4). Сопутствует им мелкое просачивание, большой градиент влажности у поверхностного слоя почвы, отсутствие межпочвенного стока, отсутствие питания грунтовых вод. Размеры, время и скорость поверхностного стока очень различны в зависимости от начальной влажности, шероховатости и проницаемости грунта (рис. 5). В местности слабо- или непроницаемой (дороги, застроенные места) поверхностный ненасыщенный сток образуется в результате очень слабых осадков небольшой интенсивности, а на местности постоянно насыщенной водой имеет место только насыщенный поверхностный сток. Этот тип стока отмечается также в виде подповерхностного стока. Насыщенный сток наблюдается обычно после продолжительных, чаще растянутых осадков (рис. 4, 5) или во время таяния. Ему сопутствует просачивание с питанием грунтовых вод. В почвах с уменьшающейся вглубь проницаемостью (как в водосборном бассейне Бытшанки и Хомерки), насыщение водой может охватить один или несколько горизонтов почвы, а также весь слой почвы, в зависимости от производительности дождя к скорости впитывания и просачивания воды.

Путь кругооборота осадочной воды в пределах склона может быть коротким или длинным (рис. 6). Небольшой дождь может быть полностью использован на перехват — если выпадет в лесу — или на поверхностный насыщенный сток (если выпадет на мочагу). Очень сильный дождь, который идёт продолжительное время, включает все звенья кругооборота воды на склоне. В местностях постоянно насыщенных водой, кругооборот воды зависит не от осадков, а от поставки подземной воды с высших частей склона.

В Шимбарке проведено двухлетнюю серию измерений с целью определения влияния рельефа местности на поверхностный сток (рис. 10). Наклон поверхности местности и плоскости контакта почвы с монолитной породой вызывает сток воды по поверхности и под поверхностью грунта. При большой роли условий впитывания (влияние почвы) и шероховатости поверхности грунта (влияние растительного покрова и использование земли) роль

наклона в статистических сравнениях незаметна (рис. 11, 12). Подповерхностный сток отражает больше фильтрационные особенности грунта, чем различный наклон склона. Сток приходящийся на единицу измерения ($л/мин \cdot га$) уменьшается с ростом длины склона, несмотря на то, что объём поверхностного стока ($л/1 м$ ширины) в различных частях склона значительно не отличается и является функцией проницаемости почвы (рис. 11, 13). В зависимости от длины огороженного участка получим, таким образом, различный результат стока на единицу измерения (рис. 14). Длина пути стока изменяется в зависимости от проницаемости, начальной влажности почвы, а также от времени продолжительности эффективных осадков. Только изучение закономерности дифференциации длины пути стока воды на склоне дает возможность сравнения результатов стока с участков различной длины. Также нет никакого основания расширять на весь водосборный бассейн результатов исследований с ограждённых участков, ибо различные части склона доставляют различные количества поверхностного и подповерхностного стока, как результата локального различия местных условий. Это особенно касается двухчленных склонов сложного строения и формы продольного и поперечного профиля. Оценка роли склона в формировании стока возможна на основании измерений течения воды на контакте склона с руслом течения: у основания склона и на дне долины.

На опытном склоне в водосборном бассейне Хомерки (рис. 15) определено участие в формировании стока различных частей склона: *А* — водосборного бассейна естественного эрозионного разреза, отводящего воду с вогнутой части склона, *Б* — водосборных бассейнов полевых дорог, *В* — поречья не осушаемого линейно. Количественные различия в поставке воды из склона к руслу потока выражено путём сравнения 1) объёма воды во времени ($л/с$) и на единицу поверхности ($л/с \cdot км^2$), 2) экстремальных значений, то есть изменчивости и амплитуды, 3) частоты проявлений (количество дней). Сравнение охватывало, как меженный так и повышенный сток. Меженный сток оценено на основании 1) измерений стока воды в естественном разрезе и на полевых дорогах (рис. 22), 2) измерений эффективности источников, 3) измерений влажности почвы (рис. 17), 4) колебаний уровня воды в дренажных колодцах, 5) повышенного стока подсчитанного с разностного водосборного бассейна во время засухи. Повышенный сток оценено на основании измерений четырёх упомянутых выше явлений (рис. 18, 23, 24, 25, 26, 27, 28, 29), а также добавочно на основании измерений рассеянного стока с поречья не осушаемого линейно (рис. 28, 29, 30).

Поречье без линейного отвода воды доставляет 5—10% повышенного стока и 70—80% меженного в русло потока, а занимает 18% площади опытного склона. Повышенный сток образуют, главным образом, естественные и искусственные разрезы склона (рис. 24, 25). Опытный склон в водосборном бассейне Хомерки представляет 3 потенциальные местности поставки воды ручью: 1 — водосбор естественного разреза осушаемый вогнутую часть склона 2 — водосборный бассейн полевой дороги, обычно расположенной на простых или выпуклых частях склона 3 — водосборный бассейн поречья с рассеянным типом отвода воды, а не концентрированным (рис. 15). Эти водосборные бассейны представляют основные карпатские территории питания — определяемые, как части склона и одновременно части водосборного бассейна, которые поставляют воду из склона в русло потока. Занятая ими площадь меняется между осадками и во время осадков, в зависимости от интенсивности дождя, начальной влажности почвы и проницаемости почвы. Это пульсирование происходит как во время осадков, так и во время регрессии течения после осадков, через изменение длины водотока и через изменение площади занятой зоны, насыщенной водой, иначе говоря: через вовлечение в поставку воды к руслу потока различных источников питания. Источниками питания являются: естественные рассечения (или их части), дороги (или их части), оползни (или их части), мочаги, подмошные местности (постоянно и периодически), углубления, пруды, холмы и т.п. элементы или однородные части склона, из которых может происходить вода принимающая участие в повышенном или меженном стоке. Величина меженного и повышенного стока в большой степени зависит от расстояния территории питания идентифицированной с дальностью зоны насыщения. Скорость доставки воды из склона в русло потока, главным образом, зависит от густоты рассечений поставляющих воду концентрированным стоком в русло.

Отмеченные закономерности разрешили понять пространственную изменчивость участия склона в формировании стока на территории флишевых Карпат (рис. 31). Эта модель размещает любой элемент или фрагмент склона на графике зависимости между участием склона в доставке воды в русло и расстоянием от русла. Из неё м. пр. следует, что: 1 — зона насыщения, равнозначная с территорией питания водотока, охватывает во время осадков в первую очередь: а) влажные местности (мочаги, подмокшие места, в том числе также оползни), б) слабо проницаемые местности (дороги, застроенные местности), в) другие местности расположенные по соседству с руслом потока (подошва склона, зона у русла дна долины) или осушаемые линейно (дренированные местности). Упомянутые местности наиболее быстро реагируют на осадки, образуя повышенный уровень воды в первую очередь; 2 — по мере удаления от русла потока, а также по мере уменьшения влажности местности уменьшается участие и увеличивается время реакции стока на осадки; 3 — отдалённые от русла потока подмокшие, не осушаемые линейно местности и выпуклые части склонов формируют, скорее всего, меженный сток, чем повышенный; 4 — в формировании повышенного стока принимает участие только часть склона; 5 — меженный сток не является исключительным участием глубокого кругооборота воды.

Представленная модель (рис. 31) приближает общую схему зависимостей управляющих пространственной неоднородностью доставки воды из склона в русло водотока (рис. 32). Доставка воды из склона в русло водотока является функцией: 1 — проницаемости грунта (сравни местности с постройками и паутная площадь), 2 — начальной влажности почвы а) временной, возникающей из последовательности времён года и погоды и б) устойчивой, возникающей с природы грунта и водных отношений почвы, 3 — расстояния источников питания от русла водотока: а) в продольном профиле склона от мест у русла до водораздела, б) от склонов непосредственно прилегающих к руслу водотока, до отделённых от русла широким дном долины. Отсюда вытекает следствие, что по мере удаления стока от русла водотока удлиняется время реакции течения в русле на осадки (рис. 32). Участие склона в непосредственном питании водотока водой уменьшается на счёт притоков, а расширяющееся дно долины геряет контакт с слочными водами и принимает на себя роль питающей территории. Таким образом повторяется в другом масштабе модель различной доставки воды на склоне в водосборном бассейне Хомерки; доминирование поставки воды концентрированным стоком над рассеянным, иначе говоря: небольшой удел поречья в формировании повышенного стока в пользу линейной поставки. Гидрограмму повышенного уровня образуют чаще все составные: поверхностный сток, подповерхностный, рассеянный и концентрированный, ненасыщенный и насыщенный стоки, подводимые к руслу в короткое время. Отсюда вывод, что: 1 — гидрограмма повышенного уровня образует только часть водосборного бассейна, 2 — традиционное, произвольное разделение гидрограммы, основанное на том, что одной или несколькими линиями можно выделить удел поверхностного, подповерхностного и базового стока не имеет обоснования без изучения территорий питания и не может быть доказательством действительных пропорций между различными формами стока. Повышенный сток является продуктом экспансии зон сатурации вдоль дна долин и линии концентрированного стока на склонах. Остальные территории действуют во время осадков, как водозадерживающие бассейны, чтобы отдать нагромождённую воду в виде меженного стока тем же способом: через поверхностный сток в естественном рассечении, полевой дорогой или подповерхностный сток с поречья не осушаемого линейно. Время притока и длина пути кругооборота воды не может быть идентифицированная с глубиной кругооборота. Таким образом, каждый даже очень небольшой водосборный бассейн состоит не с одного, но с нескольких территорий питания и с нескольких источников питания. Каждый водосборный бассейн должен рассматриваться с точки зрения формирования стока, как гетерогенитическая территория.

Дифференцирование гидрологических параметров навязывает к пространственной изменчивости условий географической среды на местности водосборного бассейна. Похоже, как на склоне с приростом длины поля (рис. 13, 14), единичный сток чаще уменьшается с приростом длины площади водосборного бассейна (рис. 34). К исключениям не подлежащим

этому правилу принадлежат асимметрические водосборные бассейны. Используя существующие зависимости сравнено условия кругооборота воды, а также пространственное различие поставки и расхода осадочной воды на территории флишевых Карпат.

Условия формирования стока в флишевых Карпатах связаны с рельефом местности. Большие уклоны площади местности, а также плоскости контакта дресвы с монолитной скалой, сокращают время задерживания воды и вынуждают быстрый горизонтальный сток воды в русло потока в ключевых частях небольших водосборных бассейнов, построенных с толстослойных песчаников, сосредоточенных, главным образом, в верхних партиях Бескидов. Устьевые партии небольших водосборных бассейнов в Бескидах и на возвышенностях удлинняют время задерживания воды, медленнее перемещающейся в глинисто-илистых породах дресвы. Таким образом они увеличивают затраты воды на испарение во время кругооборота воды на склоне, не упоминая о меньшей поставке воды из осадков. В результате этого, водные ресурсы измеряемые единичным стоком являются меньшими в водосборных бассейнах на возвышенностях, чем в Бескидах. Существуют 2 типа кругооборота воды: „более слабый“ на местностях с рельефом возвышенностей и „более быстрый“ на местностях с Бескидским рельефом. Эти 2 типа кругооборота воды навязывают к литологической изменчивости, заметной, как в детальном масштабе одного склона, так и в обзорном масштабе целых горных групп. Это заметно на карте типов рельефа флишевых Карпат (рис. 1). Рельеф местности является хорошим показателем неоднородности условий кругооборота воды: он отражает, как литолого-почвенную, так и тектоническую систему подстилающего слоя и одновременно обуславливает тип кругооборота энергии и материи, а относительные и абсолютные высоты обуславливают климатическо-растительную ярусность.

Основой рационального водного хозяйства является хорошее изучение механизма кругооборота воды. Изменения в расходовании воды из осадков под влиянием хозяйственной деятельности ведут к уменьшению проницаемости грунта, задерживающей способности почв, ограничению поглотительной площади, дренажированию почвенной влажности. Результатом этой деятельности на склонах является увеличение частоты и кульминации паводков и одновременно уменьшение межженных течений путём ускорения и увеличения объема стока. Целью нивелирования очень больших разниц между минимальным и максимальными расходами строят регулирующие водохранилища. Немного внимания уделяется использованию регулирующей способности почв и изменениям использования земли на склонах. Здесь коренятся большие резервы уменьшения неравномерного стока, улучшения структуры кругооборота воды на склоне и предохранения перед паводками дна долин, расположенных выше регулирующих водохранилищ.

Перевел Тадеуш Казимерчак

ROLE OF SLOPE IN GENERATION OF RUNOFF IN THE FLYSCH CARPATHIANS

Summary

On the experimental slopes of the instrumented watersheds of the Homerka and Bystrzanka streams (fig. 1 and 2) a two-year cycle of investigations in water circulation was carried out. The author performed measurements of the particular components of water circulation, i.e. overland flow, subsurface flow, infiltration, soil moisture, and atmospheric precipitation. He determined the amount of water supplied to the stream channel as the result of transformation of precipitation within the precincts of the slope. The quantitative data were considered from the point of view of acquiring the knowledge of the areal variability of water circulation on slope. The aim of the studies was to learn the mechanism of the transformation of precipitation into runoff on slope, to determine the role of the slope in the generation of runoff, and to link up the results of these investigations with spatial development.

Depending on climatic factors and conditions in field, two ways of distributing precipitation waters may be distinguished: 1) water circulation under the conditions of unsaturated soil, and 2) water circulation under the conditions of saturated soil. In the former case, distribution results in nonsaturated overland flow, in the latter case in the saturated overland or subsurface flow. Nonsaturated overland flow is often observed in result of a rainfall of great intensity (fig. 4). It is accompanied by shallow infiltration, a great moisture gradient in the layer of soil near its surface, lack of throughflow, and lack of recharge of ground waters. The rate, duration and velocity of flow are greatly varied, depending on the antecedent moisture, roughness, and permeability of the ground (fig. 5). In the territories distinguished by a low permeability or wholly unpermeable ones (e.g. roads or built up areas) the nonsaturated overland flow originates in result of small rains of low intensity, while in the territories permanently saturated with water there only occurs the saturated overland flow. That type of flow also occurs in the form of subsurface flow. The saturated flow is commonly observed after a longer and most often continuous rain (figs. 4 and 5), or during snow melt. It is accompanied by deep infiltration with a recharge of groundwaters. In the soils with their permeability decreasing with depth (as in the watersheds of the Bystrzanka and Homerka streams), the saturation with water may comprise one or several soil horizons, or even the whole soil layer, depending on the relation of the yield of rain to the quickness of infiltration and percolation of water.

The way of rain water circulation within the slope may be short or long (fig. 6). A low rain may be expended either wholly on interception, if it falls in the forest, or on saturated overland flow, if it falls over a bog or swamp. A rain of great yield falling for a longer period of time may set in motion all the links of water circulation on slope. In permanently saturated areas, water circulation

does not depend on rain water but on the groundwater coming from the upper parts of the slope.

At Szymbark, a two-year series of field experiments was carried out to determine the influence of the relief on overland flow (fig. 10). The slope of soil surface and the face of the contact of the soil layer with the rocky substratum necessitates a lateral flow over the surface, and a subsurface flow in the ground. As the role of infiltration conditions is great (influence of soil), and the roughness of soil surface considerable (influence of vegetation cover and land use), the role of the slope gradient is not notified in statistical relationships (figs. 11 and 12). Instead, the through- and interflow reflect the infiltration features of the ground better than the variation of the slope gradient. The length of slope is of considerable importance. The specific flow of water ($l/min \cdot ha$) decreases as the length of the slope increases, although the volume of overland flow (l/m of slope width) does not differ much in various parts of the slope, and is a direct function of the permeability of soil (figs. 11 and 13). Thus, depending on the length of the fenced experimental plot, a different result of the specific overland flow is obtained (fig. 14). The length of flow varies, depending on the permeability, antecedent soil moisture, and duration of an effective rainfall. It is only the knowledge of the character of the differentiation of the length of flow on slope, which enables a comparison of the results of flow from experimental plots of different length. It also is quite unjustified to extend the results of the investigations performed in the fenced experimental plots to the whole catchment area, because various parts of the slope contribute different amounts of the overland and subsurface flow in result of the local differentiation of the conditions prevailing in field. This concerns particularly the slopes having a complicated shape and structure in the longitudinal and cross-sectioned profile. The evaluation of the contribution of the slope in the generation of runoff is possible on the basis of discharge of the contact of the slope with the stream channel.

On the experimental slope of the Homerka catchment basin (fig. 15) the author distinguished different parts of the slope, i.e.: A — the watershed of a natural erosional hollow draining the concave part of the slope, B — the watershed of the cart roads, C — the interchannel areas not drained in a linear way, and determined their contribution to the generation of runoff. The quantitative differences in the water supply from slope to stream channel were expressed by comparing: 1) the volume of water in time (l/s) and per unit of area ($l/s \cdot km^2$), 2) extreme values, i.e. variation and amplitude, 3) frequency of occurrence (number of days) of the events. The comparison concerned both low and high water flow. The low water flow was estimated on the basis of: 1) discharge measurements of water in the natural hollow and on cart roads (fig. 22), 2) discharge measurements of springs, 3) soil moisture measurements (fig. 17), 4) oscillations of water level in observation wells, and 5) low water runoff calculated as the difference of discharge in two partial watersheds during drought. High water flow was estimated on the basis of measurements of the four phenomena mentioned above (figs. 18, 23, 24, 25, 26, 27, 28, and 29), and additionally on the basis of measurements of the sheet overland flow in interchannel areas not drained in a linear way (figs. 29 and 30).

The interchannel areas not drained in a linear way yielded 5—10% of high water flow and 70—80% of low water flow to the stream channel; it covered 30% of the area of the experimental slope. The high water runoff is generated mainly in the natural and artificial hollows on the slope (figs. 24 and 25). The experimental slope of the Homerka catchment basin represents three potential partial areas contributing to the runoff: 1 — the watershed of the natural hollow draining the concave part of the slope, 2 — the watershed of the cart road

situated usually on straight or convex parts of the slope, and 3 — the watershed of the interchannel area drained by sheet- and not converged flow (fig. 15). These watersheds represent the fundamental Carpathian contributing areas defined as parts of slope, and at the same time parts of the catchment basin delivering water from slope to stream channel. The area covered by them changes from rain to rain and during rainfall, depending on the yield of the rainfall, antecedent soil moisture, and permeability of the soil layer. This pulsation occurs during the rainfall, as well as during the regression of discharge through the change of the length of the network carrying the water, and through the alterations in the area occupied by the saturation zone, in other words: through making different source areas. These source areas are as follows: natural erosional cutting (or their parts), roads (or their parts), landslides (or their parts), swamps and marshy areas, hollows, ponds, hummocks, and other elements, i.e. the homogenous parts of the slope, from which the water taking part in the high and low water flow may originate.

The magnitude of low water discharge and stormflow depends, to a high degree, on the expansion of the contributing area identified with the extent of the saturation zone. The quickness of the supply of water from slope to stream channel depends mainly on the density of the hollows contributing to the runoff by concentration flow to stream channel.

The principles established by the author enabled him to understand the areal variability of the contribution of the slope in the runoff generation in the area of the Flysch Carpathians (fig. 31). That model places the chosen element or fragment of the slope on the diagram of relations between the contribution of the slope to the delivery of water to stream channel, and the distance from the channel. It results from the above that: 1 — the saturation zone tantamount to the area contributing to runoff includes during rainfall first of all a) wet areas (swamps and marshes, landslides included), b) less permeable areas (roads and built-up terrains), c) other territories situated along valley floors (footslope and the zone close to stream), or drained linearly (set of drains). These are the areas of the shortest response time to rainfall forming a storm hydrograph in the first order; 2 — as the distance from the stream channel grows and/or the territory becomes less wet, the rate of contribution decreases, and the response time in stream is prolonged; 3 — the wet areas distant from the stream channel and not drained linearly, as well as the convex parts of slope produce low water discharge rather than stormflow; 4 — in the generation of a storm hydrograph only part of the slope participates; 5 — low water flow is not an exclusive share of deep water circulation.

The model in fig. 31 gives an approximate representation of the general scheme of relations governing the areal pattern of the contribution of slope to runoff generation (fig. 32). The supply of water to stream channel is a function of: 1 — the permeability of the ground (cf. a built-up area and an arable field); 2 — preceding moisture conditions of soil, which may be either a) transient, i.e. resulting from the sequence of the seasons of the year and from the course of weather, or b) permanent, i.e. resulting from the nature of the ground and soil/water conditions; 3 — distance of source areas from the stream channel: a) in the long-profile of slope from the areas close to the stream to the areas close to the water divide, b) from slopes adjacent to the stream channel up to those divided from the channel by a wide valley bottom. It results from the above that the more remote is the slope from the stream channel the longer is the response time of discharge to the stream (fig. 32). The contribution of the slope to the direct supply of the stream with water decreases on behalf of the tributaries, and the more and more widening valley bottom loses its hydraulic contact with slope waters

and takes over the role of a contributing area. Thus, the model of water supply variability on slope is repeated in another scale in the Homerka catchment basin: the delivery of water by a concentrated flow dominates over sheet flow; or, in other words, a low contribution of the interchannel area in flood production to the advantage of linear supply. A storm runoff is most often produced by all the components of flow: overland and subsurface flow, concentrated and sheet flow, nonsaturated and saturated flow, led to the stream channel in a short time. Hence, the conclusions may be drawn that: 1 — a storm hydrograph is created only by part of the catchment basin, 2 — the traditional arbitrary division of the hydrograph based on the assumption that one or more lines may distinguish the surface runoff from the interflow and baseflow has no justification without the knowledge of the partial areas of supply, and cannot serve as a proof of the real proportions of the various types of flow. The storm runoff is a produce of the expansion of saturation zones along valley bottoms and the lines of concentrated flow on slopes. The remaining catchment areas act during storms mainly as storage reservoirs in order to return the stored water in the form of a low water flow by the same way: overland flow in the natural hollow, cart road, or subsurface flow from the interchannel area not drained in a linear way. The duration of flow and the length of the way of water circulation must not be identified with the depth of circulation. Thus, any watershed, even a small one, is composed of several, and not only one, contributing areas, and of several source areas exhibiting a different response. Every watershed should therefore be considered from the point of view of to runoff generation as a heterogenic area.

The differentiation of hydrological parametres is linked up with areal variability of the geographic environmental conditions prevailing in the catchment basin. Much like on the slope, with the increase of the length of the plot (figs. 13 and 14) the specific runoff decreases most often with the increase of the area of the basin (fig. 34). Among the exceptions, which disagree with this principle, there are the asymmetric catchment basins. Making use of the existing relations, the author compared the conditions of water circulation and the areal variability of the input and output of the precipitation water in the area of the Flysch Carpathians.

The conditions under which the runoff is generated in the Flysch Carpathians are linked up with the relief. Great slope gradients of the soil surface and of the face of contact between waste material and bedrock shorten the time of water storage and necessitate a quick lateral outflow of water to stream channel in the headwater portions of small watersheds built of thick-layered sandstones located mainly in the upper parts of the Beskidy Mts. In the lower parts of the catchment basins in those mountains and in their Foothills (Pogórze region) the time of water storage is prolonged because water percolates more slowly in the loamy-clayey waste covers. In that way, the evaporation during water circulation on slope is increased, not to mention the lower input of precipitation water. In consequence, the water resources measured according to the specific runoff are lesser in the catchment basins of the Foothills (Pogórze region) than in those of the Beskidy Mts. There are two types of water circulation in soil: the "slower" one in the territories with a foothills relief, and the "quicker" one in the territories with a montane relief. These two types of water circulation are connected with the lithological variations seen both in a detailed scale of one slope and in a general scale of whole groups of mountains. This is seen on the map of the relief types of the Carpathians (fig. 1). The relief is a good index of the differentiation of water circulation conditions because it reflects both the lithological-pedological and the tectonic structure of the substratum, and at the same time it conditions

122. Gerlach T., *Współczesny rozwój stoków w polskich Karpatach fliszowych*, 1976, s. 116, 22 il., 8 fot., zł 30,—
123. Hess M., Niedźwiedź T., Obrębska-Starkłowa B., *Stosunki termiczne Beskidu Niskiego (metoda charakterystyki reżimu termicznego gór)*, 1977, s. 101, 32 il., zł 25,—
124. Banach M., *Rozwój osuwisk na prawym zboczu doliny Wisły między Dobrzyniem a Włocławkiem*, 1977, s. 101, 36 il., 3 zał., zł 27,—
125. Praca zbiorowa pod redakcją L. Starkła, *Studia nad typologią i oceną środowiska geograficznego Karpat i Kotliny Sandomierskiej*, 1978, s. 165, 35 il., zł 36,—
126. Kozłowski S. J., *Zielona Góra. Funkcje miasta i ich powiązania z zapleczem*, 1977, s. 98, 24 il., z. 22,—
127. Praca zbiorowa pod redakcją J. Kostrowickiego, *Przemiany struktury przestrzennej rolnictwa Polski, 1950—1970*, 1976, s. 512, 304 il., zł 120,—
128. Rykiel Z., *Miejsce aglomeracji wielkomiejskich w przestrzeni społeczno-gospodarczej Polski*, 1978, s. 77, 21 il., zł 20,—
129. Rogalewska B., *Tendencje lokalizacyjne zakładowych ośrodków wczasowych w Polsce do 1971*, 1978, s. 109, 17 il., 5 zał., zł 34,—
130. Grześ M., *Termika osadów dennych w badaniu jezior*, 1978, s. 96, 38 il., zł 22,—
131. Krawczyk B., *Bilans cieplny ciała człowieka jako podstawa podziału bioklimatycznego obszaru Iwonicza Zdroju*, 1979, s. 71, 11 il., zł 15,—
132. Drozdowski E., *Deglacjacja Dolnego Powiśla w środkowym wŕmieie i związane z nią środowiska depozycji osadów*, 1979, s. 103, 12 il., 25 fot., zł 30,—
133. Rozłucki W., *Modernizacja rolnictwa tradycyjnego na przykładzie „zielonej rewolucji” w Indiach*, 1979, s. 97, 20 il., zł 21,—
134. Szyrmer J. H., *Przemiany struktury przestrzennej produkcji towarowej rolnictwa indywidualnego w Polsce w latach 1960—1970*, 1980, s. 95, 25 il., zł 20,—
135. Dębski J., *Integracja wielkich miast w Polsce w zakresie powiązań towarowych*, 1980, s. 127, 11 il., zł 30,—
136. Praca zbiorowa pod redakcją K. Klimka i L. Starkła, *Vertical Zonality in the Southern Khangai Mountains (Mongolia)*, vol. 1, 1980, s. 107, 22 il., 10 fot., zł 38,—
137. Praca zbiorowa pod redakcją L. Starkła i A. Kowalkowskiego, *Environment of the Sant Valley (Southern Khangai Mountains)*, vol. II, 1980, s. 104, 27 il., 21 fot., zł 45,—
138. Krzymowska-Kostrowicka A., *Terytorialny system rekreacyjny, nia teorii i metod oceny oddziaływania człowieka na środowisko*, 1981,
139. Praca zbiorowa pod redakcją A. S. Kostrowickiego, *Wybrane zagadnienia teorii i metod oceny oddziaływania człowieka na środowisko*, 1981 s. 119, 10 il., zł 30,—
140. Praca zbiorowa pod redakcją K. Dziewońskiego i P. Korcellego, *Studia nad migracjami i przemianami systemu osadniczego w Polsce*, 1981 (w druku)
141. Praca zbiorowa pod redakcją M. Rościszewskiego, Y. G. Mashbitsa i Z. Siemek, *Third World, Geographical Problems of Development*, 1981, (w druku)

WAŻNIEJSZE DOSTRZEŻONE BŁĘDY DRUKU

Str.	Wiersz	Jest	Powinno być
40	3 od d.	stope	slope
64	7 od g.	take no account of	do not take account
76	15 od d.	warunkiem odpływu	warunkiem wyrównania odpływu
82	7 od g.	materialne	naturalne
84	22 od g.	Geogr., 13	Geogr., 6
96	1 od d.	wideming	widening
98	9 od g.	trough	through
Fot. 5	1 od d.	waterscheds	watersheds

Cena zł 32.—

ISBN 83-04-00895-5

<http://rcin.org.pl>

J. SEUPIK – ROLA STOKU <http://rcin.org.pl> W KSZTAŁTOWANIU ODPLYWU