

POLSKA  
AKADEMIA  
NAUK

INSTYTUT GEOGRAFII

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA

JANUARY SŁUPIK

ZRÓŻNICOWANIE  
SPŁYWU  
POWIERZCHNIOWEGO  
NA FLISZOWYCH  
STOKACH GÓRSKICH



W A R S Z A W A 1 9 7 3 — ZESZYT 2

**WYKAZ ZESZYTÓW  
PRZEGLĄDU ZAGRANICZNEJ LITERATURY GEOGRAFICZNEJ**

za ostatnie lata

1967

- 1 Praca zbiorowa — **Elementy nowszych koncepcji integracji nauk geograficznych**, s. 124, zł 24,—
- 2 Praca zbiorowa — **Z metodyki badań osiedli o funkcjach centralnych**, s. 125 + ryc. i tab. nlb., zł 24,—
- 3 **Problemy badań krajobrazowych i regionalizacji fizyczno-geograficznej**, s. 195 + ryc., nlb., zł 24,—
- 4 **Geografia stosowana** — Część III, s. 170, zł 24,—

1968

- 1 **Problemy krajów rozwijających się (Zagadnienia ogólne)** — Część II, s. 184, zł 27,—
- 2/3 **Studia nad paleogeografią holocenu**, s. 180 + nlb., zł 30,—
- 4 **Ogólne zagadnienia kartografii tematycznej**, s. 121, zł 24,—
- 4a **Spis rzeczy zawartych w „Przełądzie Zagranicznej Literatury Geograficznej” za lata 1950—1968**, s. 89, zł 21,—

1969

- 1 **Zagadnienia bilansu wodnego**, s. 156 + nlb., zł 27,—
- 2 **Postępy metodyczne geografii brytyjskiej**, s. 167 + nlb., zł 30,—
- 3/4 **Modele w geografii**, s. 184 + nlb., zł 36,—

1970

- 1 **Geografia stosowana** — cz. IV, s. 128, zł 24,—
- 2 **Prace z terminologii i metodyki badań osadnictwa wiejskiego**, s. 110 + nlb., zł 24,—
- 3 **Metody ilościowe w radzieckiej geografii ekonomicznej**, s. 127 + nlb., zł 18,—
- 4 **Współczesne procesy geomorfologiczne. Metody badań**, s. 149, zł 27,—

1971

- 1/2 **Teoretyczne problemy współczesnej kartografii**
- 3/4 **Problemy regionalizacji w krajach trzeciego świata.**

1972

- 1 **Procesy urbanizacji w ZSRR**. Materiały z I polsko-radzieckiego seminarium geograficznego, s. 132, zł 27,—
- 2 **Metody fotointerpretacyjne w badaniach geograficznych**, s. 173 + nlb., zł 30,—
- 3/4 **Metody i modele migracji ludności** (w druku)

**STUDIA  
NAD ŚRODOWISKIEM GEOGRAFICZNYM  
OKOLIC SZYMBARKU**

**STUDIES ON THE GEOGRAPHICAL ENVIRONMENT  
OF THE REGION OF SZYMBARK**

POLISH ACADEMY OF SCIENCES  
INSTITUTE OF GEOGRAPHY

---

JANUARY SŁUPIK

**DIFFERENTIATION OF THE  
SURFACE RUN-OFF ON FLYSCH  
MOUNTAIN SLOPES**



WARSAW — 1973

---

POLSKA  
AKADEMIA  
NAUK

---

---

INSTYTUT GEOGRAFII

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA

JANUARY SŁUPIK

Zróźnicowanie  
spływu  
powierzchniowego  
na fliszowych  
stokach górskich



---

W A R S Z A W A 1 9 7 3 — ZESZYT 2

## KOMITET REDAKCYJNY

Redaktor Naczelny:	H. Szulc
Z-ca Red. Nacz.:	K. Klimek
Sekretarz Redakcji:	Z. Siemek
Członkowie Redakcji:	B. Rogalewska, A. Żeromski

Redaktor techniczny W. Spryszyńska

Adres Redakcji: Instytut Geografii PAN, Warszawa  
Krakowskie Przedmieście 30

---

Ark. wyd. 8. Ark. druk: 7,375 + wklejki. Nakład 500 + 25 egz.

Pap. druk. sat. kl. III 70 g, B 1

Druk ukończono w lipcu 1973 r. Zam. 137. R-30

Warszawska Drukarnia Naukowa, Warszawa, ul. Śniadeckich 8.

## SPIS TREŚCI

I. Wstęp . . . . .	7
Wprowadzenie . . . . .	7
Przegląd rozwoju badań . . . . .	9
Cel pracy . . . . .	16
II. Metody pracy . . . . .	17
III. Środowisko geograficzne terenu badań . . . . .	32
Ogólna charakterystyka zlewni Bystrzanki . . . . .	32
Charakterystyka stoków doświadczalnych . . . . .	34
IV. Hydrometeorologiczna charakterystyka okresu badań . . . . .	45
Okres badań na tle wartości wieloletnich . . . . .	45
Przebieg pogody . . . . .	46
Stosunki wodne i termiczne gleby . . . . .	51
V. Spływ powierzchniowy w okresie badań . . . . .	58
Przebieg spływu powierzchniowego . . . . .	59
Rozmiary spływu powierzchniowego . . . . .	66
VI. Dynamika spływu powierzchniowego . . . . .	71
Rola: pogody, struktury gleby, użytkowania ziemi, stanu gruntu, eks- pozycji stoku . . . . .	71
Wnioski . . . . .	95
VII. Spływ powierzchniowy a obieg wody w glebie . . . . .	97
VIII. Uwagi końcowe . . . . .	104
Literatura. . . . .	106
Summary . . . . .	113
Резюме. . . . .	116

I	Wstęp	1
II	1. Wstęp	1
III	2. Wstęp	1
IV	3. Wstęp	1
V	4. Wstęp	1
VI	5. Wstęp	1
VII	6. Wstęp	1
VIII	7. Wstęp	1
IX	8. Wstęp	1
X	9. Wstęp	1
XI	10. Wstęp	1
XII	11. Wstęp	1
XIII	12. Wstęp	1
XIV	13. Wstęp	1
XV	14. Wstęp	1
XVI	15. Wstęp	1
XVII	16. Wstęp	1
XVIII	17. Wstęp	1
XIX	18. Wstęp	1
XX	19. Wstęp	1
XXI	20. Wstęp	1
XXII	21. Wstęp	1
XXIII	22. Wstęp	1
XXIV	23. Wstęp	1
XXV	24. Wstęp	1
XXVI	25. Wstęp	1
XXVII	26. Wstęp	1
XXVIII	27. Wstęp	1
XXIX	28. Wstęp	1
XXX	29. Wstęp	1
XXXI	30. Wstęp	1
XXXII	31. Wstęp	1
XXXIII	32. Wstęp	1
XXXIV	33. Wstęp	1
XXXV	34. Wstęp	1
XXXVI	35. Wstęp	1
XXXVII	36. Wstęp	1
XXXVIII	37. Wstęp	1
XXXIX	38. Wstęp	1
XL	39. Wstęp	1
XLI	40. Wstęp	1
XLII	41. Wstęp	1
XLIII	42. Wstęp	1
XLIV	43. Wstęp	1
XLV	44. Wstęp	1
XLVI	45. Wstęp	1
XLVII	46. Wstęp	1
XLVIII	47. Wstęp	1
XLIX	48. Wstęp	1
L	49. Wstęp	1
LI	50. Wstęp	1
LII	51. Wstęp	1
LIII	52. Wstęp	1
LIV	53. Wstęp	1
LV	54. Wstęp	1
LVI	55. Wstęp	1
LVII	56. Wstęp	1
LVIII	57. Wstęp	1
LIX	58. Wstęp	1
LX	59. Wstęp	1
LXI	60. Wstęp	1
LXII	61. Wstęp	1
LXIII	62. Wstęp	1
LXIV	63. Wstęp	1
LXV	64. Wstęp	1
LXVI	65. Wstęp	1
LXVII	66. Wstęp	1
LXVIII	67. Wstęp	1
LXIX	68. Wstęp	1
LXX	69. Wstęp	1
LXXI	70. Wstęp	1
LXXII	71. Wstęp	1
LXXIII	72. Wstęp	1
LXXIV	73. Wstęp	1
LXXV	74. Wstęp	1
LXXVI	75. Wstęp	1
LXXVII	76. Wstęp	1
LXXVIII	77. Wstęp	1
LXXIX	78. Wstęp	1
LXXX	79. Wstęp	1
LXXXI	80. Wstęp	1
LXXXII	81. Wstęp	1
LXXXIII	82. Wstęp	1
LXXXIV	83. Wstęp	1
LXXXV	84. Wstęp	1
LXXXVI	85. Wstęp	1
LXXXVII	86. Wstęp	1
LXXXVIII	87. Wstęp	1
LXXXIX	88. Wstęp	1
LXXXX	89. Wstęp	1
LXXXXI	90. Wstęp	1
LXXXXII	91. Wstęp	1
LXXXXIII	92. Wstęp	1
LXXXXIV	93. Wstęp	1
LXXXXV	94. Wstęp	1
LXXXXVI	95. Wstęp	1
LXXXXVII	96. Wstęp	1
LXXXXVIII	97. Wstęp	1
LXXXXIX	98. Wstęp	1
LXXXXX	99. Wstęp	1
LXXXXXI	100. Wstęp	1



## I. WSTĘP

### WPROWADZENIE

Praca ta poświęcona jest głównie dynamice spływu powierzchniowego na stokach górskich — jako jednego z ogniw obiegu wody. Na obieg wody w glebie składa się szereg dynamicznych elementów, które decydować mogą o przebiegu i intensywności procesów morfogenetycznych, pedologicznych i biologicznych, a w konsekwencji także o walorach gospodarczych określonego terenu. Na strukturę obiegu wody w glebie w dużym stopniu wpływa człowiek, działając w sposób mniej lub bardziej przemysłany. Z przyczyn tych wynika zainteresowanie szerokiego kręgu specjalistów z dziedziny rolnictwa, leśnictwa, gospodarki wodnej i innych dyscyplin problematyką obiegu wody w glebie. W górach ważnym ogniwem obiegu wody jest spływ powierzchniowy. Poznanie jego dynamiki umożliwia dobre rozeznanie struktury bilansu wodnego, a w razie potrzeby — racjonalne kierowanie obiegiem wody.

Spływ powierzchniowy zachodzi na powierzchni nachylonej wówczas, gdy natężenie opadu przewyższa wielkość infiltracji, a powstała dzięki temu nadwyżka wody utworzy warstwę zdolną przezwyciężyć szorstkość powierzchni gruntu. Używając terminu spływ powierzchniowy — określam nim wodę spływającą warstwowo lub linijnie w postaci strużek, płynącą laminarnie lub turbulentnie po powierzchni gruntu. Zastosowana technika pomiarów nakazuje zaliczyć do spływu powierzchniowego tę część wody, która spływa w przypowierzchniowej 3—5 cm warstwie gruntu. Spływ wody odbywający się głębiej w warstwie gleby określam jako spływ podpowierzchniowy (śródogłębowy, śródpokrywowy). Jest to ilość wody, która dopływa do koryta ciek, zanim osiągnie kontakt ze zwierciadłem wód podziemnych (R. E. Horton 1942, C. Toebes, V. Ouryvaev 1970). W analizie odpływu w przekroju hydrometrycznym ciek, spływ podpowierzchniowy wraz ze spływem powierzchniowym zaliczany jest do odpływu powierzchniowego, w odróżnieniu od odpływu podziemnego (gruntowego, bazowego).

Upraszczając można przyjąć, że wielkość spływu powierzchniowego jest odwrotnie proporcjonalna do infiltracji, a w czasie trwania opadu suma obu tych elementów składa się na sumę opadów atmosferycznych. Związek ten sprawił, że wiele miejsca w pracy poświęcono omówieniu infiltracji. Została ona zdefiniowana przez R. E. Hortona (1940) jako proces wsiąkania wody w glebę. Wsiąkanie maleje dość szybko wraz z czasem jego trwania, aż do stałej wartości, zbliżonej do przepuszczalności powierzchniowej warstwy gleby. Wartość tę R. E. Horton (1940) określił mianem pojemności infiltracyjnej. W odróżnieniu od wsiąkania (infiltracji) przesiąkanie oznacza ilość wody, która w procesie filtracji przesiąknie przez pewną warstwę gruntu.

Dynamika spływu powierzchniowego kształtowana jest w dużym stopniu przez właściwości fizyczne gleby. W pracy tej autor omawia jej skład mechaniczny oraz właściwości wodne: 1) porowatość to jest całkowitą objętość przestworów, które mogą być wypełnione wodą i powietrzem, 2) całkowitą pojemność wodną (porowatość pomniejszona o pojemność powietrzną) to jest objętość przestworów, które mogą być wypełnione wodą, 3) pojemność kapilarną, to jest objętość przestworów o średnicy w przybliżeniu mniejszej od 3 mm, 4) porowatość niekapilarną, to jest objętość przestworów o średnicy w przybliżeniu większej od 3 mm. Właściwości te składają się na strukturę gleby. Aktualną wilgotność i temperaturę gleby określono mianem stanu gruntu.

Struktura gleby w dużym stopniu jest wynikiem użytkowania ziemi. Cechami określającymi bliżej użytkowanie ziemi są: rodzaj i gęstość szaty roślinnej oraz użytków rolnych, sposób uprawy (agrotechnika), układ pól i nawiązująca do niego sieć dróg.

Występowanie spływu powierzchniowego warunkują zjawiska meteorologiczne (opady atmosferyczne, termika powietrza). Tworzą one wraz z budową geologiczną, rzeźbą terenu, glebami i użytkowaniem ziemi określone warunki spływu powierzchniowego, a tym samym obiegu wody w glebie.

Treść pracy stanowią rozważania nad dynamiką spływu powierzchniowego na tle pozostałych faz obiegu wody. Wskaźnikami proporcji ilościowych zachodzących pomiędzy elementami bilansu wodnego, czyli wskaźnikami jego struktury są: wielkość i natężenie spływu powierzchniowego, infiltracji, przesiąkania, spływu podpowierzchniowego, a także wilgotność gleby oraz wahania stanów wód gruntowych. Drogą pomiarów bezpośrednich określono udział tych elementów w rozchodzie wody opadowej, traktowanej jako całkowitą ilość wody dostarczoną na badany stok.

Literatura z zakresu problematyki spływu powierzchniowego jest bogata. Najcenniejsze są prace hydrologiczne oparte na badaniach stacjonarnych. Większość z nich dotyczy odpływu powierzchniowego. Niemniej zawierają one wiele stwierdzeń odnoszących się do spływu powierzchniowego (A. Engler 1919, H. Burger 1934, 1945, 1954, G. Bates, J. Henry 1928 i inne). W Polsce prekursorem badań hydrologicznych w zlewniach eksperymentalnych był K. Dębski (1938). Wyniki badań przedstawione są najczęściej w formie surowego bilansu wodnego lub ograniczają się do uściślenia „strat”, poprzez zastosowanie wskaźników parowania i retencji (R. Rosłoński 1948, J. Ostromecki 1953, 1956, S. Bac 1956, L. Lambor 1956, K. Dębski 1959). Obecnie w Polsce prowadzone są badania nad odpływem w obrębie kilkudziesięciu zlewni (J. Jaworski 1967). Celem prac badawczych jest najczęściej metodyka rozwiązywania równania bilansu wodnego. Spływ powierzchniowy nie jest mierzony, a często nie oddziela się nawet odpływu powierzchniowego od całkowitego, z wyjątkiem opracowań dotyczących zlewni górskich (T. Klus 1965, K. Figuła 1966). Badania w zlewniach eksperymentalnych i doświadczalnych są dość szeroko rozpowszechnione na świecie, a ich wartość naukowa i praktyczna w pełni doceniana (C. Toebes, V. Ouryvaev 1970).

Pierwsze studia ilościowe spływu powierzchniowego dotyczyły wpływu użytkowania ziemi. F. L. Duley i M. E. Miller (1923) stwierdzili, że na polu uprawnym spływ powierzchniowy jest mniejszy niż na odłogu. I. A. Szarow (1923) oraz S. I. Nebolsin i P. P. Nadejew (1924) uzyskali podobny wynik, dokumentując także rolę orki poprzecznej do spadku w zmniejszaniu objętości spływu powierzchniowego.

Spływ powierzchniowy na stoku można zmierzyć bezpośrednio, drogą badań stacjonarnych lub eksperymentalnych przeprowadzonych w terenie lub w laboratorium. Badania eksperymentalne wykonywane w terenie prowadzą do określenia spływu powierzchniowego lub infiltracji metodą sztucznego zraszania małych poletek o powierzchni do kilkuset m<sup>2</sup> (m.in. B. H. Hendrickson 1934, M. M. Drjuczenko 1938, N. F. Sozykin 1939, J. O. Laws, D. A. Parsons 1943, H. N. Holtan, M. H. Kirkpatrick Jr. 1950, B. Mañan, O. Lotha 1954, W. Nägeli 1959). Niekiedy w czasie eksperymentów rejestruje się także spływ podpowierzchniowy, najczęściej w 0,5 m warstwie gleby (H. Burger 1943, 1945, A. A. Mołczanow 1960). W warunkach laboratoryjnych eksperymenty wykonywane są w korytach filtracyjnych, lub na sztucznych stokach z możliwością regulowania nachylenia (J. H. Neal 1937, W. D. Bykow, W. M. Pawłow 1968, W. Dugała 1968). Badania eksperymentalne dotyczą relacji pomiędzy spływem powierzchniowym a infiltracją, wpływu natężenia deszczu (wielkości kropel), właściwości gleby, użytkowania ziemi oraz morfometrii stoku na rozmiary spływu

powierzchniowego i prędkość płynięcia wody. Takie metody pozwalają dość łatwo i szybko określić badane współzależności i wyprowadzić uogólnienia, jednak nie zawsze zgodne z obrazem dynamiki spływu powierzchniowego w warunkach naturalnych. Eksperymenty są bowiem ograniczone do małej powierzchni, wykonywane w warunkach sztucznego deszczu i tylko w letniej porze roku, co tworzy uproszczone, nienaturalne warunki, w których zachodzą procesy hydrologiczne. Mimo to rezultaty badań wniosły trwałą wkład do poznania dynamiki spływu powierzchniowego. R. E. Horton (1940, 1945) ustalił powszechnie przyjęte zasady hydrauliki spływu powierzchniowego i infiltracji: 1) spływ powierzchniowy = opad — infiltracja + retencja powierzchniowa, 2) prędkość infiltracji warunkuje wielkość spływu powierzchniowego, 3) miąższość spływającej warstwy wody zależy od długości stoku, wielkości i prędkości spływu. Mechanizm powstawania spływu powierzchniowego jest następujący (R. E. Horton 1945): początkowo woda wsiąka w glebę z prędkością malejącą, aż do osiągnięcia wartości stałej (pojemności infiltracyjnej). Jeżeli deszcz trwa nadal, woda gromadzi się w zagłębieniach na powierzchni gruntu, a po ich wypełnieniu tworzy warstwę wody. Pewna określona miąższość warstwy wody jest konieczna do przewyciężenia szorstkości powierzchni gruntu. Warstwa ta, reprezentująca stan wody w przepływie została nazwana *surface detention*. Detencja powierzchniowa jest bardzo mała i osiąga najczęściej dziesiąte części mm. Prędkość spływu powierzchniowego, mierzona na sztucznie zraszanych poletkach osiąga kilkadziesiąt cm/sek (L. B. Leopold i inni 1964, W. D. Bykow, W. M. Pawłow 1968).

Badania stacjonarne polegają na pomiarach spływu powierzchniowego z poletek różnej wielkości (od 0,25 do kilku tysięcy m<sup>2</sup>) oraz ze zlewni o odpływie epizodycznym. Olbrzymia rozpiętość wielkości badanych powierzchni oraz zróżnicowanie techniki pomiarów sprawia, że w wielu przypadkach rezultaty badań są nieporównywalne. Na małych poletkach otrzymuje się zawyżone wartości spływu i nie można wykluczyć przypadkowości wyników. Ch. Coster (R. Keller 1962), na poletkach 3×1 m. uzyskał 1,5 do 2 razy mniejsze rozmiary spływu niż na poletkach 1×1 m. M. I. Lwowicz (1963) słusznie uważa, że małe poletka nie są reprezentatywne ani pod względem hydraulicznym ani z punktu widzenia warunków terenowych. Bliższe wartościom rzeczywistym spływu powierzchniowego na stokach są wartości odpływu powierzchniowego mimo, że może on być wyznaczony jedynie metodami pośrednimi. Obszar zlewni jest jednak terenem bardzo zróżnicowanym pod względem fizyczno-geograficznym. Dlatego najlepsze rezultaty można osiągać na drodze bezpośrednich pomiarów spływu powierzchniowego w obrębie całego, lub dużego fragmentu stoku. Można przyjąć, że stok stanowi powierzchnię stosunkowo jednorodną w porównaniu ze zlewnią, a z punktu widzenia obiegu wo-

dy — elementarną. Poletko doświadczalne obejmujące duży fragment stoku może zatem spełnić warunki doświadczenia jednorodnego w przypadku badań spływu powierzchniowego (M. I. Lwowicz 1963). Poletka doświadczalne powinny być duże, dostosowane do długości stoku. Dzięki temu błąd pomiaru, który może być spowodowany urządzeniami technicznymi (pasy ograniczające, rynna odprowadzająca wodę) zmniejszy się do minimum (M. A. Wielikanow, M. I. Lwowicz 1932). Stosowanie dużych poletek doświadczalnych przyczyni się też do pogłębienia stosunkowo skąpej obecnie znajomości zasad hydrauliki spływu powierzchniowego (L. B. Leopold i inni 1964).

Rzeczony problematyki badawczej postępował w kierunku ustalenia związków i zależności pomiędzy spływem powierzchniowym i infiltracją z jednej strony, a czynnikami różnicującymi oba procesy z drugiej strony. Należą do nich: gleba, pogoda i klimat, szata roślinna, fauna glebowa i rzeźba — jako czynniki przyrodnicze oraz użytkowanie ziemi (wraz z agrotechniką) i urbanizacja — jako czynniki antropogeniczne.

Wpływ gleby w powyższych procesach, można sprowadzić do możliwości wsiąkania i zatrzymywania wody. Wsiąkanie jest funkcją porowatości niekapilarnej gleby (L. D. Baver 1956), natomiast pojemność wodna jest odwrotnie proporcjonalna do infiltracji, a równocześnie zależy od miąższości gleby (M. I. Lwowicz 1963). Rola pozostałych czynników spływu powierzchniowego sprowadza się bardziej do oddziaływania na strukturę gleby, a mniej do bezpośredniej roli w kształtowaniu spływu powierzchniowego. Gleba pośredniczy pomiędzy klimatem, rzeźbą szatą roślinną, budową geologiczną a spływem powierzchniowym (M. I. Lwowicz 1966).

Z czynników pogodowych najważniejszą rolę odgrywają: natężenie i czas trwania opadów deszczu lub zanikania pokrywy śnieżnej. Wzrostowi natężenia i czasu trwania deszczu towarzyszy wzrost objętości i natężenia spływu powierzchniowego, podobnie jak w przypadku wzrostu natężenia roztopów. Fakt ten podkreślają niemal wszyscy badacze. Niektórzy zwracają ponadto uwagę na burzenie struktury gleby przez spadające krople deszczu i spływającą po powierzchni wodę (B. H. Hendrickson 1934, F. L. Duley 1939, A. M. Pospelow 1940, J. O. Laws, D. A. Parsons 1943, A. S. Bhatnagar 1969). Zmniejszona wskutek tego infiltracja może być przyczyną kilkukrotnego wzrostu natężenia spływu powierzchniowego. Częstotliwość opadów atmosferycznych jest przyczyną zmian wilgotności gleby. Jej wzrost powoduje zmniejszenie wielkości infiltracji, a zwiększenie rozmiarów spływu powierzchniowego (S. I. Nebolsin, P. P. Nadejew 1937, H. Burger 1945, L. D. Baver 1956, L. Jung 1956, H. Kuron i inni 1956, P. A. Urywajew 1957, N. Onczew, S. Nikołow 1967). W pierwszych kilkunastu minutach ulewy decydujące znaczenie ma wilgotność gleby (J. H. Neal 1937).

Przyczyną dużego zróżnicowania infiltracji, a tym samym spływu powierzchniowego jest temperatura gleby. C. S. Slichter (1899) wykazał, że wskutek wzrostu lepkości wody, przepuszczalność gruntu zmniejsza się dwukrotnie w granicach temperatur od 26° do 0°C. Zamarzanie gleby powoduje wielokrotne zmniejszenie infiltracji, wskutek wypełnienia lodem kanalików przewodzących wodę (F. R. Dreibelbis 1949, P. A. Urywajew 1953, 1957, W. D. Komarow 1957, A. A. Mołczanow 1960, W. I. Korzun 1968). Wsiąkanie w zamrożonym gruncie może zmaleć prawie do zera (A. S. Subbotin 1966). Natomiast działalność mrozu w suchej glebie może zwiększyć jej pojemność infiltracyjną (S. A. Schumm, G. C. Lusby 1963).

Ekspozycja stoku różnicuje przebieg stosunków termicznych i wilgotnościowych, a co za tym dzie — stan gruntu. Sprawia to, że największe rozmiary spływu powierzchniowego rejestruje się na stokach o ekspozycji północnej a coraz mniejsze w kolejności na stokach zachodnich, wschodnich i południowych. Stwierdzili to: E. Wollny (L. D. Baver 1965) i W. I. Korzun (1968).

Wpływ nachylenia i długości stoku na rozmiary spływu powierzchniowego jest dyskusyjny. Powszechnie uważa się, że ze wzrostem nachylenia stoku wzrasta objętość spływu powierzchniowego. Tymczasem wyniki wielu doświadczeń wskazują brak związku objętości spływu ze spadkiem stoku w ogóle (W. A. Troicki, M. W. Żirnowa 1939, G. A. Charitonow 1940, A. I. Reszetnikow 1945, I. L. Kuznik 1953, M. I. Lwowicz 1963, W. I. Korzun 1968), lub przy spadku przekraczającym 1—2° (F. L. Duley, O. E. Hays 1932, H. H. Bennett 1939). Teoretycznie ze wzrostem długości stoku rośnie spływ powierzchniowy (R. E. Horton 1945). W warunkach terenowych okazało się, że rola długości stoku jest różna w zależności od natężenia i czasu trwania opadów (roztopów). Najczęściej spływ powierzchniowy maleje wraz z długością stoku (G. W. Musgrave 1935, E. B. Deeter, P. L. Hopkins 1936, H. H. Bennett 1939, H. L. Borst i inni 1945, A. I. Reszetnikow 1945, D. D. Smith i inni 1945, C. M. Browning i inni 1948, O. E. Hays i inni 1949, A. A. Mołczanow 1960, W. I. Korzun 1968).

Szata roślinna oddziałuje na rozmiary spływu powierzchniowego bezpośrednio poprzez intercepcję i zmniejszanie prędkości spływającej wody oraz pośrednio poprzez kształtowanie struktury gleby. Najwięcej prac poświęconych jest omówieniu roli lasu. Posiadają one charakter monograficzny (J. Kittrage 1948, A. A. Mołczanow 1960), lub przyczynkowy. Wielkość infiltracji w lesie jest kilka, a nawet kilkadziesiąt razy większa niż w polu (M. M. Drjuczenko 1938, G. A. Charitonow 1949, E. N. Cykin 1956, W. Z. Gulisaszwili 1956), a spływ powierzchniowy bardzo mały (C. G. Bates, O. R. Zeasman 1930, H. G. Meginnis 1935, A. D. Dubach 1951, J. Delfs i inni 1958, W. Nägeli 1959, D. L. Sokołowski 1959, S. W. Bass

1963). Dużą rolę w zmniejszaniu spływu powierzchniowego odgrywa ściółka leśna (N. I. Roszczin 1938, N. F. Soczykin 1939, P. B. Rowe 1955, G. A. Charitonow 1949). Zwiększeniu spływu powierzchniowego sprzyja wypalanie lasów (J. T. Auten 1934, E. A. Colman 1953) oraz wyręb lasów (H. H. Bennett 1939, G. M. Tarasaszwili 1955, J. Delfs i inni 1958, Tennessee Valley Authority 1961). Korzystne warunki infiltracji wody sprawiają, że w lesie przeważa spływ podpowierzchniowy (H. Burger 1943, 1945, S. Wasiljew 1948, 1954, W. I. Rutkowski 1949, B. W. P. Roessel 1950, R. Z. Whipkey 1965). Uogólniając, można stwierdzić, że zwiększenie lesistości zlewni ogranicza spływ powierzchniowy (J. Kittrage 1948, A. A. Mołczanow 1960), przy czym jego rozmiary zależą od charakteru lasu. Spływ powierzchniowy z naturalnych zbiorowisk trawiastych, szczególnie w stepie kwietnym i wysokiej prerii jest znikomy (H. H. Bennett 1939, A. M. Grin 1965), dzięki dużej gęstości traw i zalegającej na powierzchni chłonnej warstwie obumarłych szczątków roślinnych. Z łąk, pastwisk i pól uprawnych spływ powierzchniowy jest znacznie większy, a o jego wielkości i natężeniu decyduje nie tylko rodzaj, lecz także sposób uprawy (L. S. Szczeklein 1938, H. H. Bennett 1939, A. I. Reszetnikow 1945, D. D. Smith i inni 1945, H. Kuron i inni 1956, S. Sobolew 1960, B. Świętochowski, S. Kowaliński 1960, J. Ujvari i inni 1962, T. Todorow, B. Kłoczko 1960, M. I. Lwowicz 1963). Relacje pomiędzy użytkowaniem ziemi a spływem powierzchniowym są tematem licznych publikacji, ze względu na duże znaczenie gospodarcze tego zagadnienia. Zadaniem takich badań jest m.in. wskazanie sposobów intensywnej gospodarki rolnej, dostosowanych do warunków terenowych, w celu zabezpieczenia roślinom odpowiednich zasobów wody i ochrony gleb przez erozję. Straty wody poniesione wskutek spływu powierzchniowego na stokach bez pokrywy roślinnej są dość znaczne i wynoszą według różnych autorów od kilku do kilkudziesięciu procent sumy opadów rocznych i maleją wraz ze wzrostem gęstości szaty roślinnej (H. N. Holtan, M. H. Kirkpatrick Jr. 1950, L. D. Baver 1956, L. Turc 1958, G. Singh i inni 1967, F. J. Dragoun 1969, M. Holy, J. Vaška 1970). L. Schiff (1951) stwierdził doświadczalnie, że zgodnie z modelem R. E. Hortona (1945), do wytworzenia spływu powierzchniowego na glebie pokrytej zwartą szatą roślinną musi się utworzyć warstwa wody większej miąższości niż na gołej glebie. Wykazał też, że przy gęstości szaty roślinnej wynoszącej co najmniej 90 % woda płynie ruchem laminarnym, natomiast przy gęstości mniejszej od 18 % mamy do czynienia wyłącznie z płynięciem turbulentnym. Rozmiary spływu powierzchniowego zwiększa znacznie intensywność wypasu (H. H. Bennett 1939, H. Burger 1945, D. D. Smith i inni 1945, W. Nägeli 1959, M. I. Lwowicz 1963), podobnie jak zaprzestanie uprawy lub stosowanie prymitywnych zabiegów agrotechnicznych (H. H. Bennett 1939, D. D. Smith i inni 1945, I. L. Kuznik

1953, L. D. Baver 1956, M. I. Lwowicz 1963). Wsiąkaniu wody sprzyja natomiast orka prostopadła do linii spadku (L. S. Szczeklein 1938, H. H. Bennett 1939), pogłębienie orki (G. W. Musgrave, G. R. Free 1936, A. P. Boczkow 1954, S. Sobolew 1960) i odpowiednie nawożenie (H. H. Bennett 1939, M. I. Lwowicz 1963).

H. H. Bennett (1939), A. M. Oliferow (1959) i inni badacze są zdania, że terasowanie stoków zmniejsza rozmiary spływu powierzchniowego. Tymczasem O. E. Hays i V. J. Palmer (1935) stwierdzili na podstawie analizy wezbrania w zlewni terasowanej, dwukrotne obniżenie kulminacji wezbrania, opóźnienie spływu w czasie, przy prawie nie zmienionej objętości spływu.

H. H. Bennett (1939), D. D. Smith i inni (1945), L. D. Baver (1956), T. Todorow, B. Kłoczkow (1960), F. J. Dragoun (1969) stwierdzają większy spływ z pól uprawnych niż z łąk, odwrotnie niż I. L. Kuznik (1953), M. I. Lwowicz (1963), A. M. Grin (1965), W. I. Korzun (1968). Rozbieżności te wynikają z porównania wyników badań przeprowadzonych w obszarach o różnym klimacie. W klimacie warunkującym przewagę spływu w okresie deszczowym stwierdza się mniejszy spływ z łąk w odniesieniu do pól uprawnych o stosunkowo małej gęstości szaty roślinnej. Natomiast w klimacie warunkującym przewagę spływów roztopowych rejestruje się większy spływ z łąki, często w stosunku do pól zaoranych, o dużych możliwościach retencji powierzchniowej i glebowej.

E. Wollny (1890) oraz R. E. Horton (1940) zauważyli zwiększenie się infiltracji w okresie letnim, spowodowane wzrostem aktywności fauny glebowej. Dzięki temu wsiąkanie wody może wzrosnąć kilkadziesiąt razy. Oznacza to, że wielkość infiltracji może być znacznie większa w terenie niż wynikałoby to z oznaczeń wykonanych laboratoryjnie.

W ostatnich latach Warren-Viessman Jr. (1965), L. B. Leopold (1968), T. Kinoshita, T. Sonba (1969) oraz inni stwierdzili, że wzrostowi urbanizacji towarzyszy zwiększenie objętości i prędkości spływu. Główną przyczynę tego zjawiska widzą w zmniejszeniu powierzchni swobodnego wsiąkania wody.

Przedstawiony w skrócie przegląd wyników badań dowodzi, że istnieje dużo ilościowych danych określających rolę czynników różnicujących rozmiary spływu powierzchniowego. Wyniki badań często stanowią podstawę wskazania metod właściwego gospodarowania zasobami wody i gleby (H. H. Bennett 1939, M. I. Lwowicz 1963, G. O. Schwab i inni 1966).

W Polsce o zagadnieniu spływu powierzchniowego i infiltracji jest wzmianka niemal w każdym opracowaniu hydrograficznym, dotyczącym Karpat lub Wyżyn południowych. Do czynników spływu zalicza się budowę geologiczną, nachylenie stoków i lesistość danego obszaru. Elementy te posłużyły I. Dynowskiej (1963) jako kryteria do wykonania jednej z nie-



licznych prób oceny jakościowej spływu powierzchniowego i wsiąkania wody w zlewni Szreniawy. Jednak w świetle dokonanego przeglądu literatury można przypuszczać, że wyniki analizy we wspomnianej pracy są zbyt ogólne.

Bezpośrednie pomiary spływu powierzchniowego są nieliczne, a większą uwagę zwracają badacze na poznanie spłukiwania, będącego efektem spływu. S. Ziemnicki (1951, 1960) prowadził je na lessach Wyżyny Lubelskiej, w zlewni o odpływie epizodycznym, obejmującej 4,75 km<sup>2</sup> powierzchni pól ornych, w celu określenia zmian spływu powierzchniowego pod wpływem zabiegów przeciwerozojnych. W ciągu dziesięcioletniego okresu obserwacji, spływ powierzchniowy wyniósł: od mniej niż 0,1 mm w 1958 r. do 64, 2 mm, tj. 12 % sumy opadów w 1956 r. (S. Ziemnicki 1960). Stacjonarne badania spływu powierzchniowego w obrębie stoku wzgórza morenowego znane są z okolic Olsztyna (W. Niewiadomski, M. Skrodzki 1959). Celem tych badań było poznanie roli użytkowania ziemi. Spływ powierzchniowy z łąki w przeliczeniu na jednostkę powierzchni wynosi około 4 % odpływu rocznego ze zlewni mazurskiej (W. Niewiadomski, M. Skrodzki 1964). W obu ośrodkach badań — lubelskim i olsztyńskim — stwierdzono dużą przewagę spływu powierzchniowego w okresie roztopowym, w porównaniu z okresem letnim (S. Ziemnicki 1951, W. Niewiadomski, S. Grabarczyk 1965, W. Niewiadomski, M. Skrodzki 1964), jednak nawet w okresie miesięcy zimowych infiltracja przewyższa spływ kilkakrotnie (W. Niewiadomski, S. Grabarczyk 1965).

Dotychczasowy stan wiedzy o spływie powierzchniowym w Karpatach Fliszowych opiera się głównie na wynikach badań przeprowadzonych w małych zlewniach (Z. Valek 1953, 1962, K. Figuła 1960, 1965, 1966, T. Klus 1965, W. Zeleny 1969, S. M. Perechrest, O. M. Peczkowska 1969), choć informacji odnośnie odpływu powierzchniowego dostarczają także inne opracowania m.in.: A. J. Rybkina (1959), T. Kiciński (1963), K. Cyberska, I. Cyberski (1964), Z. Ziemońska (1966), A. Ciepeliowski, L. Dąbrowski (1968). Wartościowe dane na temat zróżnicowania spływu powierzchniowego i infiltracji w obrębie stoków beskidzkich i pogórskich zawierają publikacje dotyczące spłukiwania (M. Klimaszewski 1935, A. Reniger 1955, L. Starkel 1960, D. Zachar 1960, T. Gerlach 1966) oraz gospodarki wodnej łąk i pastwisk (K. Figuła 1955, 1958, 1960, 1964).

Studia ilościowe nad spływem powierzchniowym w Karpatach przeprowadzili jedynie B. Mańan i O. Lotha (1954), na sztucznie zraszanych poletkach wielkości 10×5 m. Stwierdzili oni, że w buczynie karpackiej, przy natężeniu deszczu 1,7—2,1 mm/min współczynnik spływu powierzchniowego nie przewyższył 5 % sumy opadu. Większy spływ wystąpił w podobnym ale przerzedzonym lesie oraz w lesie iglastym. Na pastwisku, przy mniejszym natężeniu opadu (0,75—1,5 mm/min), współczynnik spływu po-

wierzchniowego osiągnął 66 % sumy opadów. Orka w poprzek linii spadku znacznie zmniejsza rozmiary spływu powierzchniowego (B. Mańan 1957). Prędkość wody spływającej na stoku okrytym darnią K. Figuła (1955) określił na 0,8—2,4 cm/sek, a na roli na 13 cm/sek. Przyczyny różnicowania spływu powierzchniowego w Karpatach Fliszowych K. Figuła (1960, 1964) dostrzega w urozmaiceniu rzeźby terenu, zmienności gleb, szaty roślinnej i pogody. K. Figuła uważa, że do zbędnego powiększenia rozmiarów spływu powierzchniowego przyczynia się także człowiek, głównie na skutek wylesiania stoków i zagęszczenia sieci dróg. Przyczynę gwałtownych wezbrań według K. Figuły (1960) stanowi również stosunkowo mała pojemność wodna gleb karpackich, zaś wzrost ilości i kulminacji wezbrań w Karpatach Wschodnich, w ostatnim dwudziestolecu S. M. Perechrest i O. M. Peczkowska (1969) widzą w zmniejszeniu areалу lasów. Brak wpływu lesistości na wielkość odpływu, mimo, że różnica lesistości porównywanych zlewni wynosiła 90%, stwierdza Z. Valek (1962). Natomiast maksymalny spływ jednostkowy w zlewni zalesionej jest 18 razy mniejszy, a minimalny spływ jednostkowy 10 razy większy. Hydrologiczna rola lasu polega zatem głównie na wyrównywaniu odpływu. Podobnie wpływ lasu na odpływ ujmują K. Figuła (1966) oraz T. Klus (1965). Z. Kurek (1969) i W. Zeleny (1969) podkreślają rolę lasu w łagodzeniu wezbrań roztopowych, a K. Figuła (1965) szczególnie wezbrań z roztopów insolacyjnych i deszczów ulewnych.

Dokonany przegląd prac dotyczących spływu powierzchniowego świadczy o wielostronności badań w tej dziedzinie. Niestety różnice metodyczne uniemożliwiają w wielu przypadkach porównywanie uzyskanych wyników. Poznanie dynamiki spływu powierzchniowego wymaga dalszych badań.

#### CEL PRACY

W Karpatach Fliszowych nie prowadzono dotychczas badań stacjonarnych nad obiegiem wody w obrębie stoku. Odczuwa się brak danych ilościowych odnośnie spływu powierzchniowego. Zadaniem niniejszej pracy jest wypełnienie tej luki. W pracy tej przedstawiono przebieg spływu powierzchniowego i określono jego rozmiary w różnych sytuacjach pogodowych w rocznym cyklu klimatycznym. Główną uwagę zwrócono na charakterystykę ilościową spływu powierzchniowego w warunkach działalności człowieka, bowiem zarówno istniejąca literatura, jak również własne badania autora potwierdzają, że użytkowanie ziemi jest jednym z najważniejszych czynników różnicujących spływ powierzchniowy. Wyniki uzyskane na polu ornym, pastwisku i na łące porównano z wynikami uzyskanymi w lesie, wykazującym wiele cech środowiska naturalnego. Sta-

rano się też rozpatrzyć rolę właściwości fizycznych gleb w różnicowaniu rozmiarów spływu powierzchniowego. Wszystkie dane analizowano w odniesieniu do wartości dobowych. Jedynie przy omawianiu mechanizmu spływu powierzchniowego posłużono się przykładami bardzo szczegółowej analizy zebranych materiałów. Celem pracy jest zatem poznanie dynamiki spływu powierzchniowego w obrębie stoku, określenie rozmiarów spływu powierzchniowego w różnych warunkach pogodowych, oraz określenie roli spływu powierzchniowego w obiegu wody na stokach górskich w Karpatach Fliszowych.

Z punktu widzenia ochrony zasobów wody i gleby, spływ powierzchniowy, szczególnie w górach, jest procesem niekorzystnym. Jest on przyczyną zmniejszania zasobów wody, dostarczonych w postaci opadów atmosferycznych, powoduje utratę gleby wskutek spłukiwania oraz prowadzi do powstawania powodzi. Racjonalne działanie w kierunku zmniejszenia spływu powierzchniowego będzie możliwe wtedy, gdy poznamy jego dynamikę, to jest: rozmiary, natężenie i zróżnicowanie w różnych warunkach środowiska geograficznego, zagospodarowanego przez człowieka.

Praca została wykonana w Zakładzie Geografii Fizycznej Instytutu Geografii Polskiej Akademii Nauk w Krakowie pod kierunkiem prof. dr hab. Leszka Starkła, któremu składam serdeczne podziękowanie za zaakceptowanie tematu oraz dyskusje, rady i pomoc. Dziękuję za cenne uwagi recenzentom pracy prof. dr hab. Z. Mikulskiemu, dr hab. B. Adamczykowi i dr hab. A. S. Kostrowickiemu. Składam serdeczne podziękowanie wszystkim Koleżankom i Kolegom, którzy służyli mi pomocą w okresie opracowywania tematu, a w szczególności mgr L. Daukszy i mgr E. Gilowi.

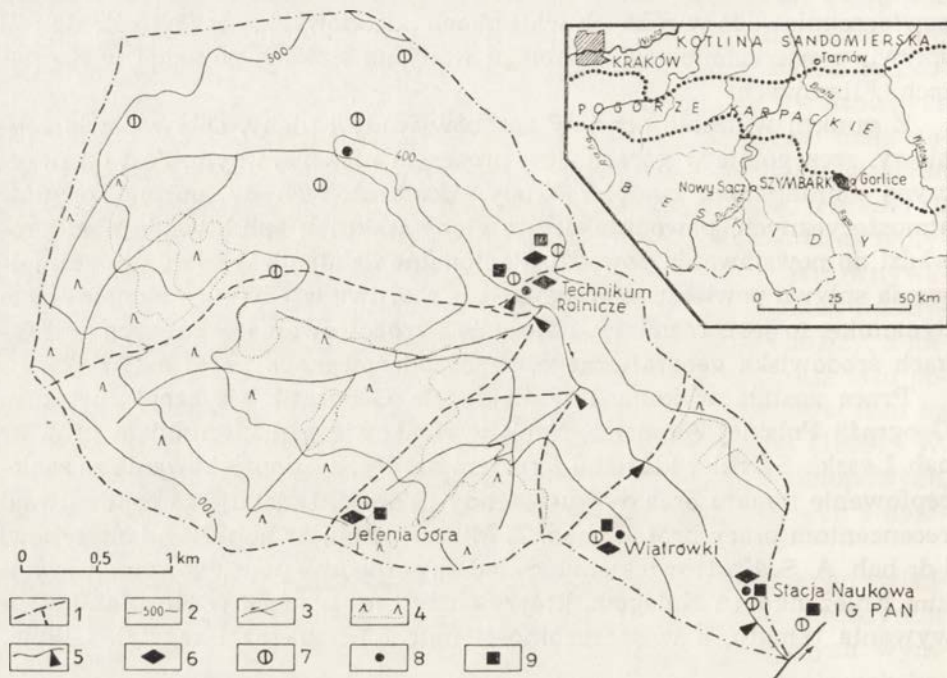
## II. METODY PRACY

Pracę zrealizowano w trzech etapach: pierwszy obejmował przygotowawcze prace terenowe, drugi — pomiary i obserwacje terenowe prowadzone od listopada 1968 r. do kwietnia 1970 r., trzeci — opracowanie wyników badań. Wstępne prace terenowe polegały na wyborze stoków doświadczalnych, zainstalowaniu przyrządów pomiarowych oraz przeprowadzeniu próbnej serii obserwacji. W oparciu o dobre rozeznanie środowiska geograficznego<sup>1</sup> (B. Adamczyk i inni 1973, L. Dauksza i inni 1970 b, J. Staszkievicz 1973) wybrano 5 stoków reprezentujących różne warunki geograficzne (ryc. 1, tab. 1). Są to stoki: Stacja Naukowa „IG PAN”, „Wiatrów-

---

<sup>1</sup> Wykorzystano również prace rękopiśmienne: B. Adamczyk „Materiały do poznania gleb gromady Szymbark” oraz B. Obrębska-Starkłowa „Mezoklimat okolic Szymbarku”.

ki”, „Technikum Rolnicze SW”, „Technikum Rolnicze NW”, „Jelenia Góra”<sup>2</sup>. Na każdym z wymienionych stoków, oprócz pomiarów spływu powierzchniowego, wykonano obserwacje innych procesów i zjawisk fizycznogeograficznych (tab. 2). Celem tych obserwacji było możliwe precyzyjne określenie aktualnych warunków spływu powierzchniowego.



Ryc. 1. Zlewnia Bystrzanki — teren badań. 1 — działy wodne, 2 — poziomicze, 3 — cieki, 4 — lasy, 5 — przekroje hydrometryczne, 6 — stoki doświadczalne, 7 — deszczomierze, 8 — stacje wód gruntowych, 9 — klatki meteorologiczne

Fig. 1. The Bystrzanka basin, the territory of investigations. 1 — divides, 2 — contour-lines, 3 — streams, 4 — forests, 5 — discharge section lines, 6 — experimental slopes, 7 — rain-gauges, 8 — ground-water stations, 9 — thermometer screens

Bezpośrednie pomiary spływu powierzchniowego wykonano podobnymi metodami na wszystkich stokach. W pracy wykorzystano wyniki pomiarów uzyskane na 8 poletkach doświadczalnych (tab. 2). Tylko w dwóch przypadkach reprezentowały one całą formę stoku a w pozostałych możliwie długi jego fragment (ryc. 2). Badane odcinki stoku są przykładami długiej drogi spływu na stokach Karpat Fliżowych. Praktycznie nie spo-

<sup>2</sup> W dalszej części pracy stoki doświadczalne będą nazywać: „IG PAN”, „Wiatrowki”, „Technikum SW”, „Technikum NW”, „Jelenia”.

Tabela 1

Charakterystyka stoków doświadczalnych w Szymbarku  
Character of the experimental slopes at Szymbark

Stok Slope	Wysokość n.p.m. Height above sea level m	Ekspozycja Exposure	Spadek Gradient %		Długość Length m	Szerokość Width m	Powierzchnia Area ha	Użytkowanie ziemi Land use
			średni mean	max.				
„IG PAN”	320—347	SW	19	21	115	13	0,144	łąka meadow
			20	21	130	13	0,167	żyto/pole zaorane rye/ploughed field
			20	21	127	13	0,163	pole zaorane /ziemniaki/ pszenica ploughed field /potatoes/ wheat
			20	21	127	—	—	bruzda na polu zaorany furrow in ploughed field
„Wiatrówki”	374—459	NE	19	25	390	—	6,320	pola orne i użytki zielone arable land, meadows and pastures
„Technikum”	378—398	SW	14	20	145	5	0,120	pastwisko pasture
	393—409	NW	14	22	110	5	0,096	pastwisko pasture
„Jelenia”	558—633	NE	33	48	230	5	0,111	las forest

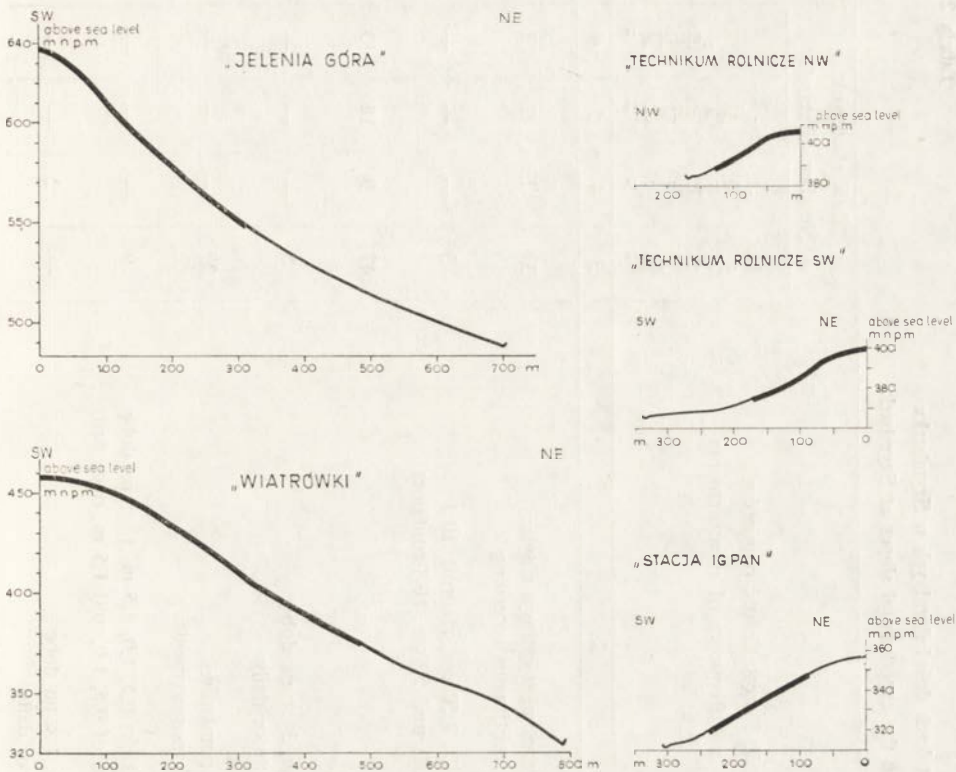
tyka się tu stoków, w obrębie których naturalna droga spływu wody zgodna z linią spadku, nie byłaby przecięta bruzdą polną, drogą lub zabudowaniami.

Na stoku „IG PAN” obserwacje prowadzono na 3 poletkach doświadczalnych (ryc. 3), ograniczonych folią plastikową 55 cm szerokości, wkopaną w glebę do głębokości 30—40 cm. Dolną granicę poletek stanowiły rynny plastikowe, odprowadzające wodę do urządzenia pomiarowego. Okresowo mierzono spływ powierzchniowy z bruzdy pola zaoranego (fot. 1). Urządzenie pomiarowe własnej konstrukcji obejmowało korytko wywrotne, okresowo tarowane, o pojemności przegrody od 3 do 5 l, połączone z rejestratorem taśmowym, który sumował wywroty i utrzymywał na taśmie ich rozkład w czasie (fot. 2, ryc. 4). Kontrolę dokładności pomiaru umożliwiały zbiorniki redukcyjne, używane głównie do pomiarów splukiwania o łącznej pojemności 3 m<sup>3</sup>, umieszczone pod korytkiem wywrotnym (L. Dauksza i inni 1970a). Pomiar objętości spływu powierzchniowego mieści się w granicach dokładności uzyskanej metodą podstawionego naczynia. Wyniki pomiarów natężenia spływu powierzchniowego przewyższają dokładnością zapis limnigrafu dobowego. Wynika to z porównania prędkości przesuwu taśmy rejestrującej. Prędkość ta w przypadku zastosowanego rejestratora wynosi 36,6 mm/godz. Tak szybkiego przesuwu taśmy rejestrującej nie stosuje się w limnigrafach. Spływ powierzchniowy z bruzdy mierzono nie rzadziej niż co godzinę metodą podstawionego naczynia. Mała ilość wody pochodzącej ze spływu została zatrzymana w 30-litrowym zbiorniku (fot. 1).

Na pozostałych stokach zastosowano tę samą metodę pomiaru. Inna była natomiast konstrukcja poletek doświadczalnych. W dolnej partii stoków „Technikum SW” i „Technikum NW” oraz „Jelenia” założono obok siebie po 5 rynien typu Gerlacha (T. Gerlach 1966), szerokości 1 m (fot. 3). Z rynien woda spływała węzami gumowymi do rury zbiorczej, której wylot umieszczony był nad korytkiem wywrotnym. Pas rynien 5-metrowej szerokości stanowi ograniczenie poletka (ryc. 5, 7). Powierzchnię pola, z którego pochodzi rejestrowany spływ powierzchniowy wyznaczono na podstawie pomiarów geodezyjnych oraz obserwacji kierunku spływu wody. Na stoku „Wiatrówki” korytko wywrotne umieszczono w dnie parowu (ryc. 6), odprowadzającego wodę ze stoku.

Długość wszystkich poletek doświadczalnych przekraczała znacznie 100 m (tab. 2, ryc. 2). Jest to wystarczająco długi odcinek dla ustalenia reżimu hydrologicznego spływu powierzchniowego (M. I. Lwowicz 1963). Dzięki temu wyniki pomiarów można uznać za zbliżone do wartości rzeczywistych i porównywać między sobą.

Zastosowana technika pomiarów w kilku przypadkach nie zdała pomyślnie egzaminu. 1) Na stoku „IG PAN” przy natężeniu spływu ponad 500 l/min.



Ryc. 2. Profile podłużne stoków doświadczalnych w Szymbarku. Grubsza linia oznacza długość poletek doświadczalnych

Fig. 2. Longitudinal profiles of the experimental slopes at Szymbark. Thick line denotes length of runoff-plots

ha częstotliwość wywrotów korytka była zbyt duża w stosunku do prędkości przesuwu taśmy rejestratora. Natężenie spływu mierzono wówczas podstawionym naczyniem. 2) Na polu ziemniaków w czasie dwóch ulew natężenie spływu powierzchniowego i spłukiwania przekraczało pojemność rynny odprowadzającej wodę do korytka. Rejestrator taśmowy utrwalił wtedy tylko początkową fazę spływu. Hydrogram skonstruowano w tych przypadkach dzięki znajomości czasu rozpoczęcia i zakończenia spływu powierzchniowego, z pomocą pluwiogramu. Czas kulminacji spływu powierzchniowego wyznaczono przez analogię z innymi ulewami w momencie zakończenia ulewy. 3) Na stoku „Wiatrówki”, w okresie dużego natężenia spływu powierzchniowego część wody spływała poza parowem. W związku z tym zarejestrowane kulminacje spływu są zaniżone, a spowodowany tym błąd pomiaru objętości spływu może sięgać około 10%

Pomiary prowadzone na stokach doświadczalnych w Szymbarku  
Measurements carried out on the experimental slopes at Szymbark

Rodzaj obserwacji Kind of measurements	Sposób i częstotliwość pomiarów Method and frequency of measurements	Ilość stanowisk Number of stands			
		„IG PAN”	„Wiatrówki”	„Technikum”	„Jelenia”
1	2	3	4	5	6
Spływ powierzchniowy Surface run-off	poletko, korytko wywrotne, rejestracja ciągła plot, tipping bucket, continuous recording	3	1	2	1
Spływ podpowierzchniowy Subsurface run-off	rynny na głębokości 20 i 50 cm, zbiornik 10 l troughs at depths of 20, and 50 cm, 10 l-container	3	—	—	—
Infiltracja Infiltration	cyliner Burgera Burger's cylinder	47	9	18	13
Przeziąkanie Percolation	lizymetry cylindryczne, 3 × na dobę cylindric lysimeters, thrice daily	8	—	—	—
Wilgotność gleby Soil moisture	metoda wagowa, 11 pomiarów weighage method, 11 measurements	27	—	—	—
Stany wód gruntowych Ground water levels	piezometry do głębokości 0,5, 1,0, 1,5 m, 1 × na dobę piezometers at depths of 0,5, 1,0, and 1,5 m, once daily	9	—	—	—
	studnie gospodarskie, 1 × na dobę observation wells, once daily	—	2	—	—



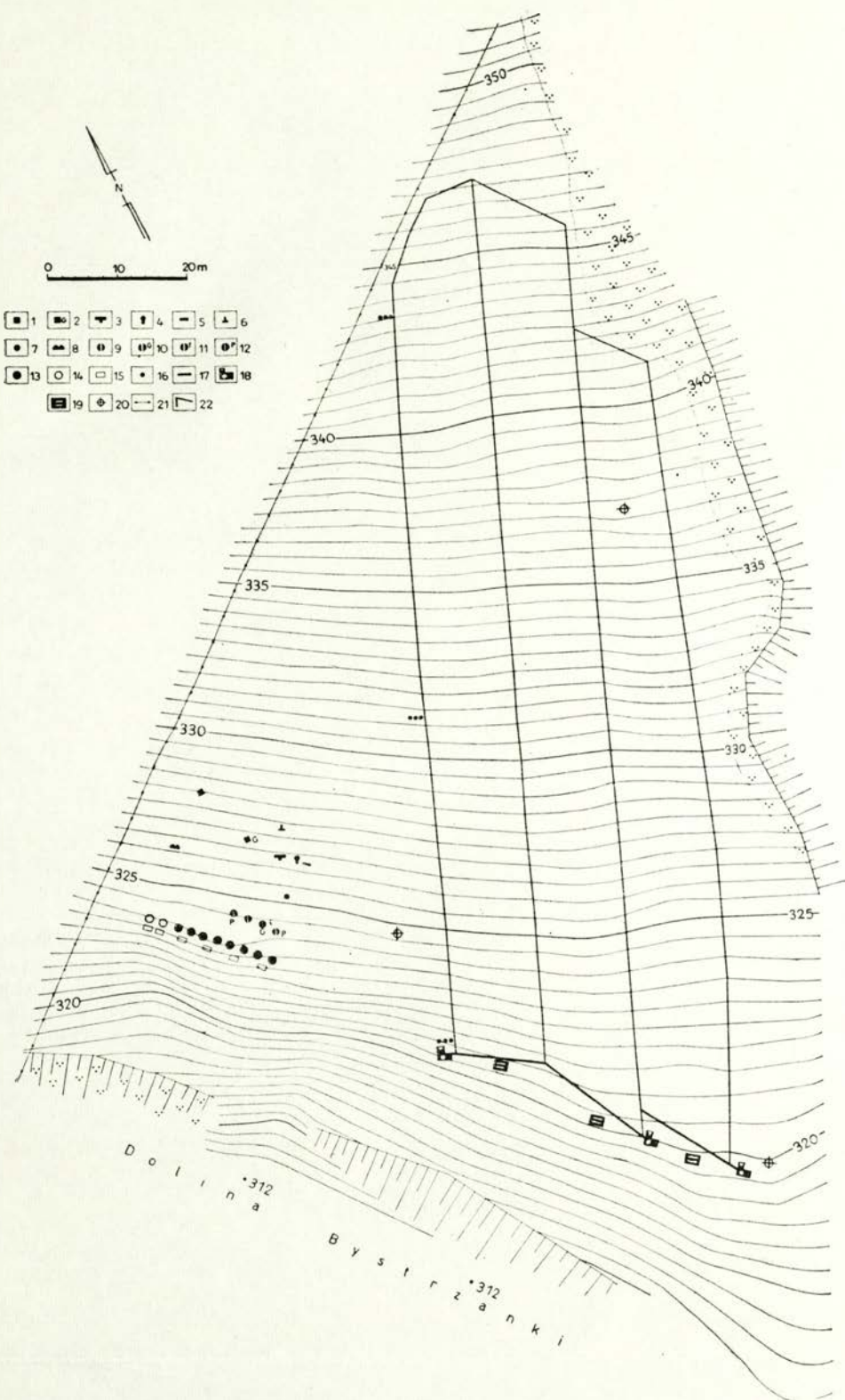
1	2	3	4	5	6
Opady atmosferyczne Precipitation	pluviograf pluviograph	1	—	—	—
	deszczomierz na poziomie 1 m, 1 × na dobę rain gauge at the level of 1 m, once daily	1	1	1	1
	deszczomierz przy powierzchni gruntu, 1 × na dobę rain gauge at the ground level, once daily	3	—	—	—
Miąższość i gęstość śniegu Depth and density of snow	lata śniegowa, gęstościomierz WS-43, snow stake, snow sampler WS-43,	1 × na dobę once daily	9	—	—
		1 × na 5 dni once in 5 days	—	12	18
Temperatura powietrza Air temperature	termometry i termografy na poziomie 2 m i 5 cm thermometers and thermographs at the level 2 m and 5 cm	2	—	—	—
	termometry na poziomie 1,5 m, 1 × na dobę thermometers at the level 1,5 m, once daily	—	1	1	1
Temperatura gleby Soil temperature	termometry na głębokości 0, 5, 10, 20, 50 i 100 cm, 3 × na dobę thermometers at depths 0, 5, 10, 20, 50 and 100 cm, thrice daily	1	—	—	—
Kierunek i prędkość wiatru Direction and velocity of wind	wiatromierz Wilda, 3 × na dobę Wild's wind gauge, thrice daily	1	—	—	—
Zachmurzenie Cloudiness	wizualnie, 3 × na dobę visual method, thrice daily	1	—	—	—
Stan gruntu Condition of the soil surface	wizualnie, 3 × na dobę visual method, thrice daily	1	—	—	—

sumy rocznej. 4) Na stokach „Technikum” spływ powierzchniowy w okresie zimowym nie został zarejestrowany, ponieważ po odwilży w połowie stycznia 1969 r. utworzyły się korki lodowe w węzłach gumowych odprowadzających wodę. Zostały one zamrożone dopiero w okresie roztopów wiosennych. Na stoku „Jelenia” gleba nie zamarzała. Dzięki temu spływ wody w węzłach gumowych mógł się odbywać bez przeszkód. Zdobyte w trakcie badań doświadczenia pozwolą w przyszłości uniknąć popełnionych błędów.

Uzyskane z poletek dane liczbowe sprowadzono do wartości porównywalnych, wyrażonych w litrach z 1 ha lub w mm warstwy wody. Podstawą wyliczeń natężenia spływu powierzchniowego była analiza taśmy rejestratora. Częstotliwość wywrotów korytka zarejestrowanych na taśmie określono najczęściej w 10-minutowych odstępach czasu. Otrzymane wartości stanowiły podstawę konstruowania hydrogramów. Powierzchnie hydrogramów planimetrowano, aby ustalić dobowe wartości spływu powierzchniowego, liczone dla doby opadowej tj. od 7<sup>00</sup> rano jednego dnia do 7<sup>00</sup> rano dnia następnego.

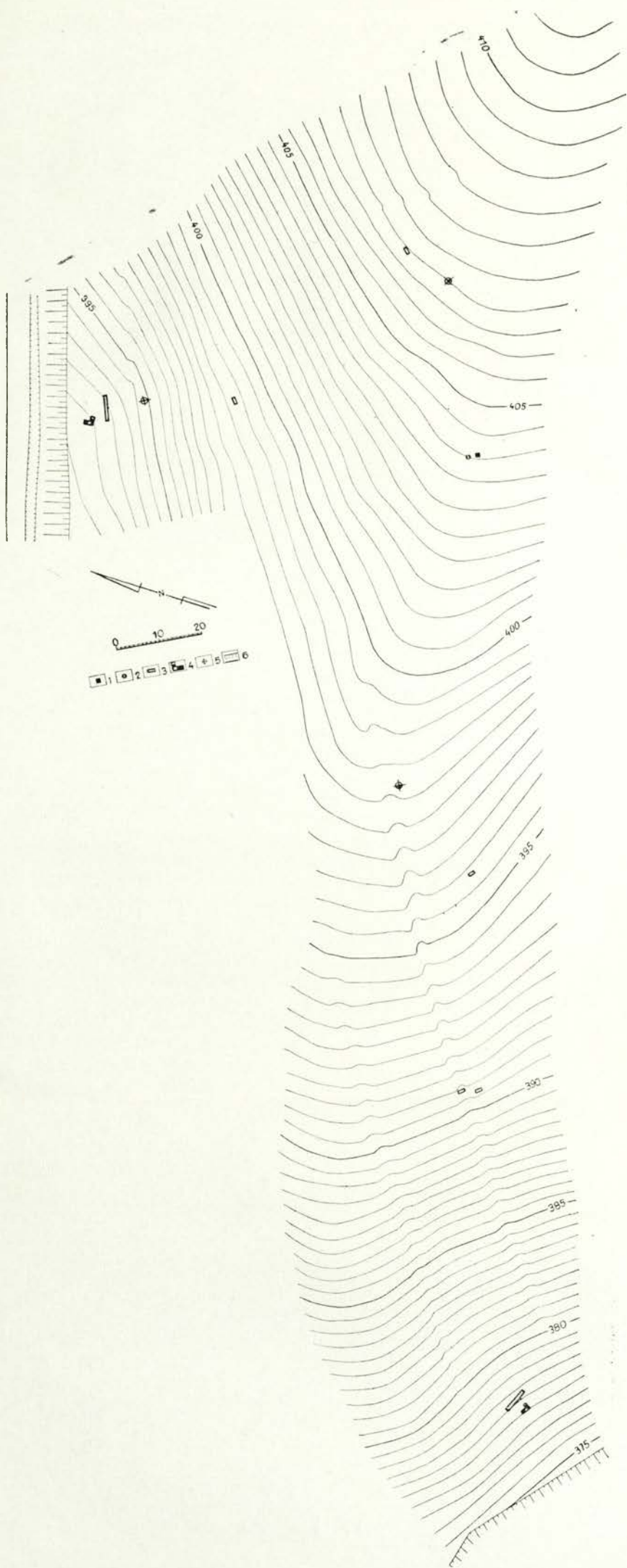
Na wszystkich stokach doświadczalnych prowadzono pomiary innych procesów i zjawisk hydrologicznych. Poniżej poletek doświadczalnych na stoku „IG PAN” zainstalowane zostały 3 stanowiska pomiaru spływu podpowierzchniowego (śródo glebowego). Jedno stanowisko składało się z dwóch rynien Gerlacha o szerokości 1 m, wsuniętych w glebę jedna nad drugą na głębokości 20 i 50 cm (ryc. 8). Rynna zainstalowana na głębokości 20 cm służyła do łapania wody spływającej w warstwie ornej gleby, a na głębokości 50 cm — w warstwie eluwialnej (L. Dauksza i inni 1970a). Woda z rynien odprowadzona jest węzłami gumowymi do zbiorników pomiarowych o pojemności 10 l (ryc. 8). Pomiary wykonywane były w różnych odstępach czasu, w nawiązaniu do przebiegu spływu. Objętość spływu śródo glebowego porównywano ze spływem powierzchniowym, przeliczając obie wartości w stosunku do pasa 10 m szerokości.

Pomiary infiltracji wykonywano cylindrem Burgera (H. Burger 1934), w bardzo podobnych warunkach wilgotności gleby. W pracy wykorzystano 88 pomiarów. Cylindry zalewano wodą kilkakrotnie, aż do momentu uzyskania podobnej (stałej) wielkości wsiąkania w jednostce czasu. Wyniki przedstawiono w postaci wartości średnich arytmetycznych, wyliczonych z 9 lub więcej pomiarów, wykonanych w różnych odcinkach stoku. Pomiar cylindrem Burgera (fot. 4) daje wartości przewyższone w stosunku do rzeczywistych, wskutek strat wody na przesiąkanie boczne oraz wzmoczonego wsiąkania spowodowanego ciśnieniem hydrostatycznym warstwy wody wypełniającej cylinder. Niemniej metoda jest pożyteczna,



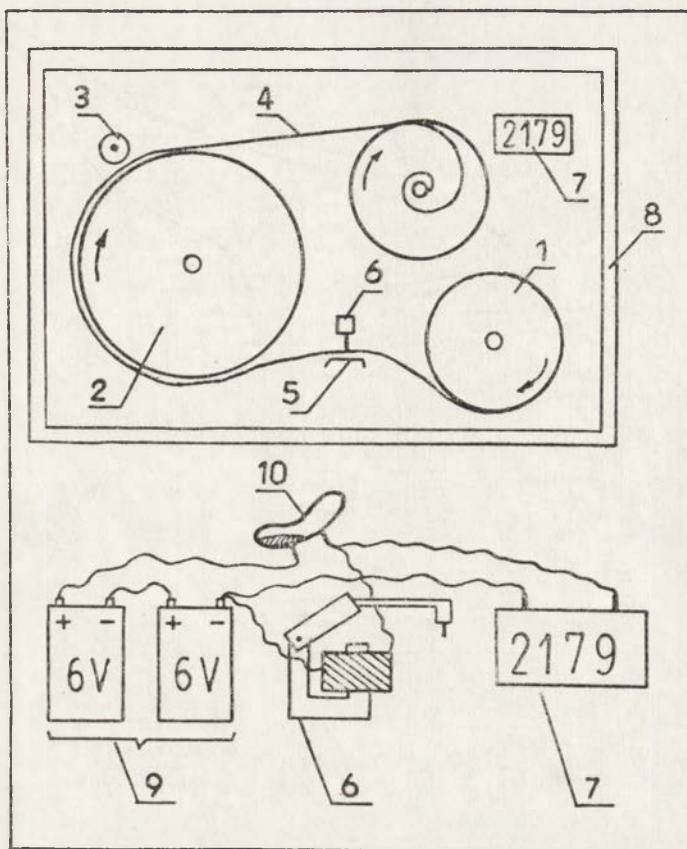
Ryc. 3. Stok doświadczalny „IG PAN” w Szymbarku. 1 — klatka meteorologiczna na poziomie 2 m, 2 — klatka meteorologiczna na poziomie 5 cm, 3 — termometry gruntuowe, 4 — zmarzlinomierz Danilina, 5 — ruchomierz Baca, 6 — wiatromierz, 7 — heliograf, 8 — instrumenty do pomiarów antynometrycznych, 9 — deszczomierz na poziomie 1 m, 10 — deszczomierz na poziomie gruntu, 11 — totalizator, 12 — pluwiograf, 13 — lizymetry, 14 — deszczomierze na poziomie gruntu o powierzchni wlotowej 1 m<sup>2</sup>, 15 — zbiorniki pomiarowe, 16 — piezometry, 17 — rynny ograniczające poletka doświadczalne, 18 — korytka wywrotne z taśmowym rejestratorem splywu, 19 — stanowiska pomiaru splywowego podpowierzchniowego, 20 — repery geodezyjne, 21 — ogrodzenie, 22 — granice poletek doświadczalnych

Fig. 3. The „IG PAN” experimental slope at Szymbarku. 1 — meteorological screen at the level of 2 m, 2 — meteorological screen at the level of 5 cm, 3 — soil thermometers, 4 — Danilin's soil freezing gauge, 5 — Bac's ground move meter, 6 — wind-gauge, 7 — heliograph, 8 — instruments for actinometric measurements, 9 — rain-gauge at the level of 1 m, 10 — rain-gauge at soil level, 11 — totalizer, 12 — pluviograph, 13 — lysimeters, 14 — rain-gauges at soil level with an inlet surface of 1 m<sup>2</sup>, 15 — containers of percolating water, 16 — piezometers, 17 — troughs bordering runoff-plots, 18 — tipping bucket with tape recorder of surface runoff, 19 — stands of subsurface runoff measurements, 20 — geodetic marks, 21 — fence, 22 — borders of



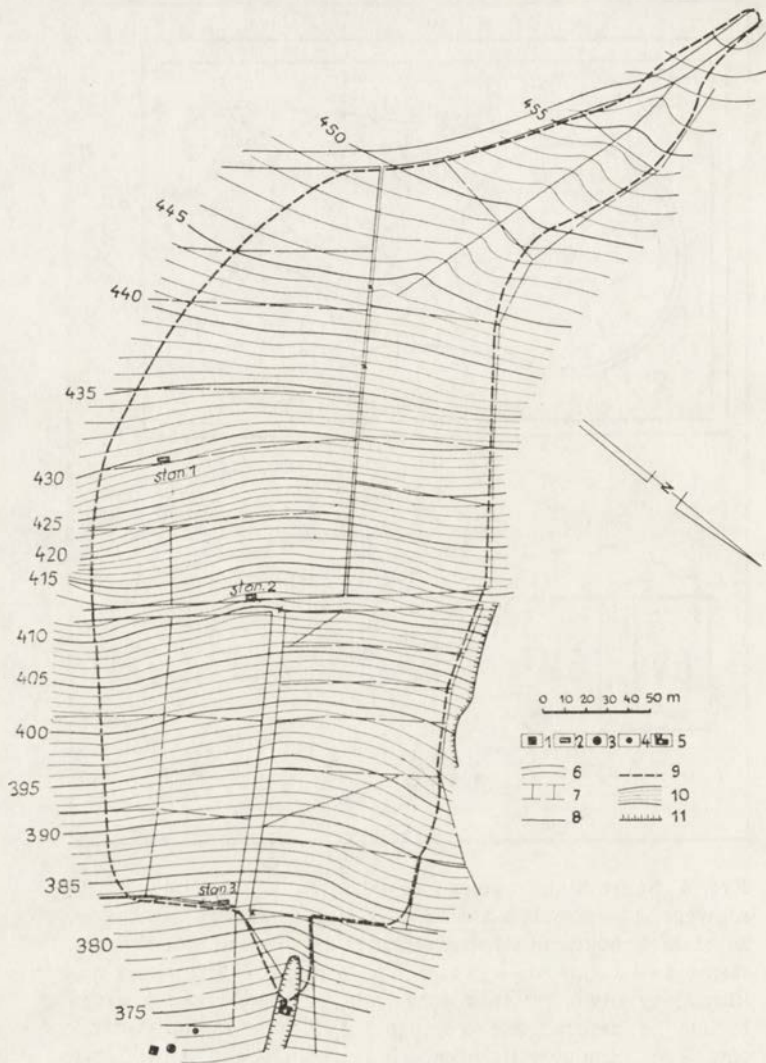
Ryc. 5. Stoki doświadczalne „Technikum” w Szymbarku. 1 — klatka meteorologiczna na poziomie 1,5 m, 2 — deszczomierz, 3 — rynny ograniczające poletka doświadczalne, 4 — korytko wywrotne z rejestratorem taśmowym spływu, 5 — repery geodezyjne, 6 — krawędzie i załomy

Fig. 5. — The „Technikum” experimental slopes at Szymbark. 1 — thermometer screen at the level of 1,5 m, 2 — rain-gauge, 3 — troughs bordering the runoff-plots 4 — tipping bucket with tape recorder of surface runoff, 5 — geodetic marks, 6 — scarps



Ryc. 4. Schemat taśmowego rejestratora spływu powierzchniowego. 1 — szpula z taśmą, 2 — koło przesuwające taśmę ze stałą prędkością 36 cm/godzinę, 3 — rolka dociskająca taśmę, 4 — taśma, 5 — przewodnik taśmy, 6 — dziurkacz nakłuwający otwór w taśmie w momencie wywrotu korytka (działa na zasadzie elektromagnesu), 7 — sumator wywrotów, 8 — obudowa licznika, 9 — źródło prądu, 10 — styk rtęciowy (przelewowy) przymocowany do osi korytka, zamyka obwód elektryczny w momencie wywrotu

Fig. 4. Schematic diagram of surface runoff tape recorder. 1 — roll with type, 2 — wheel shifting the tape at a constant velocity of 36 cm/h, 3 — wheel holdfast of the tape, 4 — recording tape, 5 — guide of tape, 6 — perforator pricking a hole in the tape at the moment when the bucket turns (working on the basis of electromagnet), 7 — adder of turns, 8 — casing of the recorder, 9 — current generator, 10 — mercury overflow contact fixed to the axis of the tipping bucket; it closes the electric circuit at the moment when the bucket turns



Ryc. 6. Stok doświadczalny „Wiatrówki” w Szybarku. 1 — klatka meteorologiczna na poziomie 1,5 m, 2 — rynny ograniczające poletki doświadczalne, 3 — deszczomierz, 4 — stacja wód gruntowych, 5 — korytko wywrotne z taśmowym rejestratorem spływu, 6 — drogi polne, 7 — granice działek pól uprawnych (bruzdy polne), 8 — bruzdy odwadniające, 9 — dział wodny zlewni odwadnianej epizodycznie, 10 — poziomic, 11 — krawędzie i załomy

Fig. 6. The „Wiatrówki” experimental slope at Szybarku. 1 — thermometer screen at the level of 1,5 m, 2 — troughs bordering runoff-plots, 3 — rain-gauge, 4 — ground-water station, 5 — tipping bucket with tape recorder of surface runoff, 6 — cart-roads, 7 — borders of fields (furrows), 8 — draining furrows, 9 — divide of basin with episodic flow, 10 — contour lines, 11 — scarps

gdyż pozwala w sposób prosty i szybki określić rząd wielkości infiltracji, a pomiary wykonane w podobnych warunkach wilgotności gleby są porównywalne.

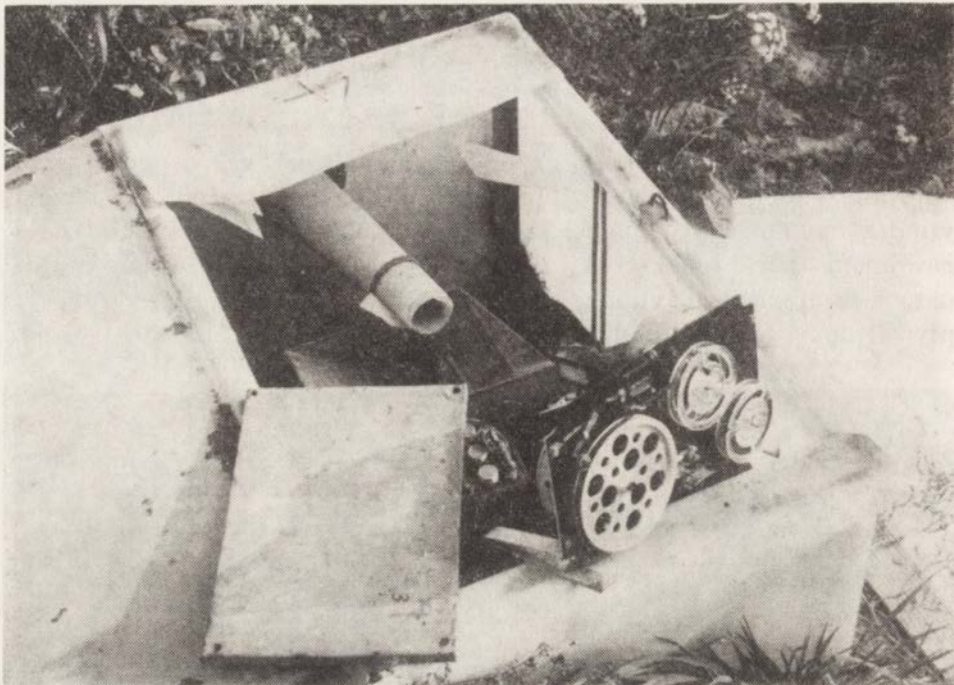
Na stoku „IG PAN” prowadzono również pomiary przesiąkania. Zainstalowano w tym celu 4 pary lizymetrów cylindrycznych o powierzchni 1 m<sup>2</sup>, miąższości 13, 22, 50 i 100 cm. Sposób instalacji polegał na wbiciu cylindra metalowego w glebę, podsunięcia dna i połączeniu obu części spawaniem. Dzięki temu struktura gleby wewnątrz cylindra została nienaruszona. Dno każdego cylindra posiadało spadek około 5° aby woda mogła spływać do najniższego punktu, w którym wykonany został otwór (ryc. 9).



Fot. 1. Pole zaorane z bruzdą na stoku „IG PAN” w Szymbarku

Phot. 1. Ploughed field with furrow on the experimental slope „IG PAN” at Szymbark

Z otworu przesiąkająca woda przedostawała się węzami gumowymi do zbiorników pomiarowych o pojemności 5 lub 10 l. Ścianki cylindra wystawały ponad powierzchnię gruntu w celu odcięcia dopływu lub odpływu wody zgromadzonej na powierzchni. Woda spływająca powierzchniowo w obrębie cylindra znajdowała ujście w otworze umieszczonym w poziomie powierzchni gruntu. Pomiary przesiąkania wykonywano 3 razy dziennie. Wyniki przeliczono na mm warstwy wody (1 litr = 1 mm) i przedsta-



Fot. 2. Korytko wywrotne z taśmowym rejestratorem spływu

Phot. 2. Tipping bucket with tape recorder of surface run-off

wiono w postaci średnich arytmetycznych wartości pary lizymetrów tej samej miąższości. Dzięki różnej miąższości monolitów można prześledzić dynamikę przesiąkania wody w poszczególnych poziomach gleby, do głębokości 1 m włącznie.

W górnej, środkowej i dolnej części stoku „IG PAN” założono po trzy piezometry do głębokości 0,5, 1,0 i 1,5 m. Stany wody obserwowano codziennie. Dzięki temu śledzono wahania występujących okresowo horyzontów wody zawieszanej w glebie na głębokości 0,5 i 1,0 m oraz okresowo zanikającego pierwszego zwierciadła wód gruntowych na głębokości 1,5 m.

Pomiary wilgotności gleby wykonywane były sposobem wagowym na polach doświadczalnych stoku „IG PAN”, w nawiązaniu do przebiegu pogody. Próbkę gleby pobierano do naczyń wagowych w trzech powtórzeniach: w górnej, środkowej i dolnej części poletka, z głębokości 5—10, 15—20 i 40—50 cm. Z 9 pomiarów dla określonej głębokości obliczono średnią arytmetyczną wartość wilgotności gleby w procentach suchej masy, a następnie przeliczono ją na mm warstwy wody, w oparciu o znajomość ciężaru objętościowego gleby.

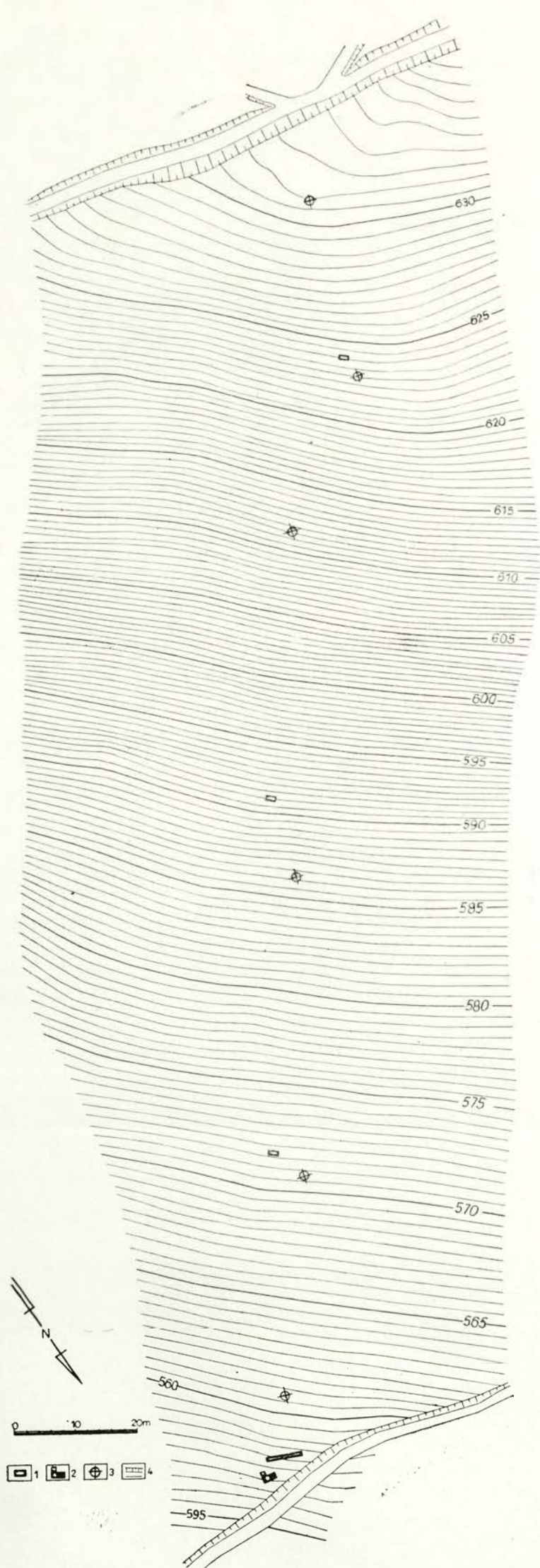




Fot. 3. Rynny do pomiarów spływu powierzchniowego na stoku „Technikum NW”  
Phot. 3. Troughs for surface runoff measurements on „Technikum NW” experimental slope

Obserwacje opadów atmosferycznych wykonywane były codziennie przy pomocy deszczomierzy Hellmana, o powierzchni wlotowej 200 cm<sup>2</sup>. Były one umieszczone na każdym stoku doświadczalnym. Dla stoku „Jelenia” przyjęto wartości opadów ze stacji położonej na polanie, w odległości około 200 m od punktu pomiaru spływu powierzchniowego. Dla stoków „Technikum” posłużono się danymi ze stacji położonej na dnie doliny Bystrzanki, ponieważ deszczomierz umieszczony na stoku notował nieco niższe sumy opadów, prawdopodobnie wskutek silniejszego oddziaływania wiatru (K. Figuła 1966, C. Radomski 1964). Na stoku „IG PAN” w 1969 r. wykonywano pomiary opadów deszczu przy powierzchni gruntu w jednym ombrometrze Hellmana i dwóch deszczomierzach o powierzchni wlotowej 1 m<sup>2</sup>. Różnice wartości opadów zanotowanych przez wszystkie cztery deszczomierze okazały się niewielkie. Dlatego wykorzystano w pracy jedynie wartości opadów notowane na wysokości 1 m oraz dane z pluwiografu odnośnie natężenia i czasu trwania opadu.

Zimą mierzono miąższość i gęstość pokrywy śnieżnej, na stoku „IG PAN” — codziennie, a na pozostałych stokach co 5 dni, co najmniej w 3—5 punktach, w trzech powtórzeniach. Pomiary gęstości śniegu wykonywa-



Ryc. 7. Stok doświadczalny „Jelenia” w Szymbarku. 1 — rynny ograniczające poletka doświadczalne, 2 — korytko wywrotne z taśmowym rejestratorem spływu, 3 — repery geodezyjne, 4 — krawędzie i załomy

Fig. 7. The „Jelenia” experimental slope at Szymbark. 1 — troughs bordering runoff-plots, 2 — tipping bucket with tape recorder of surface runoff, 3 — geodetic marks, 4 — scarps

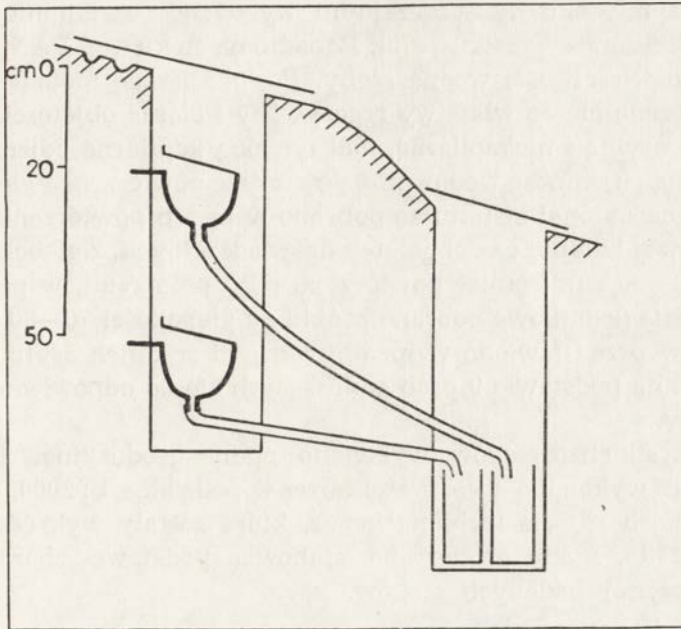


Fot. 4. Pomiar infiltracji wody cylindrem Burgera  
Phot. 4. Measurement of infiltration with Burger's cylinder

ne gęstościomierzem śniegowym WS—43 były podstawą wyliczenia zapasu wody w śniegu. W ten sposób otrzymano aktualny obraz zróżnicowania pokrywy śnieżnej w fazie narastania i zanikania.

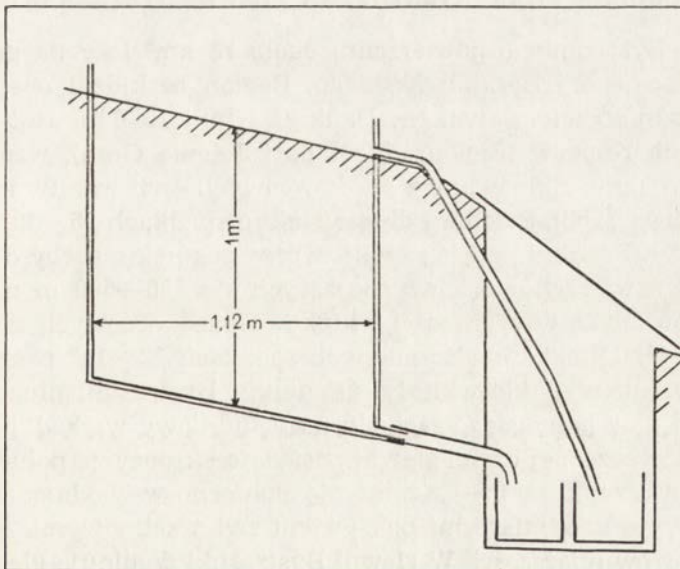
W pracy wykorzystano wyniki obserwacji temperatury powietrza i gruntu oraz innych zjawisk meteorologicznych. Dla stoku „IG PAN” opracowano dane dotyczące przebiegu temperatury powietrza na wysokości 2 m i 5 cm oraz temperatury gruntu na powierzchni i na głębokości 5, 10, 20 i 50 cm, a także dane odnośnie stanu gruntu, zachmurzenia, kierunku i prędkości wiatru. Wykorzystano też obserwacje temperatur ekstremalnych, wykonywane codziennie na każdym stoku doświadczalnym<sup>3</sup>.

<sup>3</sup> Część gotowych obliczeń uzyskano od dr B. Obręskiej-Starkłowej.



Ryc. 8. Przekrój poprzeczny stanowiska pomiaru spływu podpowierzchniowego

Fig. 8. Transversal cross-section of the subsurface runoff measurements station



Ryc. 9. Przekrój poprzeczny lizymetru cylindrycznego

Fig. 9. Transversal cross-section of a cylindric lysimeter

Na każdym stoku doświadczalnym wykonano co najmniej 3 wkopy glebowe (B. Adamczyk i inni 1973). Ponadto na stoku „IG PAN” określono szczegółowo właściwości wodne gleby. Posługując się metodą Kopecky'ego wyznaczono ciężar właściwy rzeczywisty i ciężar objętościowy gleby, porowatość ogólną i niekapilarną, maksymalną kapilarną pojemność wodną, całkowitą pojemność wodną oraz pojemność powierzchniową gleby. Próbkę gleby o nienaruszonej strukturze pobrano w trzech powtórzeniach w górnej, środkowej i dolnej części poletek doświadczalnych, z głębokości 5—10, 15—20 i 40—50 cm. Pomiar powtórzono poza poletkami, w pobliżu lizymetrów, gdzie dodatkowo pobrano próbki na głębokości 70—80 cm. Wyniki pomiarów przedstawiono w formie wartości średnich arytmetycznych, obliczonych na podstawie 9 prób odnoszących się do odpowiedniego horyzontu gleby.

Dla wszystkich 5 stoków wykonano plany geodezyjne. Dla stoku „Wiatrówki” wykonano zdjęcie stolikowe w podziałce 1 : 2000, a na pozostałych stokach zdjęcia tachymetryczne, które zostały wykreślone w podziałce 1 : 250<sup>4</sup>. Plany geodezyjne stanowią podstawę charakterystyki morfometrycznej badanych stoków.

### III. ŚRODOWISKO GEOGRAFICZNE TERENU BADAŃ

#### OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA ZLEWNI BYSTRZANKI

Zlewnia Bystrzanki o powierzchni około 13 km<sup>2</sup> leży na granicy Pogórza Karpackiego i Beskidu Niskiego. Region beskidzki obejmuje północno-zachodnią część zlewni (L. Dauksza i inni 1970 b). Jest to grzbiet górski Trzech Kopców (Zielona, Maślana i Jelenia Góra), wznoszący się 500—750 m n.p.m., zbudowany z piaskowcowych serii warstw magurskich (K. Kozikowski 1956). Strome i długie stoki o spadkach 15—30° posiadają kształt prosty. Pozostałą część zlewni tworzą pogórskie garby o szerokich, spłaszczonych wierzchołkach wznoszących się 350—500 m n.p.m. Garby te zbudowane są w większości z łupkowo-piaskowcowych serii warstw inoceramowych. Stoki o maksymalnych spadkach 12—18° posiadają profil wypukły lub wypukło-wklęsły. Oś doliny Bystrzanki długości ponad 6 km przebiega z północnego zachodu na południowy wschód. Sprawia to, że stoki lewobrzeżnej części zlewni posiadają ekspozycję południowo-zachodnią a prawobrzeżnej — ekspozycję północno-wschodnią.

Stoki okryte są gliniastymi pokrywami zwietrzelinowymi, osiagającymi kilka metrów miąższości. W zlewni Bystrzanki dominują gleby brunat-

<sup>4</sup> Prace geodezyjne w terenie prowadzili mgr L. Dauksza i mgr K. Trafas.

ne, najczęściej o miąższości około 1 m, zaliczane do gatunku glin średnich i ciężkich (B. Adamczyk i inni 1973). W większości są to gleby świeże i umiarkowane wilgotne, o stosunkowo małej zdolności retencji wody.

Użytkowanie ziemi w zlewni Bystrzanki przedstawia się następująco: użytki rolne zajmują 48 0/0, lasy 36 0/0, użytki zielone 7 0/0, a tereny zabudowane, łącznie z sadami 9 0/0 powierzchni zlewni. Największy kompleks leśny zajmuje północno-zachodnią (beskidzką) część zlewni. Jest to typowy dolnoregłowy las karpacki. Pozostała część zlewni jest zagospodarowana rolniczo. W uprawie przeważają zboża (żyto, pszenica, owies) i rośliny okopowe, głównie ziemniaki. Miejsca wilgotniejsze (osuwiska, dno doliny) zajmują łąki i pastwiska. Układ pól nawiązuje do sieci dróg, przypominając mozaikę prostokątów. Działki polne są małe, najczęściej o powierzchni 20—30 a. Drogi biegną dnem doliny i wzdłuż wododziałów. W odstępach kilkusetmetrowych, a czasem mniejszych, oba trakty połączone są drogami polnymi, biegnącymi najczęściej zgodnie z linią spadku. Wraz z bruzdami polnymi stanowią one sztucznie wytworzoną sieć cieków epizodycznych, odwadniających stoki.

Tabela 3

Wartości średnie wieloletnie niektórych elementów i wskaźników klimatu umiarkowanie ciepłego piętra klimatycznego Karpat Zachodnich (wg M. Hessa, 1965)

Mean multiannual values of some elements and indices of climate in the temperate warm climatic vertical zone of the Polish Western Carpathians (after M. Hess 1965)

Wysokość n.p.m. Height above sea level m	Suma opadów Total of precipitation mm	Dni z opadem z opadem ≥ 0,1 mm Days with precipitation ≥ 0,1 mm	% dni z opadem z opadem śniegu % of days with snow-fall	Dni z pokrywą śnieżną Days with snow cover	Średnia temperatura Mean air temperature °C	Dni z przymrozkiem Days with slight frost	Dni z mrozem Days with frost
300	800	165	15	65	8	85	35
750	1000	175	34	105	6	90	50

Zlewnia Bystrzanki reprezentuje stosunki klimatyczne Pogórza oraz niższych partii Beskidów. Położona jest bowiem w zasięgu umiarkowanie ciepłego piętra klimatycznego Karpat Zachodnich (M. Hess 1965). Ujęściowy odcinek dna doliny charakteryzują dane dla dolnej granicy (300 m n.p.m.), natomiast wyższe partie zlewni — dane dla górnej granicy tego piętra klimatycznego (tab. 3).

Długość potoku Bystrzanka wynosi 7,1 km, średni spadek 26‰, przepływ minimalny, występujący w jesieni lub na początku zimy około 30

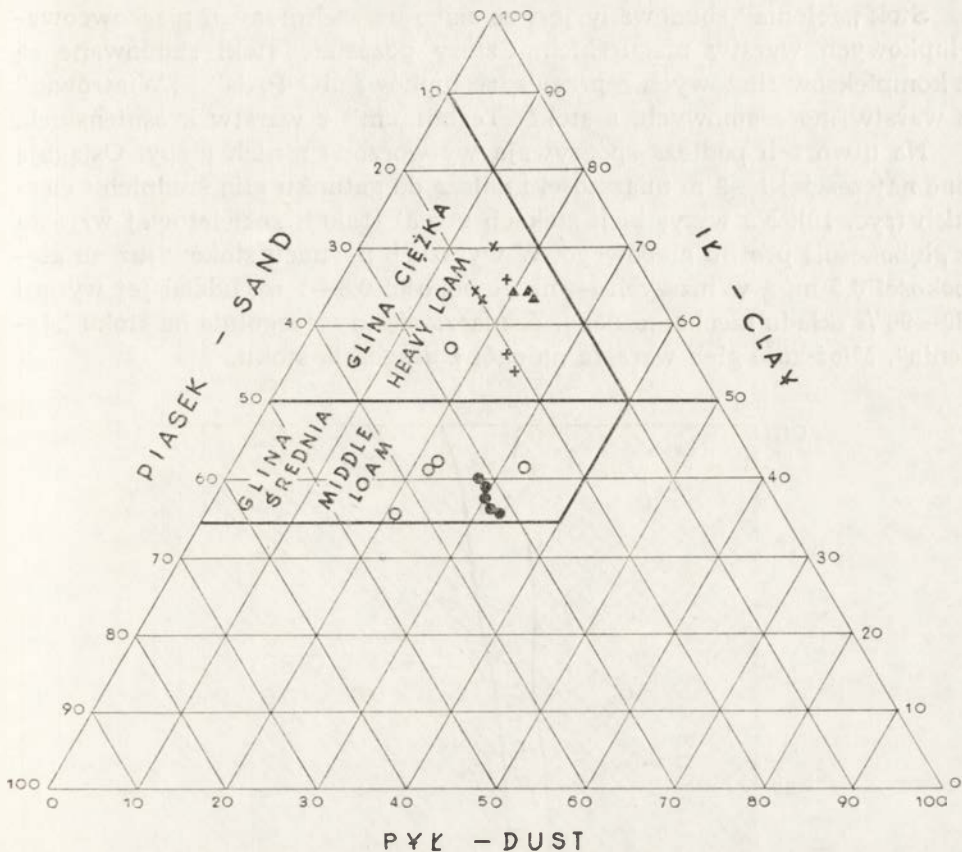
l/sek, natomiast maksymalny, zarejestrowany w czasie letniego wezbrania — około  $20 \text{ m}^3/\text{sek}$ . Zlewnia jest asymetryczna, rozwinięta w kierunku beskidzkiego grzbietu Trzech Kopców (L. Dauksza i inni 1970b). Stanowi on główny obszar źródłiskowy. Pozostała część zlewni w mniejszym stopniu sprzyja gromadzeniu wody w podziemiu tym bardziej, że gliniaste pokrywy stokowe mogą zatrzymać większą część sumy rocznej opadów atmosferycznych. Pokrywy te sprzyjają raczej występowaniu, często okresowo, horyzontów wody na głębokości 1,5 — 3 m. Wezbrania roztopowe mają przebieg łagodny, gdyż zanikanie pokrywy śnieżnej przebiega w różnym czasie, w zależności od ekspozycji stoków (L. Dauksza i inni 1970b). Wezbrania letnie natomiast mają przebieg gwałtowny o znacznie wyższych kulminacjach.

W Szymbarku zostały wykonane szczegółowe i wielokierunkowe badania fizycznogeograficzne (por. L. Starkel i inni 1973). Wykazały one, że zlewnia Bystrzanki reprezentuje cechy środowiska geograficznego charakterystyczne dla dwóch głównych typów rzeźby Karpat Fliszowych: pogórskiego i średniogórskiego. Te dwa typy rzeźby przenikają się wzajemnie, zarówno w Beskidach jak i na Pogórzu. Istnieje zatem możliwość przeniesienia uzyskanych rezultatów badań na inne obszary o podobnych cechach fizycznogeograficznych. Ekstrapolacja wyników badań jest możliwa tym bardziej, że Karpaty Fliszowe, mimo znacznego zróżnicowania lokalnego, przedstawiają w sumie mało kontrastowe warunki fizycznogeograficzne.

#### CHARAKTERYSTYKA STOKÓW DOŚWIADCZALNYCH

Wszystkie stoki doświadczalne zostały wybrane na terenie zlewni Bystrzanki. Reprezentują one wiele typowych i powszechnie spotykanych cech fizycznogeograficznych stoków karpackich.

Spośród pięciu wybranych stoków cztery reprezentują rzeźbę pogórską, a jeden („Jelenia”) rzeźbę beskidzką. Stok „Jelenia” (ryc. 7) wznosi się 550—650 m n.p.m. Reprezentuje on typ stoku prostego, długości kilkuset metrów, o spadkach przekraczających  $20^\circ$  (tab. 1). Pozostałe stoki leżą na wysokości 320—450 m n.p.m. Posiadają one profil wypukło-wklęsły, typowy dla obszarów pogórskich. Grzbiety garbów charakteryzują się małym spadkiem, nie przekraczającym kilku stopni. Przechodzą one łagodnie w stosunkowo krótki, stromszy odcinek, o nachyleniu kilkunastu stopni (ryc. 2). Łagodniej nachylone podnóże stoków przechodzi wyraźnym załomem w zbocze doliny (ryc. 3, 5). Forma poprzeczna stoków jest wyrównana, z tendencją do rozbieżnej linii spadku w partii wierzchwinowej, szczególnie na stokach „Technikum” (ryc. 5). Jedynie stok „Wiatrówki”



● IG PAN, ○ Jelenia Góra, ▲ Wiatrówki, + Technikum Rolnicze SW, × Technikum Rolnicze NW

Ryc. 10. Skład mechaniczny gleb na stokach doświadczalnych w Szymbarku  
 Fig. 10. Mechanical composition of the soil on the experimental slopes at Szymbark

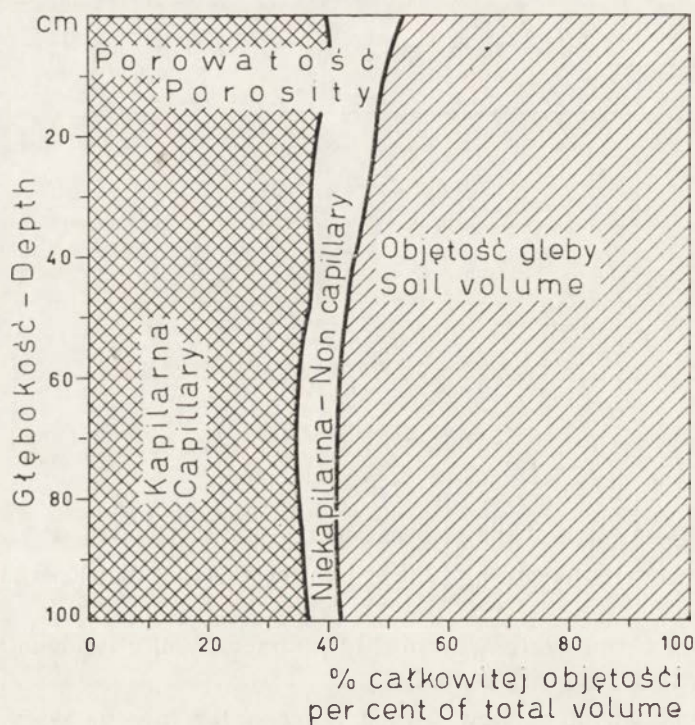
reprezentuje formę wklęsłą w profilu poprzecznym, z tendencją do spływu koncentrycznego (ryc. 6).

Rzeźba badanych stoków uwarunkowana jest przede wszystkim budową geologiczną, od której zależy także budowa pokryw. Na stokach pogórskich są one bardziej gliniaste niż na stoku „Jelenia”, gdzie udział rumoszu jest większy. Przemieszczanie materiału w dół stoku, wywołane siłą grawitacji jest przyczyną zróżnicowania miąższości pokryw, częściowo ich składu mechanicznego i właściwości fizycznych gleb. Ekspozycja podkreśla różnice mikroklimatyczne stoków. Forma stoku zatem kryje w sobie nie tylko element rzeźby, lecz i inne cechy środowiska geograficznego. Znajduje to odzwierciedlenie również w strukturze obiegu wody.



Stok „Jelenia” zbudowany jest ze słabo uszczelinionych piaskowcowo-lupkowych warstw magurskich. Cztery pozostałe stoki zbudowane są z kompleksów fliszowych o przewadze łupków: „IG PAN” i „Wiatrówki” z warstw inoceramowych, a stoki „Technikum” z warstw krośnieńskich.

Na utworach podłoża spoczywają wytworzone z nich gleby. Osiągają one najczęściej 1—2 m miąższości i należą do gatunku glin średnich i ciężkich (ryc. 10). Na wszystkich stokach udział frakcji szkieletowej wzrasta z głębokością profilu glebowego. W wyższych partiach stoków już na głębokości 0,5 m, a w niższych — na głębokości 0,8—1 m, udział jej wynosi 60—90% składu mechanicznego. Zaznacza się to szczególnie na stoku „Jelenia”. Miąższość gleb wzrasta na ogół z długością stoku.



Ryc. 11. Właściwości wodne gleby na stoku „IG PAN”

Fig. 11. Aqueous properties of the soil on the „IG PAN” experimental slope

Właściwości wodne gleb gliniastych średnich pod użytkami rolnymi przeanalizowano szczegółowo na stoku „IG PAN” (ryc. 11). W warstwie gleby o miąższości 1 m, 40—50% objętości gleby, a więc warstwę 400—500 mm może zająć woda. Stanowi to ponad połowę rocznej sumy opadów

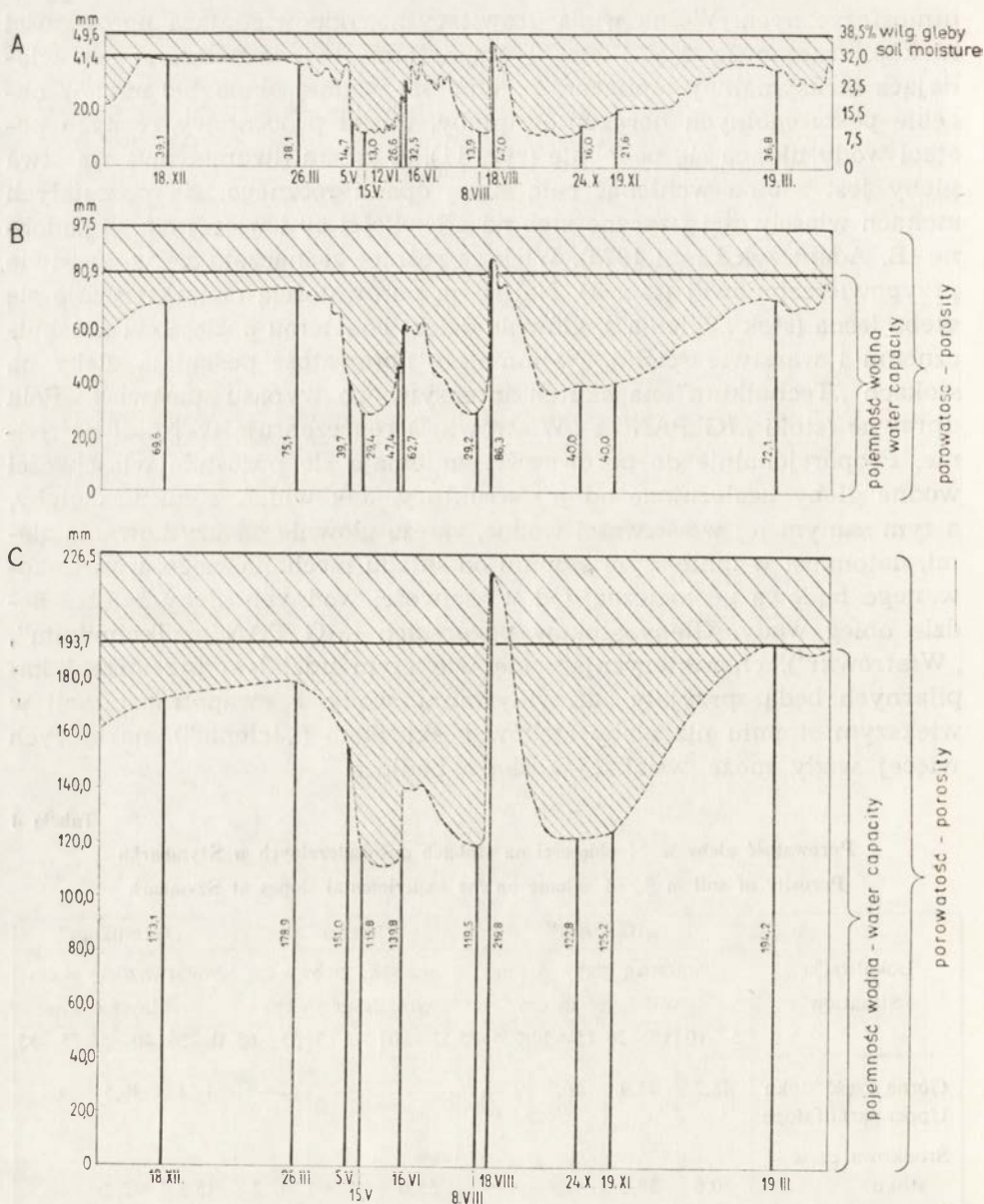
atmosferycznych. Wolna woda grawitacyjna, odpowiadająca porowatości niekapilarnej może zająć około 70 mm, natomiast woda związana, odpowiadająca maksymalnej kapilarnej pojemności wodnej około 400 mm. W obrębie poszczególnych horyzontów gleby, udział procentowy różnych postaci wody układu się podobnie (ryc. 11). A zatem dwumetrowa warstwa gleby jest zdolna wchłonąć całą sumę opadu rocznego. Na pozostałych stokach właściwości fizyczne gleb na głębokości 50 i więcej cm są podobne (B. Adamczyk i inni 1973). Większe różnice zaznaczają się w warstwie przypowierzchniowej (tab. 4). Najlepszą porowatością charakteryzuje się gleba leśna (stok „Jelenia”), głównie dzięki bogatemu poziomowi próchnicznemu i warstwie ściółki. Najmniejszą porowatość posiadają gleby na stokach „Technikum” na skutek intensywnego wypasu pastwisk. Pola uprawne (stoki „IG PAN” i „Wiatrówki”) reprezentują wartości pośrednie. Proporcjonalnie do porowatości zmieniają się pozostałe właściwości wodne gleby uzależnione od jej struktury. Jak widać, struktura gleby, a tym samym jej właściwości wodne, zależą głównie od użytkowania ziemi, natomiast w mniejszym stopniu od składu mechanicznego, uwarunkowanego budową geologiczną. Od właściwości wodnych gleby zależeć będzie obieg wody. Gleby stoków pogórskich („IG PAN”, „Technikum”, „Wiatrówki”), charakteryzujące się większym udziałem przestrzeni kapilarnych będą sprzyjały zatrzymywaniu wody i ewapotranspiracji w większym stopniu niż gleby stoków beskidzkich („Jelenia”), na których więcej wody może wsiąkać w skały podłoża.

Tabela 4

Porowatość gleby w % objętości na stokach doświadczalnych w Szymbarku  
Porosity of soil in % of volume on the experimental slopes at Szymbark

Lokalizacja Situation	„IG PAN”				„Jelenia”			„Technikum”		
	warstwa gleby w cm soil layer in cm				warstwa gleby w cm soil layer in cm			warstwa gleby w cm soil layer in cm		
	5—10	15—20	45—50	75—85	0—10	7—13	55—65	0—20	40—55	75—85
Górna część stoku Upper part of slope	48,2	44,9	46,3	—	—	—	—	40,5	39,5	—
Środkowa część stoku Middle part of slope	50,6	50,6	41,9	—	58,0	50,8	42,7	45,8	42,2	—
Dolna część stoku Lower part of slope	49,0	39,2	40,7	41,3	—	—	—	42,8	—	41,9

Możliwość wchłonięcia wody przez glebę zależy od stopnia wypełnienia wodą wolnych przestrzeni, czyli od wilgotności gleby. Nawet w najsuchszym okresie roku wilgotność gleby wynosi ponad 50% całkowitej pojem-



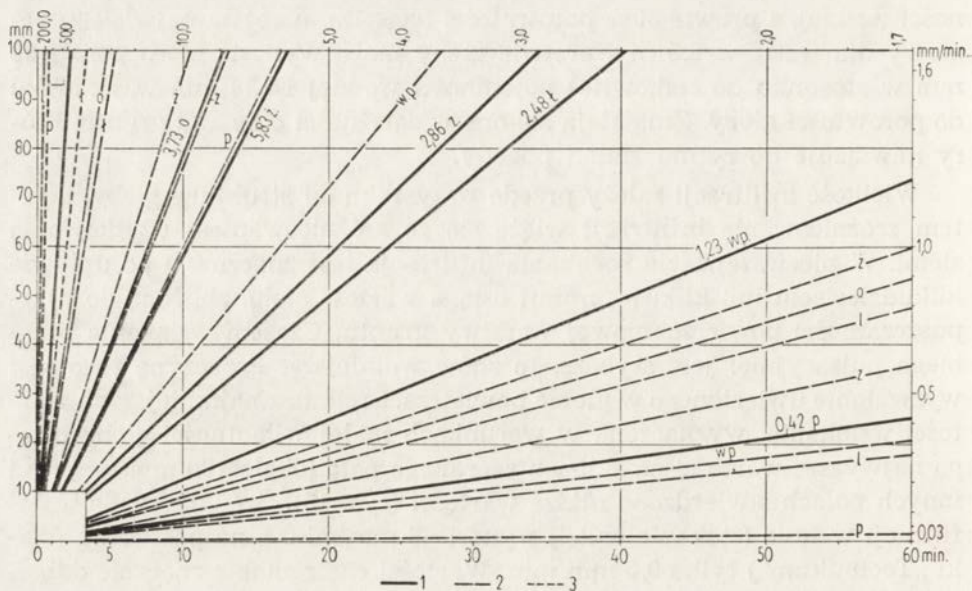
Ryc. 12. Zawartość wody w glebie w stosunku do całkowitej pojemności wodnej i porowatości gleby (stok „IG PAN”, listopad 1968 — kwiecień 1970). A — w warstwie 0—10 cm, B — w warstwie 0—20 cm, C — w warstwie 0—50 cm

Fig. 12. Content of water in the soil in relation to the total water capacity and porosity of soil („IG PAN” slope, from November 1968 to April 1970). A — in a soil layer of 0—10 cm deep, B — in a soil layer 0—20 cm deep, C — in a soil layer 0—50 cm deep

ności wodnej, a prawie 50% porowatości (ryc. 12). A zatem największe rezerwy dla wody w 0,5 m warstwie gleby mogą wynosić nieco ponad 80 mm w stosunku do całkowitej pojemności wodnej i 120 mm w stosunku do porowatości gleby. Zmieniają się one w zależności od stanu gruntu, który nawiązuje do rytmu zmian pogody.

Wielkość infiltracji zależy przede wszystkim od struktury gleby, a zatem zróżnicowanie infiltracji wiąże się ze zróżnicowaniem użytkowania ziemi. W pierwszej fazie wsiąkania infiltracja jest znaczna, a po upływie kilkudziesięciu lub kilkuset minut osiąga wartość stałą, zbliżoną do przepuszczalności powierzchniowej warstwy gruntu. Czasem wsiąkanie przebiega pulsacyjnie: jest szybsze, to znów wolniejsze. Przyczyną tego jest wyzwalanie uwiecznionego w glebie powietrza. Średnia z najmniejszych wartości wsiąkania, wyznaczona w warunkach małej wilgotności gleby osiąga najwyższe wartości na skibach zaoranego pola (około 100 mm/min). Na innych polach stwierdzono niższe wartości (ryc. 13). Średnia wielkość infiltracji w lesie (stok „Jelenia”) wynosi 46 mm/min. a na pastwisku (stoki „Technikum”) tylko 0,5 mm/min. Wartości ekstremalne znacznie odbiegają od średnich, nawet w obrębie jednej uprawy (ryc. 13). Na przykład na stoku „Jelenia” pojemność infiltracyjna wynosi od 0,8—200 mm/min, a na stokach „Technikum” od 0,03—150 mm/min. Przyczyną znacznego zróżnicowania infiltracji na małej przestrzeni jest działalność fauny glebowej. Stwierdzono nawet 30-krotne różnice w wielkości wsiąkania na przestrzeni 1 m<sup>2</sup>. Działalność fauny glebowej wpływa na poprawę struktury gleby (E. Wollny 1890). Dzięki temu, przepuszczalność gleby w warunkach terenowych może być znacznie większa niż wynikałoby to z pomiarów laboratoryjnych, opartych na analizie składu mechanicznego gleby. Podczas wysychania gleby, szczególnie gliny ciężkiej („Technikum”) powstają szczeliny sięgające 20 cm głębokości, często niewidoczne pod gęstą pokrywą traw. Ułatwiają one w dużym stopniu wsiąkanie wody. W warunkach dużej wilgotności wielkość infiltracji zmniejsza się i osiąga wartość zbliżoną do prędkości filtracji najmniej przepuszczalnego horyzontu gleby.

W profilu podłużnym stoku nie stwierdzono różnic w średnich lub ekstremalnych wartościach infiltracji, ponieważ w warstwie przypowierzchniowej skład mechaniczny gleby jest podobny na całej długości stoku (ryc. 10). Większa szkieletowość gleb w górnej partii stoku w stosunku do dolnej zaznacza się dopiero w głębszych poziomach gleby. Wielkość infiltracji warstwy podornej mierzona w bruzdach polnych wynosi 1,23 mm/min (ryc. 13). Jest ona zatem dwukrotnie mniejsza od wartości najniższej stwierdzonej w warstwie ornej gleby. Wskutek tego istnieje możliwość występowania spływu podpowierzchniowego na kontakcie obu horyzontów, a w przypadku gwałtownego opadu niebezpieczeństwo upłyn-



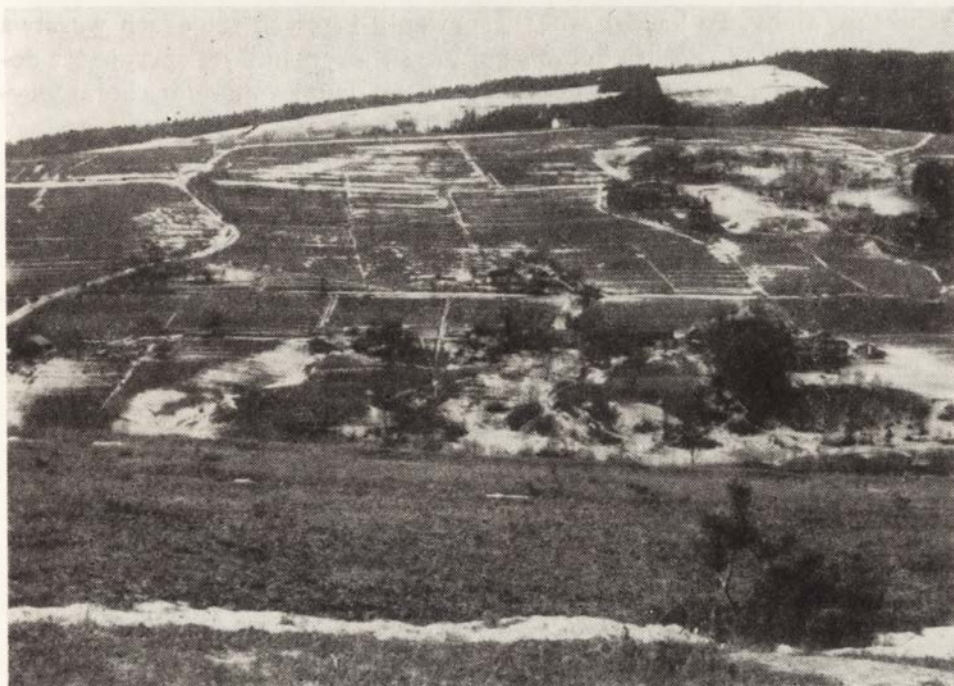
Ryc. 13. Wielkość infiltracji na stokach doświadczalnych w Szymbarku. 1 — wartości średnie z najmniejszych, 2 — wartości ekstremalne, 3 — wartości maksymalne stwierdzone sporadycznie. Oznaczenia linii: 1 — las, p — pastwisko, ł — łąka, o — ozi-  
mina, ż — żyto, z — ziemniaki, wp — warstwa podorna

Fig. 13. — Rate of infiltration of the experimental slopes at Szymbark. 1 — mean of minimum values, 2 — extreme values, 3 — maximum values occurring sporadically. The lines denote: 1 — forest, p — pasture, ł — meadow, o — winter crop, ż — rye, z — potatoes, wp — subsoil horizon

nienia warstwy ornej. Ze wzrostem głębokości profilu glebowego rośnie ilość części szkieletowych oraz części ilastych, a w związku z tym maleje przepuszczalność.

Wsiąkanie jest największe w lesie, mniejsze na polach ornym a najmniejsze na użytkach zielonych. Podobne rezultaty w innych częściach Karpat Fliszowych uzyskali: A. Reniger (1955), K. Figuła (1958), D. Zachar (1960). Na pastwisku pojemność infiltracyjna osiąga zaledwie ułamek mm/min (K. Figuła 1958), na polach uprawnych wynosi średnio 6,7 mm/min (A. Reniger 1955), a w lesie może być 500 razy większa niż na pastwisku (D. Zachar 1960). Stąd wniosek, że warunki infiltracji na stoku leśnym („Jelenia”) należą do najlepszych, a na stokach pastwiskowych („Technikum”) do najgorszych spośród spotykanych na terenie Karpat Fliszowych.

Rozmieszczenie szaty roślinnej nawiązuje do warunków terenowych. Stromy stok beskidzki „Jelenia” o glebach szkieletowych porośnięty jest



Fot. 5. Stok doświadczalny „Wiatrówki” w Szymbarku w czasie roztopów

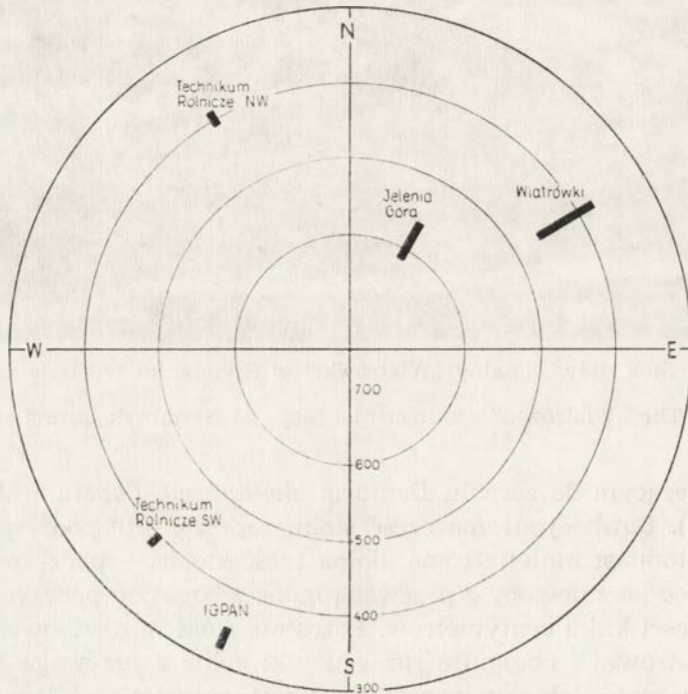
Phot. 5. The „Wiatrówki” experimental slope at Szymbark during snow melt

lasem należącym do zespołu *Dentario glandulosae Fagetum* (J. Staszkie-wicz 1973). Bardziej stroma część stoku reprezentuje podzespół *lunarietotusum*, natomiast mniej stroma, dolna część stoku — podzespół *typicum*. Jest to więc las mieszany z przewagą buka, z bogatym podszyciem i ściółką miąższości kilku centymetrów. Pozostałe stoki są użytkowane rolniczo. Stok „Wiatrówki” obejmuje różne użytki rolne z przewagą pól ornych. Działki są małe, ich powierzchnia wynosi najczęściej kilkanaście arów (ryc. 6). Układ pól nawiązuje do dróg polnych, biegnących zgodnie ze spadkiem (fot. 5). Bruzdy polne łącznie z drogami stanowią gęstą sieć odwadniającą. Stok „IG PAN” reprezentuje dwa pola orne, uprawiane według powszechnie stosowanego płodozmianu oraz łąkę. Obserwacje sływu powierzchniowego rozpoczęto od pierwszego roku wzrostu roślin. Są to głównie rajgras i koniczyna. Stoki „Technikum” zajęte są przez intensywnie wypasane pastwiska.

Na polach uprawnych orka odbywa się za pomocą zaprzęgu konnego, wskutek tego gleba wrzuszana jest zaledwie do głębokości 15, maksymalnie 20 cm. Nie stwarza to korzystnych warunków gromadzenia wody w glebie. Niemniej, zabiegi agrotechniczne wywierają znaczny wpływ na

strukturę gleby. Po każdej orce, bronowaniu i innych zabiegach warstwa orna gleby posiada bardzo dobrą strukturę. Utrzymaniu jej sprzyja też dobrze rozgałęziony system korzeniowy roślin. Tymi walorami charakteryzuje się gleba przeznaczona pod uprawy zbożowe.

Przy wyborze stoków kierowano się cechami powszechnie spotykanymi. Z punktu widzenia użytkowania ziemi cechą powszechną stoków karpackich jest to, że jeden stok obejmuje różne użytki rolne z przewagą pól ornych. Dlatego wybór padł na heterogeniczny stok „Wiatrówki”. W przypadku stoku zalesionego o jego wyborze przesądziły cechy fitosocjologiczne.



Ryc. 14. Ekspozycja i wysokość n.p.m. stoków doświadczalnych w Szymbarku

Fig. 14. Exposure and height above sea level of the experimental slopes at Szymbark

ne. Zespół *Dentario glandulosae Fagetum* reprezentuje bowiem środowisko naturalne w piętrze regla dolnego. Poletka doświadczalne na innych stokach ograniczono do najpowszechniejszych użytków lub kultur rolnych (pastwisko, łąka, żyto, pszenica, ziemniaki, pole zaorane).

Zróznicowanie klimatu badanych stoków wiąże się głównie z ekspozycją (ryc. 14) i zalesieniem. Stok „Jelenia”, położony około 200 m wyżej

od pozostałych, posiada klimat charakterystyczny dla strefy regla dolnego Beskidów. Jego odrębność termiczną, mimo niskiego położenia (550—650 m n.p.m.), podkreśla północno-wschodnia ekspozycja oraz zalesienie. Wpływ lasu przejawia się w zmniejszaniu amplitudy temperatur ekstremalnych, głównie poprzez obniżanie maksymalnych wartości temperatury powietrza (tab. 5). Dzięki temu latem wielkość parowania nieproduktywnego, a tym samym ubytek wilgoci w przypowierzchniowej warstwie gleby jest mniejszy niż na polach. Zimą pokrywa śnieżna raz utworzona nie ulega przewiewaniu i topi się dopiero w okresie roztopów, chroniąc glebę przed zamarzaniem o wiele skuteczniej niż na polach (L. Dauksza i inni 1970b).

Tabela 5

Średnie maksymalne i minimalne temperatury powietrza w 1969 r. na stoku „Jelenia” (wg B. Obrębskiej-Starkłowej)

Mean maximum and minimum air temperatures in 1969 on „Jelenia” slope (after B. Obrębska-Starkłowa)

Pora roku Season	Maximum °C		Minimum °C	
	las forest	polana glade	las forest	polana glade
Zima (styczeń) Winter (January)	—2,2	—1,8	—8,9	—8,7
Lato (lipiec) Summer (July)	19,7	22,2	12,7	12,7
Rok — Year	9,5	10,9	3,1	3,6

Zróżnicowanie mikroklimatyczne stoków pogórskich zależy od ich ekspozycji. Na stokach „IG PAN” i „Technikum SW” wielkość dostarczonej energii promieniowania słonecznego jest większa niż na stokach „Wiatrówki” i „Technikum NW”. Efektem tego jest zróżnicowanie wilgotności gleb, czasu trwania pokrywy śnieżnej, odwilży śródzimowych i tempa rozmarzania gleby (L. Dauksza i inni 1970b). Stoki o ekspozycji południowej („IG PAN”, „Technikum SW”) są suchsze i cieplejsze niż stoki o ekspozycji północnej („Wiatrówki”, „Technikum NW”). Na pierwszych z nich zima trwa krócej (ryc. 15).

Opady atmosferyczne należy uznać za element bardzo podobny na wszystkich badanych stokach (tab. 6). Różnice w sumach miesięcznych zaznaczają się w okresach występowania opadów burzowych, które — jak wiadomo — charakteryzują się dużą zmiennością nawet na małym obszarze. W przypadku stoku „Jelenia” obserwuje się nieznaczny wzrost sumy półrocznej opadów, uwarunkowany różnicą wzniesień, jednak znacznie



mniejszy niż wynikałoby to z gradientu opadowego. Oznacza to, że północny stok „Jelenia” leży w cieniu opadowym Maślanej Góry.<sup>5</sup>

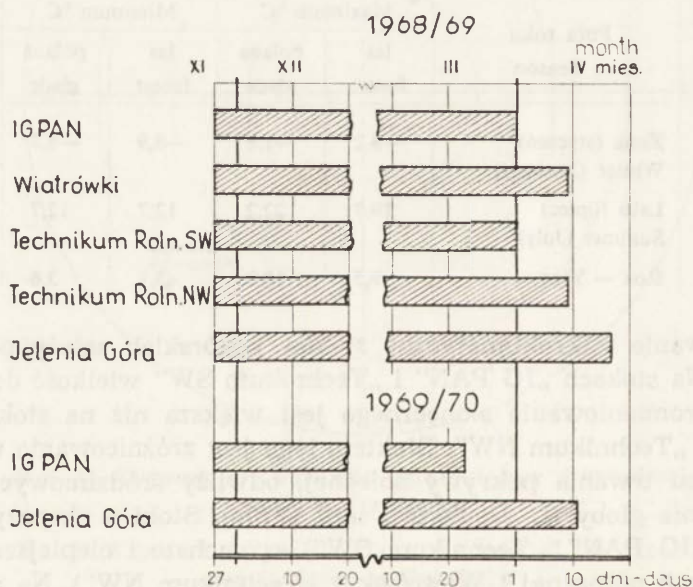
Przegląd warunków geograficznych stoków doświadczalnych nasuwa następujące wnioski. Stoki te pod wieloma względami są podobne, a jednocześnie różnią się między sobą. Są położone blisko siebie, co pozwoliło śledzić przebieg spływu powierzchniowego w podobnych warunkach po-

Tabela 6

Miesięczne sumy opadów na stokach doświadczalnych w Szymbarku w okresie od maja do października 1969 r., w mm

Monthly totals of precipitation on the experimental slopes at Szymbark in the period from May to October 1969, in mm

Stok — Slope	V	VI	VII	VIII	IX	X	Σ
„IG PAN”	16,2	169,1	60,1	191,2	7,9	33,3	477,8
„Wiatrówki”	16,2	149,1	71,1	191,7	9,0	33,6	470,7
„Jelenia”	31,5	140,4	83,1	202,9	7,4	25,4	490,7



Ryc. 15. Czas trwania okresu śnieżnego na stokach doświadczalnych w Szymbarku

Fig. 15. Duration of snow period on the experimental slopes at Szymbark

<sup>5</sup> Według opracowania R. Soji „Charakterystyka opadów atmosferycznych w rejonie Szymbarku”. (rkps.).

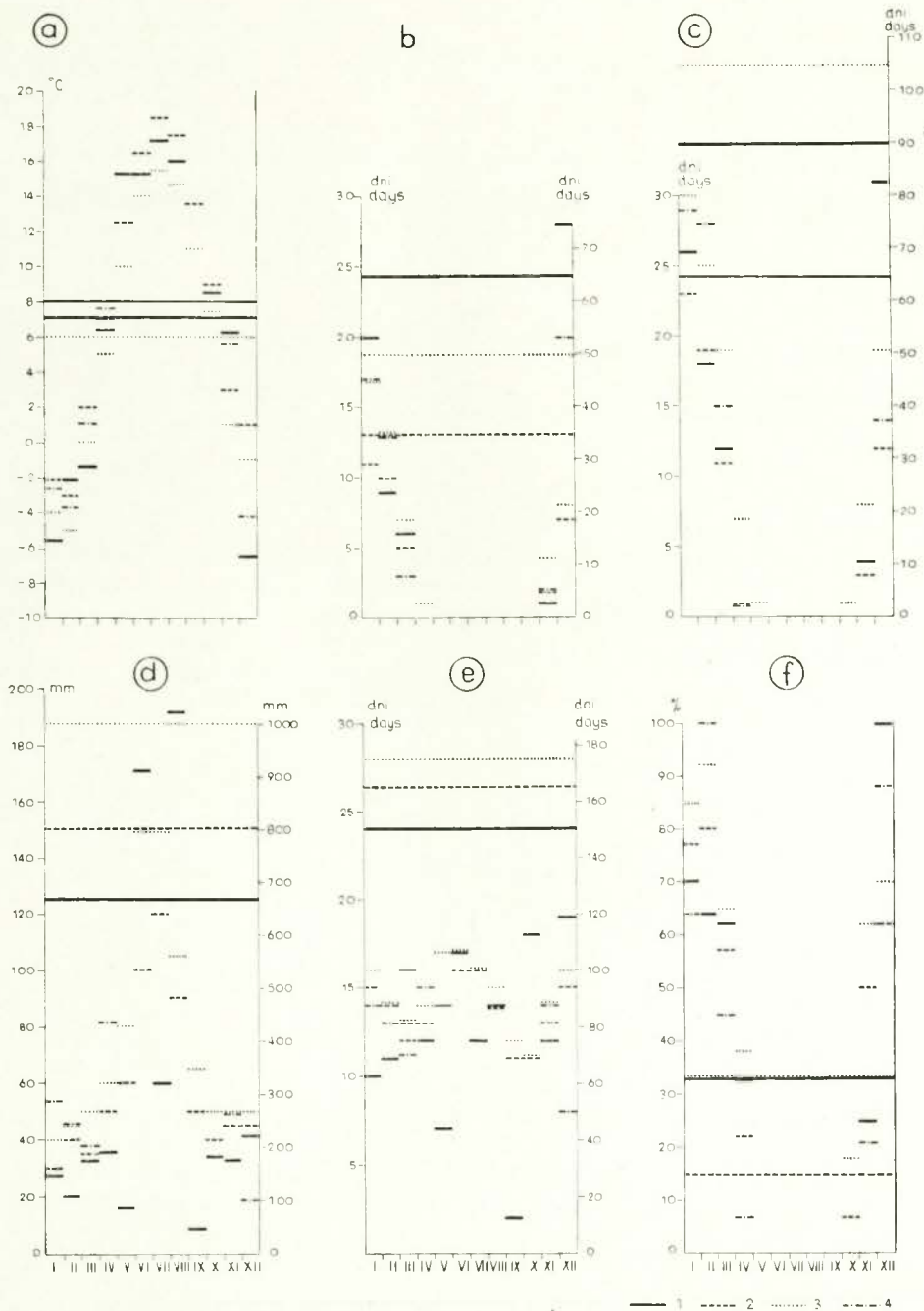
godowych. Cztery stoki podgórskie reprezentują region zagospodarowany rolniczo, a stok „Jelenia” — tereny zalesione piętra Beskidów o warunkach zbliżonych do środowiska naturalnego. Występują tu najbardziej (skrajnie) korzystne warunki infiltracji w Karpatach Fliszowych. Stoki pastwiskowe „Technikum” okryte glebami o złej strukturze reprezentują najmniej korzystne warunki infiltracji w Karpatach Fliszowych. Kontrastowość wybranych stoków wskazuje, że wyniki badań mogą dobrze charakteryzować zróżnicowania spływu powierzchniowego w warunkach Karpat Fliszowych: w obrębie leśnego stoku beskidzkiego o cechach środowiska naturalnego oraz stoków pogórskich, zagospodarowanych rolniczo.

#### IV. HYDROMETEOROLOGICZNA CHARAKTERYSTYKA OKRESU BADAŃ

##### OKRES BADAŃ NA TLE WARTOŚCI WIELOLETNICH

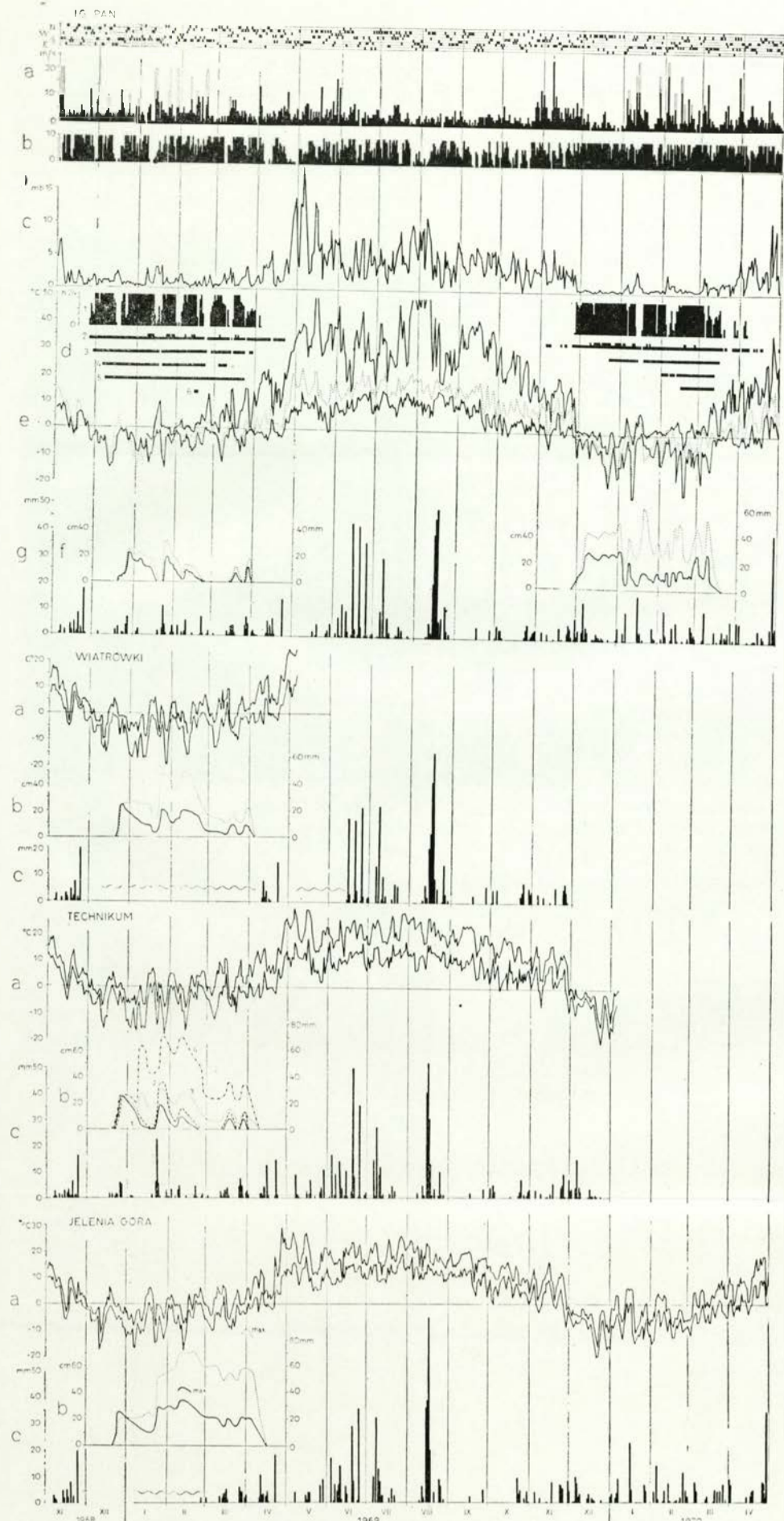
Wartości średnie wieloletnie scharakteryzowano według M. Hessa (1965). Przedstawiono je na ryc. 16. Do najcieplejszych miesięcy należą: czerwiec, lipiec i sierpień, a do najchłodniejszych styczeń i luty. Miesięczne sumy opadów osiągają w lecie 90—150 mm, natomiast w pozostałym okresie roku wynoszą najczęściej 40—60 mm. Opady śniegu występują od stycznia do kwietnia oraz od października do grudnia. Pokrywa śnieżna utrzymuje się dłużej niż 10 dni w miesiącu jedynie w grudniu, styczniu lutym i marcu. W ciągu całej zimy zalega ona trwale tylko na terenach zalesionych i zacienionych. Na pozostałym obszarze zanika kilkakrotnie w sezonie zimowym na skutek odwilży śródziemnych, które są zjawiskiem typowym w Karpatach Fliszowych. W poszczególnych latach wartości elementów klimatu mogą znacznie odbiegać od średnich wieloletnich (ryc. 16). Odchylenia te wskazują na przejściowy charakter klimatu Karpat Fliszowych. Tak lato jak i zima mogą nosić cechy klimatu kontynentalnego albo oceanicznego.

Przebieg pogody w okresie badań (listopad 1968 — kwiecień 1970) był nietypowy (ryc. 16). Średnia roczna temperatura powietrza 1969 r. była niższa prawie o 1°C od temperatury średniej roku przeciętnego. Zadecydowała o tym głównie chłodna i wczesna zima, choć lato było również nieco chłodniejsze. W 1969 r. zanotowano 65 dni z mrozem, tj. o 30 dni więcej niż w roku przeciętnym. Średnie miesięczne temperatury były niższe od średnich wieloletnich tak w zimie 1968/1969 jak i 1969/1970 (ryc. 16). Szczególnie mroźnym miesiącem w obu zimach był grudzień.



Ryc. 16. Wartości roczne i miesięczne niektórych elementów i wskaźników klimatu na terenie badań, a — temperatura powietrza, b — liczba dni z mrozem, c — liczba dni z pokrywą śnieżną, d — sumy opadów, e — liczba dni z opadem, f — dni z opadem śniegu w  $\%$  ogólnej liczby dni z opadem. 1 — wartości 1969 r., 2 — wartości wieloletnie dla wysokości 300 m n.p.m. (według M. Hessa 1965), 3 — wartości wieloletnie dla wysokości 750 m n.p.m. (według M. Hessa 1965), 4 — listopad i grudzień 1968 oraz styczeń, luty, marzec i kwiecień 1970

Fig. 16. Annual and monthly values of some elements and indices of climate in the territory investigated, a — air temperature, b — number of days with frost, c — number of days with snow cover, d — totals of precipitation, e — number of days with precipitation, f — number of days with snow-fall in  $\%$  of total number of days with precipitation. 1 — values for 1969, 2 — mean of multianual values at the height of 300 m above sea level (after M. Hess 1965), 3 — mean of multiannual values at the height of 750 m above sea level (after M. Hess 1965), 4 — values for November and December 1968, and January, February, March and April 1970



Ryc. 17. Warunki pogodowe na stokach doświadczalnych w Szymbarku (listopad 1968 — kwiecień 1970). Stok „IG PAN”: a — kierunki i maksymalne dobowe prędkości wiatru (słupki nie wypełnione oznaczają prędkość w porywach), b — średnie dobowe zachmurzenie w skali od 0 (bezczmurnie) do 10 — (zachmurzenie całkowite), c — średni dobowy niedosyt wilgotności powietrza, d — czas trwania temperatur ujemnych: 1 — na poziomie 5 cm w godzinach/dobę, 2 — na powierzchni gruntu (grubsza linia oznacza ujemną temperaturę maksymalną, a cieńsza — temperaturę minimalną), 3 — dni z ujemną średnią dobową temperaturą gleby na głębokości 5 cm, 4 — na głębokości 10 cm, 5 — na głębokości 20 cm, 6 — na głębokości 50 cm, e — przebieg dobowy temperatury maksymalnej i minimalnej na powierzchni gruntu (linia ciągła) oraz średniej dobowej temperatury na poziomie 2 m (linia kropkowana), f — miąższość śniegu w cm (linia ciągła) i zapas wody w śniegu w mm (linia kropkowana), g — sumy dobowe opadów atmosferycznych. Stok „Wiatrówki”: a — przebieg dobowy temperatury maksymalnej i minimalnej na poziomie 1,5 m, b — miąższość śniegu w cm (linia ciągła) i zapas wody w śniegu w mm (linia kropkowana), c — sumy dobowe opadów atmosferycznych (linia falista oznacza brak danych). Stoki „Technikum”: a — przebieg dobowy temperatury maksymalnej i minimalnej na poziomie 1,5 m, b — miąższość śniegu w cm: 1 — na stoku „Technikum SW”, 2 — na stoku Technikum NW”, zapas wody w śniegu w mm: 3 — na stoku „Technikum SW”, 4 — na stoku „Technikum NW”, c — sumy dobowe opadów atmosferycznych. Stok „Jelenia”: a — przebieg dobowy temperatury maksymalnej i minimalnej na poziomie 1,5 m, b — miąższość śniegu w cm (linia ciągła) i zapas wody w śniegu w mm (linia kropkowana), c — sumy dobowe opadów atmosferycznych (linia falista oznacza brak danych).

Fig. 17. Weather conditions on the experimental slopes at Szymbark (November 1968 through April 1970). „IG PAN” slope: a — diurnal directions and maximum velocities of wind (white columns denote velocities of wind in gusts, b — mean diurnal cloudiness in the scale from 0 (cloudless) to 10 (full cloudiness), c — mean diurnal air humidity deficit, d — duration of negative temperature: — 1 — at the level of 5 cm (in hours per day), 2 — at soil surface (thick line denotes both minimum and maximum temperatures, a thinner line — minimum temperature), 3 — days with mean diurnal negative temperature in the soil at a depth of 5 cm, 4 — at 10 cm, 5 — at 20 cm, 6 — at 50 cm, e — diurnal course of maximum and minimum temperature at soil surface (continuous lines) and course of mean diurnal temperature at a level of 2 m (dotted line), f — depth of snow cover in cm (continuous line) and water equivalent of snow in mm (dotted line), g — diurnal totals of precipitation. The „Wiatrówki” slope: a — diurnal course of maximum and minimum temperatures at the level of 1,5 m, b — depth of snow cover in cm (continuous line) and water equivalent of snow in mm (dotted line), c — diurnal totals of precipitation (sinuous line denotes lack of data). The „Technikum” slopes: a — diurnal course of maximum and minimum temperatures at a level of 1,5 m, b — depth of snow cover in cm: 1 — on the „Technikum SW” slope, 2 — on the „Technikum NW” slope; water equivalent of snow in mm: 3 — on the „Technikum SW” slope, 4 — on the „Technikum NW” slope, c — diurnal totals of precipitation. The „Jelenia” slope: a — diurnal course of maximum and minimum temperatures at the level 1,5 m, b — depth of snow cover in cm (continuous line), and water equivalent of snow in mm (dotted line), c — diurnal totals of precipitation (sinuous line denotes lack of data).

Średnia roczna suma opadów z wielolecia w przypadku niższej części umiarkowanie ciepłego piętra klimatycznego Karpat Zachodnich wynosi 800 mm<sup>6</sup> (M. Hess 1965). W 1969 r. zanotowano 667,4 mm opadów. W grudniu 1968 oraz w lutym, maju, lipcu i wrześniu 1969 r. opady były niższe od normy (ryc. 16). Dlatego rok 1969 określa się jako „suchy”, mimo iż w czerwcu i sierpniu opad był wyższy odpowiednio o 70 mm i ponad 100 mm od wartości średnich wieloletnich. Okres badań charakteryzuje zatem bardzo nierównomierny rozkład opadów w lecie, wyższe od normy opady w zimie 1969/1970 oraz niższe od normy w zimie 1968/1969. Mroźne zimy spowodowały, że procent dni z opadem śnieżnym oraz ilość dni z pokrywą śnieżną znacznie przekraczały wartości średnie wieloletnie (ryc. 16).

Przebieg pogody i stan gruntu w okresie poprzedzającym rozpoczęcie badań był następujący: w lecie i w jesieni 1968 r. opady atmosferyczne były rozłożone równomiernie w czasie; miesięczne sumy opadów przewyższały wartości średnie wieloletnie; temperatury powietrza w sierpniu, we wrześniu i w październiku 1968 r. były nieco niższe od normy. Dzięki temu istniały dogodne warunki gromadzenia wody w glebie. Wilgotność gleby na początku listopada 1968 r. była duża (ryc. 12).

#### PRZEBIEG POGODY

W rocznym cyklu klimatycznym wyróżniono dwa okresy: śnieżny (zimowy) i deszczowy (wiosenno-letnio-jesienny). Podział taki wynika ze zróżnicowania warunków spływu powierzchniowego uzależnionych od przebiegu pogody. W okresie śnieżnym warunkiem występowania spływu powierzchniowego jest termika, a w okresie deszczowym — natężenie i czas trwania opadów deszczu. Okres śnieżny rozpoczyna się z chwilą utworzenia się trwałej pokrywy śnieżnej, lub z rozpoczęciem zamarzania gruntu. Okres deszczowy zaczyna się od momentu stopienia się śniegu i zupełnego rozmarznięcia gruntu. Długość trwania okresu śnieżnego zależy w znacznym stopniu od warunków terenowych stoku, a przede wszystkim od ekspozycji. Dlatego dokonano podziału na okres śnieżny i deszczowy oddzielnie dla każdego stoku.

Okres zimowy (śnieżny) zarówno w roku 1968 jak i w 1969 rozpoczął się na wszystkich badanych stokach w końcu listopada, bowiem w tych dniach średnia temperatura dobową spadła poniżej 0°C (ryc. 17). Długość trwania okresu zimowego była zróżnicowana w zależności od ekspozycji stoku (ryc. 15). Koniec zimy przypadł wcześniej w roku 1970, a póź-

---

<sup>6</sup> R. Soja w opracowaniu pt. „Charakterystyka opadów atmosferycznych w rejonie Szymbarku” podaje, że średni roczny opad dla zlewni Bystrzanki za okres 1954—1970 wynosi 787 mm.

niej w 1969. Przebieg temperatury powietrza był podobny na wszystkich stokach. Temperatury minimalne osiągały  $-20^{\circ}\text{C}$  i niżej (ryc. 17). W obu zimach zanotowano po 6 odwilży, które miały miejsce w każdym miesiącu okresu zimowego. Posiadały one charakter ocieplenia adwekcyjnego, z wpływami insolacji lub wiatru o charakterze foehnowym. W styczniu w obu zimach występowały silne i suche wiatry z kierunków południowych (ryc. 17). Były one przyczyną przewiewania śniegu na stoki o ekspozycji północnej (fot. 6). Odwilżom towarzyszyło wzmożenie aktyw-



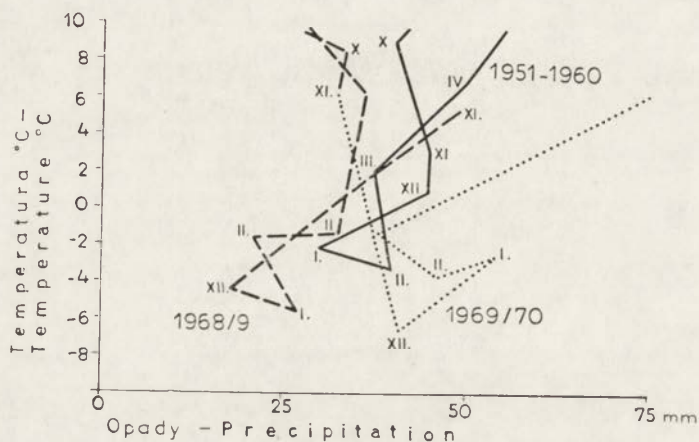
Fot. 6. Zróżnicowanie miąższości śniegu w wyniku przewiania ze stoków południowych na północne. Na dalszym planie, w otoczeniu drzew widoczne są stoki „Technikum”

Phot. 6. Differentiation of snow cover depth due to wind action. South-facing slopes are devoid of snow. In the back-ground the „Technikum” experimental slopes are visible among trees

ności procesów hydrologicznych, przede wszystkim spływu powierzchniowego. Zamarcie wegetacji roślin w okresie zimowym powodowało zmniejszenie intercepcji lasu, zwiększenie areału pól zaoranych, a tym samym ilości bruzd polnych.

Obie zimy były podobne pod względem termicznym, natomiast różniły się sumą i rozkładem w czasie opadów atmosferycznych (ryc. 18).

W zimie 1968/1969 dopiero w ostatnich dniach grudnia utworzyła się 20-centymetrowa pokrywa śnieżna. W wyniku przewiewania w dniach 8—10 stycznia stoki o ekspozycji południowej, z wyjątkiem miejsc zacienionych, zostały prawie zupełnie pozbawione śniegu (fot. 6). Odwilże, które wystąpiły od 15 do 19 stycznia, od 31 stycznia do 4 lutego, od 14 do 28 lutego i w pierwszej połowie marca, pogłębiły nierównomierny rozkład pokrywy śnieżnej na stokach. Po każdej odwilży śnieg zanikał prawie zupełnie na stokach „IG PAN” i „Technikum SW”, podobnie jak na innych stokach o ekspozycji południowej, natomiast na stokach o przeciwnej ekspozycji („Wiatrówki” i „Technikum NW”) stopił się tylko częściowo (por. fot. 1 i 7). A zatem pokrywa śnieżna na stokach pogórskich nie miała trwałego charakteru. Na stoku zalesionym („Jelenia”) akumulacja śniegu nie została zaburzona działalnością wiatru i ciepłym wpływem odwilży,



Ryc. 18. Sumy opadów i średnie temperatury powietrza w miesiącach zimowych (stok „IG PAN”)

Fig. 18. Totals of precipitation and mean air temperatures in winter months („IG PAN” slope)

które powodowały jedynie zmniejszenie miąższości śniegu wskutek wzrostu jego gęstości (ryc. 17). Miąższość śniegu na stoku „Jelenia” osiągnęła maksimum 20 lutego, a zapas wody w śniegu na początku kwietnia (ryc. 17). Roztopy na stokach „IG PAN” i „Technikum SW” miały miejsce w drugiej połowie lutego. W marcu pokrywa śnieżna utrzymywała się tu tylko okresowo. Na stokach „Wiatrówki” i „Technikum NW” roztopy wystąpiły w drugiej połowie marca i w pierwszej dekadzie kwietnia. Na stoku „Jelenia” koniec zimy nastąpił w połowie kwietnia (ryc. 15).

Już w pierwszych dniach zimy 1969/1970 miąższość śniegu osiągnęła 30 cm. Śnieg był rozłożony równomiernie na wszystkich stokach w ciągu

całego okresu śnieżnego, tworząc w sumie warstwę mniejszej miąższości na stokach o ekspozycji południowej (stok „IG PAN”). Odwilże wystąpiły w pierwszej, drugiej i trzeciej dekadzie stycznia, w pierwszej połowie lutego oraz w pierwszych dniach marca (ryc. 17). W drugiej dekadzie marca na stokach południowych miały miejsce roztopy. 30-centymetrowa warstwa śniegu stopiła się zupełnie w ciągu 10 dni. Na stokach północnych okres zimy ustąpił w ostatnich dniach marca („Wiatrówki”) lub w połowie kwietnia („Jelenia”).



Fot. 7. Fragment stoku „Wiatrówki” w okresie odwilży, w lutym 1969 r.

Phot. 7. Part of the „Wiatrówki” experimental slope during snow melt in February 1969

W obu zimach okresom odwilży towarzyszyły niekiedy opady deszczu (ryc. 17), przyspieszając proces topnienia śniegu. Rozmieszczenie pokrywy śnieżnej na badanym obszarze nawiązuje do ekspozycji stoków, a w obrębie podobnej ekspozycji uzależnione jest od mikrorzeźby (L. Dauksza i inni 1970b). Oznacza to, że nierównomierna akumulacja śniegu jest wynikiem działalności wiatru. Proces zanikania pokrywy śnieżnej nawiązuje ściśle do form terenowych i zalesienia. Obserwacje przeprowadzone w ciągu trzech kolejnych zim (1968, 1969, 1970) wskazują, że jest to prawidłowość (fot. 8, 9).





Fot. 8. Zanikanie pokrywy śnieżnej na stokach w Szymbarku w okresie śnieżnym 1967/1968

Phot. 8. Thawing of snow cover on the slopes at Szymbark during the snow period 1967/1968

Okres wiosny, lata i jesieni pokrywa się z okresem wegetacji roślin. W miarę ocieplania się i wzrostu roślin zwiększa się gęstość szaty roślinnej, a tym samym intercepcja i szorstkość powierzchni gruntu. Wzrasta również transpiracja i w związku z tym maleją zapasy wody w glebie. Wiosna w 1969 r. była ciepła, lato nieco chłodniejsze od normy, a jesień dość ciepła, podobnie jak w 1968 r. (ryc. 17).

Suma opadów w miesiącach od kwietnia do października 1969 r. wyniosła 513,7 mm, a zatem była prawie równa wartości średniej wieloletniej (510 mm). Rozkład opadów w czasie był bardzo nierównomierny. Trzy ulewy w czerwcu, które trwały łącznie 9 godzin dały 121 mm opadu, co stanowi 18% sumy opadu w roku hydrologicznym 1969. Trwający kilka godzin opad w lipcu, dał 30 mm (4,5%), a 4-dniowy w sierpniu 152,9 mm (23%). A zatem w czasie odpowiadającym pięciu dniom spadło 303,7 mm deszczu, co stanowi 46% sumy rocznych opadów, a 59% sumy opadów w miesiącach od kwietnia do października 1969 r. Był to rok długotrwałych susz, przeplatanych krótkimi okresami pogody dżdżystej, o dużej intensywności opadów. Mimo przeciętnej sumy opadów w okresie wiosny—lata—jesieni, charakter deszczów sprzyjał występowaniu spły-



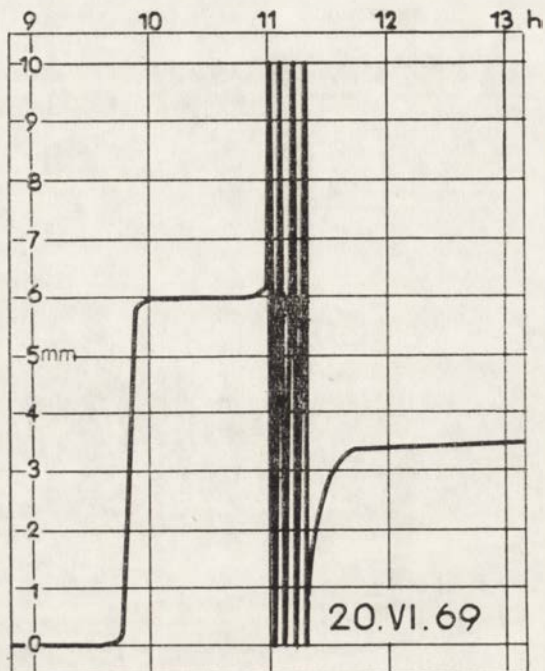
Fot. 9. Znikanie pokrywy śnieżnej na stokach w Szymbarku w okresie śnieżnym 1968/1969

Phot. 9. Thawing of snow cover on the slopes at Szymbark during the snow period 1968/1969

wu powierzchniowego. Opady o największym natężeniu wystąpiły w czerwcu, w lipcu i w sierpniu. Na przykład 20 czerwca prawie 40 mm deszczu spadło w czasie 20 minut (ryc. 19), przy czym maksymalne jego natężenie wynosiło 2,28 mm/min. W drugiej dekadzie sierpnia wystąpił deszcz rozlewny (ponad 150 mm w ciągu czterech dni). Najsuchszymi miesiącami były wrzesień (7,9 mm) i maj (16,2 mm). Na stokach doświadczalnych suma opadów w okresie wiosny—lata—jesieni była bardzo podobna (tab. 6). Charakter opadów nie sprzyjał zatem równomiernemu rozkładowi wilgoci w czasie, głównie z punktu widzenia potrzeb wodnych roślin.

#### STOSUNKI WODNE I TERMICZNE GLEBY

Temperatura gleby w czasie obu zim była różna (ryc. 17). W zimie 1968/1969 gleba zamarzła do 50 cm i głębiej, a w zimie 1969/1970 tylko do 20 cm. Przyczyną tych różnic był stan pokrywy śnieżnej. Brak jej w okresie mrozów do 20 grudnia 1968 r. spowodował przemarznięcie



Ryc. 19. Pluviogram ulewy (stok „IG PAN”)

Fig. 19. Pluviograph of a heavy rain („IG PAN” slope)

gruntu do głębokości 32 cm. Okresy mroźne następujące po kolejnych odwilżach doprowadziły do jeszcze głębszego przemarznięcia gruntu, z maksimum na początku drugiej połowy lutego (ryc. 17). Gleba odmarzła całkowicie dopiero po pełnym stopieniu śniegu: na stokach „IG PAN” i „Technikum SW” — w ostatnich dniach marca, a około 10 kwietnia — na stokach „Wiatrówki” i „Technikum NW”. Daty te przyjęto za granicę rozdzielającą okres zimy od okresu wiosny—lata—jesieni (okres śnieżny od okresu deszczowego). W lesie (stok „Jelenia”) gleba nie była przemarznięta. Las mieszany, oprócz pokrywy śnieżnej, posiada ciepłą warstwę izolacyjną w postaci ściółki, wzbogaconej w jesieni świeżą warstwą liści. Na wiosnę gleba rozmarzła wcześniej w miejscach narażonych na wywiewanie śniegu (stoki dowietrzne — południowe), a najpóźniej w miejscach zalegania zasp. W czasie odwilży przemarznięty grunt sprzyjał tworzeniu się na powierzchni gleby płatów lodu, miąższości kilku centymetrów (fot. 10). Częściej zalegały one w niższych partiach stoku, utrudniając odmarzanie gleby i wsiąkanie wody.



Fot. 10. Płaty lodu na powierzchni gruntu — pozostałość po odwilży (stok „IG PAN”)

Phot. 10. Patches of ice on soil surface, a remainder of the snow melt period (the „IG PAN” experimental slope)

W zimie 1969/1970 płyty lodu nie tworzyły się, gdyż gleba zamarzła płytko do głębokości 20 cm i to dopiero w ostatniej fazie zimy. Z nastaniem mrozów wystąpiły obfite opady śniegu (ryc. 17), które stanowiły dobrą warstwę izolacyjną, chroniącą glebę przed penetracją fali zimna. Dopiero po miesięcznym okresie mrozów, temperatury ujemne zanotowano na głębokości 5 cm, po dwóch miesiącach — 10 cm, a w drugiej połowie lutego — 20 cm pod powierzchnią gruntu. Tak podczas roztopów jak i odwilży gleba rozmarzała zupełnie, zanim stopił się śnieg.

Przebieg temperatury gruntu w okresie obu zim stworzył zupełnie odmienne warunki infiltracji wody. Znalazło to odzwierciedlenie w roz-

miarach spływu powierzchniowego. W okresie deszczowym temperatura gruntu nie gra większej roli w zróżnicowaniu rozmiarów spływu powierzchniowego, choć temperatury dodatnie osiągają w miesiącach letnich ponad 50°C na powierzchni gleby, a ponad 16°C na głębokości 0,5 m. Temperatura gruntu w okresie deszczowym wpływa natomiast w znacznym stopniu na wielkość i przebieg parowania, a tym samym na wilgotność gleby.

Wilgotność gleby w obu zimach znacznie się różniła (ryc. 12). Z początkiem zimy 1968/1969 w 0,5 m warstwie gleby znajdowała się 170 mm warstwa wody, co odpowiada całkowitej pojemności połowej. Stan ten utrzymywał się aż do wiosny. Woda z topniejącego śniegu mogła wypełniać tylko przestwory większe od kapilarnych, w miarę jak następowało ich opróżnienie wskutek odprowadzania wody w głąb profilu glebowego, lub horyzontalnie w kierunku dna doliny, w postaci spływu śródglebowego. Przyrost wilgotności gleby od jesieni do wiosny wyniósł tylko 6—16 mm, w zależności od użytkowania ziemi.

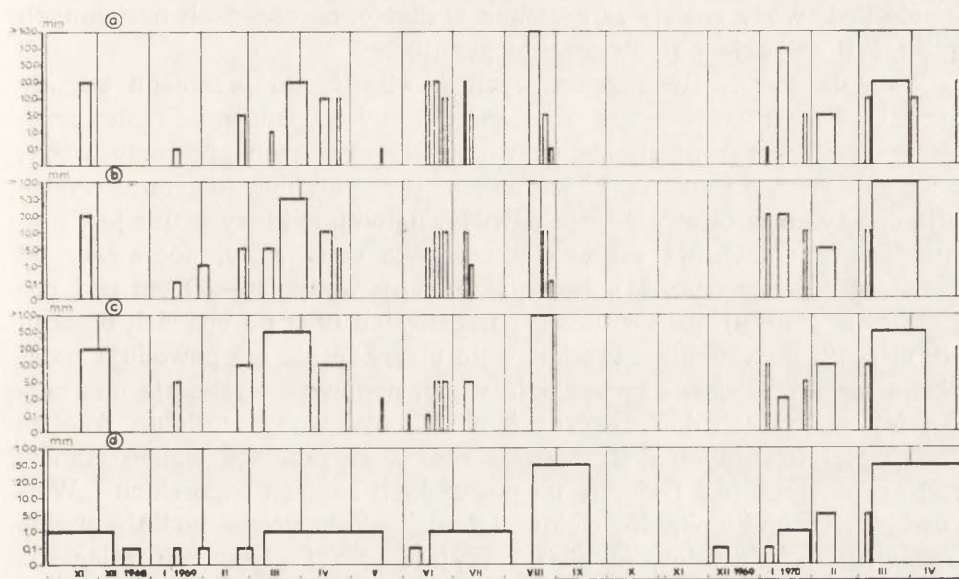
Na początku zimy 1969/1970 wilgotność gleby była mała. W 0,5 m warstwie gleby znajdowała się 125 mm warstwa wody, tj. niecałe 70% całkowitej pojemności wodnej (ryc. 12). Dzięki temu, nie zamarznięta gleba mogła łatwo uzupełniać zapas wody, a część jej przewodzić w głąb. Od jesieni 1969 r. do wiosny 1970 r. zapas wody wzrósł o około 70 mm, do wartości przewyższającej pojemność połową.

W profilu podłużnym stoku wilgotność gleby była podobna. Różnice zarysowały się jedynie po roztopach, bowiem śnieg zanikał nieco wcześniej w górnej części stoku. W tym czasie, gdy gleba w górnej partii stoku już obsychała, partię dolną pokrywały jeszcze resztki śniegu. Obraz taki jest często zaburzony wskutek przewiewania śniegu. Wilgotność w profilu pionowym gleby jest prawie jednakowa w okresach mokrych, natomiast przy niezpełnym nasyceniu gleby wodą wzrasta z głębokością.

Mniejsza wilgotność i łagodne temperatury gleby w zimie 1969/1970 sprzyjały wzmożonej aktywności fauny glebowej, szczególnie w niższych częściach stoku. Stwarzało to dogodne warunki dla występowania spływu śródglebowego.

Stan pełnego nasycenia gleby wodą trwa stosunkowo krótko. Po roztopach następuje proces jej osuszania, szczególnie w warstwie przypowierzchniowej. Trwa on do późnego lata (1968 r.) lub późnej jesieni (1969 r.) i jest przerywany opadami deszczu, które uzupełniają na pewien czas zapasy wilgoci w glebie (ryc. 12). Największe niedobory wody w glebie wystąpiły w pełni okresu wegetacyjnego, po dłuższym okresie bezopadowym, we wrześniu w warstwie 0—10 cm, a w maju w warstwie 0—20 cm i 0—50 cm. Stanowiły one odpowiednio 75%, 60% i 40% całkowitej pojemności wodnej (ryc. 12).

Dynamika wilgotności gleby uzależniona jest również od gatunku gleby, rodzaju szaty roślinnej i ekspozycji stoku. Wilgotność gleby jest większa w glebach gliniastych ciężkich niż w gliniastych średnich (A. Musierowicz, H. Król 1962, C. Radomski 1962, K. Figuła 1958), w lesie niż w polu (K. Kuźniar 1954, A. A. Mołczanow 1960), na stokach o ekspozycji północnej, niż na stokach o ekspozycji południowej (L. D. Baver 1956, D. Zachar 1960). W czasie wysychania wilgotność gleby była większa na stoku „Technikum NW” niż na stoku „Technikum SW”, na stoku „Jeleń” (szczególnie w warstwie przypowierzchniowej) niż na pozostałych stokach, a także większa na stokach „Technikum” niż na stoku „IG PAN”. W okresie zimy wilgotność gleby wzrastała osiągając największe wartości po roztopach, natomiast od wiosny do jesieni wykazywała tendencję malejącą z dużymi wahaniami związanymi z opadami deszczu.



Ryc. 20. Czas trwania i wielkość przesiąkania wody na stoku „IG PAN”, w klasach od 0,1 mm do ponad 100 mm. a — przesiąkanie w warstwie gleby 0—13 cm, b — w warstwie 0—22 cm, c — w warstwie 0—50 cm, d — w warstwie 0—100 cm

Fig. 20. Duration and amount of water percolation on the „IG PAN” experimental slope in 7 intervals from 0,1 mm to 100 mm and above; a — percolation in a soil layer 0—13 cm thick, b — 0—22 cm, c — 0—50 cm, d — 0—100 cm

Przesiákanie zachodzi w okresach wzmożonej aktywności procesów hydrologicznych. Przypadają one w czasie odwilży śródziemnych i roztopów oraz letnich ulew. Kilkumilimetrowe opady nie wywołują przesiákania. W okresie śnieżnym rozpoczyna się ono w ostatniej fazie odwilży

i przebiega w różnym czasie i z różną intensywnością na poszczególnych głębokościach, w nawiązaniu do rozmarzania gleby (ryc. 20). W okresie deszczowym, początek procesu przesiąkania jest opóźniony w stosunku do początku opadu, przeciętnie od kilku godzin na głębokości 20 cm, do kilku dni na głębokości 1 m. Największe rozmiary przesiąkania towarzyszą deszczom rozlewnym (sierpień 1969). W okresie wiosny—lata—jesieni rozmiary przesiąkania są większe niż w zimie (tab. 7), a w warunkach przemarzniętego gruntu — bardzo małe. Na przykład w zimie 1968/1969 wielkość przesiąkania w warstwie 1 m wyniosła zaledwie 0,9 mm (tab. 7). Przesiákanie w okresie zimowym zachodzi najintensywniej podczas roztopów wiosennych (marzec, kwiecień). Zaznacza się zmniejszenie wielkości przesiákania wraz ze wzrostem miáższości gleby. Roczna suma przesiákania w roku hydrologicznym 1969 wynosiła około 20% rocznej sumy opadów w warstwie 20 cm i około 5% w warstwie 100 cm miáższości. Pozostała ilość wody została zatrzymana w glebie, na częściach naziemnych roślin, lub spłynęła po powierzchni gruntu.

Wahania stanów wód gruntowych nawiázują do przebiegu pogody (ryc. 21). Wczesną wiosną i w okresie wzmożonych opadów, na mniej przepuszczalnych horyzontach gleby tworzą się zawieszony poziomy wody, które dość szybko zanikają. W warunkach przemarzniętego gruntu występują one tylko w ostatniej fazie odwilży, natomiast kiedy grunt jest niezamarznięty utrzymują się w ciągu prawie całej zimy, począwszy od pierwszej odwilży (ryc. 21). Najwyższe stany wody (20—30 cm pod powierzchnią gruntu) obserwuje się po roztopach oraz po opadach deszczu (sierpień 1969). Natomiast krótkotrwałe ulewy letnie nie powodują pojawiania się zawieszonych zwierciadła wody, ponieważ występują one najczęściej w okresach dość znacznych niedoborów wody w glebie. Analiza właściwości fizycznych gleb pozwala sądzić, że przebieg wahań stanów wód gruntowych jest podobny na pozostałych stokach pogórskich („Wiatrówki”, „Technikum”). Na stoku „Jelenia” piaskowcowe podłoże skalne oraz większa szkieletowość gleb sprzyjają raczej głębszemu zaleganiu zwierciadła wód gruntowych. Dobra struktura gleb leśnych sprawia, że również wielkość przesiákania wody jest większa na stoku „Jelenia” niż na stoku „IG PAN”. Natomiast w glinach ciężkich na stokach „Technikum” przesiákanie jest najmniejsze.

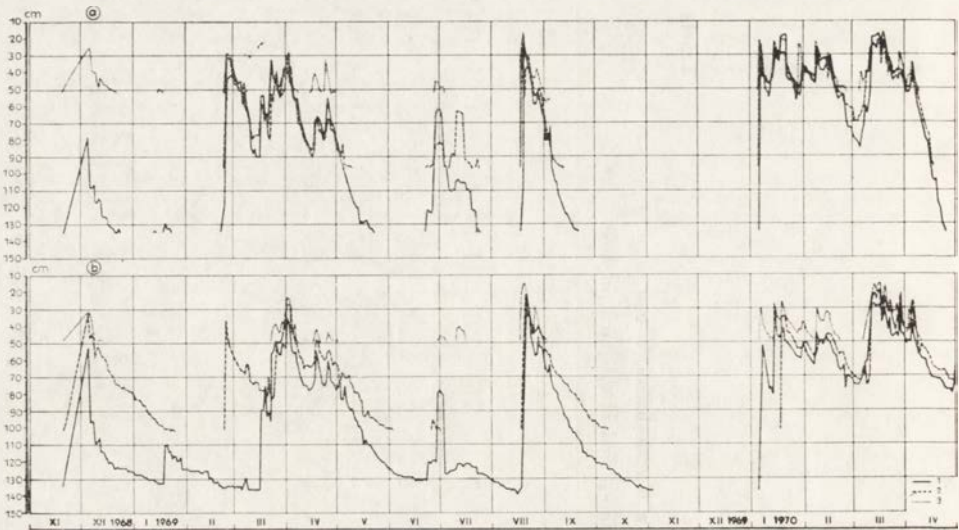
Przedstawiona charakterystyka hydrometeorologiczna okresu badań przekonuje, że warunki infiltracji są mniej korzystne w porze zimowej, szczególnie wtedy, gdy grunt jest zamarznięty. Wiosną i jesienią wsiákanie ogranicza duża wilgotność gleby oraz znaczna lepkość wody (C. S. Slichter 1899). Latem warunki terenowe sprzyjają infiltracji ale prawdopodobieństwo wystąpienia spływu powierzchniowego zwiększają obfite i gwałtowne opady deszczu.

Tabela 7

Miesięczne wartości przesiąkania wody na stoku „IG PAN” w okresie badań, w mm  
 Monthly values of water percolation on the „IG PAN” slope in the period investigated, in mm

Warstwa gleby Soil layer cm	1968		1969												1970			
	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV
0—20	10,1	—	0,0	2,8	22,4	14,8	—	21,1	7,3	97,2	—	—	—	—	31,8	2,7	58,4	26,9
0—50	11,3	0,2	3,2	6,2	27,0	12,4	0,4	2,8	1,3	68,2	—	—	—	—	5,7	8,3	45,4	26,3
0—100	0,2	0,1	0,0	0,1	0,2	0,5	0,1	0,7	0,4	37,8	0,6	—	—	0,0	0,1	2,6	26,2	13,3





Ryc. 21. Wahania stanów wód gruntowych na stoku „IG PAN”. a — górna partia stoku, b — dolna partia stoku. Głębokość studzienek: 1 — 1,5 m, 2 — 1,0 m, 3 — 0,5 m  
 Fig. 21. Variations in the ground-water level on the „IG PAN” experimental slope. a — upper part of slope, b — lower part of slope. Depth of observation wells: 1 — 1,5 m, 2 — 1,0 m, 3 — 0,5 m

Przebieg pogody w okresie badań stworzył warunki skrajnie różne z punktu widzenia obiegu wody w glebie. W zimie 1968/1969, wskutek głębokiego przemarznięcia gruntu i dużej wilgotności gleby, warunki infiltracji były bardzo niekorzystne, natomiast w zimie 1969/1970 płytko zamrożony grunt i mała wilgotność gleby na początku zimy sprzyjały wsiąkaniu wody. Okres wiosny—lata—jesieni należał do bardzo nietypowych: długie susze, powodujące wędnięcie roślin były przegradzane gwałtownymi ulewami i rozlewnym deszczem, który spowodował powódź w zlewni rzeki Ropy. Z metodycznego punktu widzenia okres badań należy zatem uznać za bardzo ciekawy. Prześledzenie roli różnych typów pogody w formowaniu i przebiegu spływu powierzchniowego będzie przedmiotem rozważań w następnej części pracy (ryc. 21).

## V. SPŁYW POWIERZCHNIOWY W OKRESIE BADAŃ

W okresie śnieżnym występowanie spływu powierzchniowego warunkuje czas trwania i wielkość ocieplenia. Spływająca woda pochodzi głównie ze śniegu. W okresie wiosenno-letnio-jesiennym warunkiem wystąpie-

nia spływu powierzchniowego jest czas trwania i natężenie opadu. Spływająca woda pochodzi wyłącznie z opadów deszczu. Dlatego spływ powierzchniowy omawiany będzie oddzielnie w okresie śnieżnym i deszczowym.

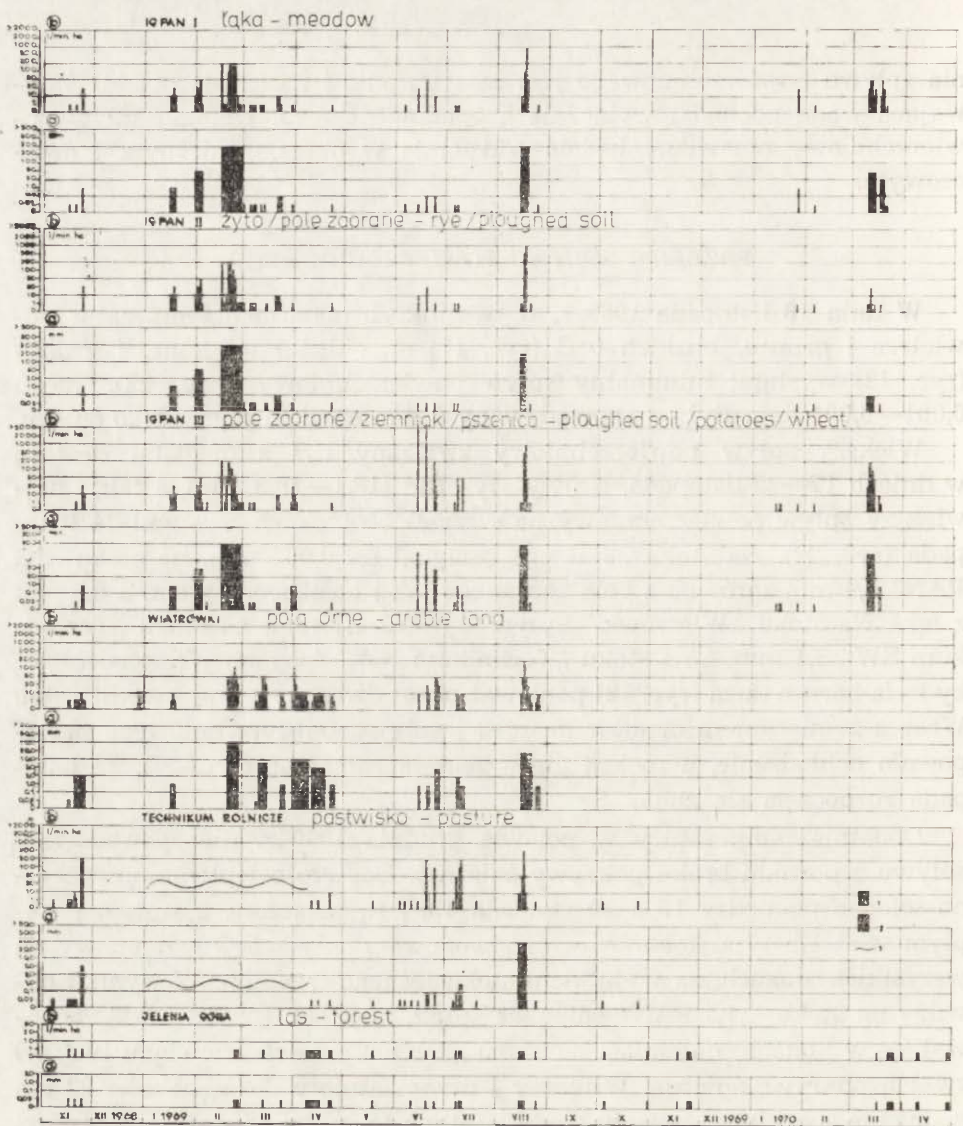
#### PRZEBIEG SPŁYWU POWIERZCHNIOWEGO

W dniu 16 listopada 1968 r. w warunkach dodatnich temperatur powietrza i gruntu, bliskich 0°C (ryc. 17) oraz dużej wilgotności gruntu (ryc. 12) wystąpił minimalny spływ powierzchniowy (ryc. 22), rzędu 0,001—0,004 mm. Był on spowodowany 6 mm opadem pierwszego śniegu.

Większy spływ powierzchniowy związany był z opadami deszczu w dniach 17—25 listopada. Najwyższy opad (16,1—19,8 mm), a także największy spływ powierzchniowy na wszystkich stokach wystąpił 24 listopada (ryc. 22). Na stoku „Jelenia” osiągnął on 0,005 mm, na stoku „IG PAN” 0,4 mm zarówno z pola zaoranego jak i obsianego żytem, a 0,5 mm z łąki. Na stoku „Wiatrówki” spływ wyniósł 1,1 mm, na stoku „Technikum SW” 3,1 mm, a na stoku „Technikum NW” 4,0 mm. Wilgotność gleby była bardzo duża (ryc. 12) ponieważ okres dżdżysty trwał już kilka dni. Wraz z zamieraniem opadów deszczu i spływu powierzchniowego następowało ochłodzenie, a mokra gleba zaczęła zamarzać (ryc. 17). 26 listopada rozpoczęła się zima.

Dodatknie temperatury w połowie grudnia 1969 r. nie spowodowały spływu z powodu braku pokrywy śnieżnej. Dopiero ocieplenie adwekcyjno-solarne pomiędzy 15 a 19 stycznia 1969 r., połączone z silnym i ciepłym wiatrem typu foehnowego spowodowało spływ powierzchniowy na wszystkich stokach, za wyjątkiem stoku leśnego (ryc. 22). W wyniku odwilży na stoku „IG PAN” śnieg się stopił, na stoku „Wiatrówki” zachował się w płatach, natomiast na stoku „Jelenia” w dalszym ciągu tworzył zwartą pokrywę śnieżną. Wilgotny i przemarznięty do głębokości 32 cm grunt nie sprzyjał wsiąkaniu wody, a mimo to spływ powierzchniowy był mały. Osiągnął on 0,3 mm na stoku „Wiatrówki” oraz na polu zaoranim i zajęтым przez żyto, zaś na łące 0,63 mm warstwy wody.

W wyniku kolejnej odwilży w pierwszych dniach lutego 1969 r. spływ powierzchniowy był znacznie większy (ryc. 22), ale ograniczony do stoków południowych (stok „IG PAN”). Na stokach o ekspozycji północnej („Wiatrówki”, „Jelenia”) odwilż zaznaczyła się tylko poprzez wzrost gęstości śniegu i ubytek wody zawartej w pokrywie śnieżnej (ryc. 17), głównie wskutek sublimacji. W ciągu 5 dni z łąki spłynęła 5,8 mm, a z pola zaoranego i obsianego żytem 3,6 mm warstwa wody. Natężenie spływu powierzchniowego osiągnęło maksymalnie 30—50 l/min.ha (ryc. 22).



Ryc. 22. Przebieg splywu powierzchniowego na stokach doświadczalnych w Szymbarku. a — czas trwania i wielkość splywu powierzchniowego w klasach od 0,03 mm do ponad 50,0 mm, b — maksymalne dobowe natężenie splywu powierzchniowego w klasach od 1 l/min.ha do ponad 2000 l/min.ha. Oznaczenia w przypadku stoków „Technikum”: 1 — splyw powierzchniowy zarówno na stoku „Technikum SW” jak i „Technikum NW”, 2 — splyw powierzchniowy na stoku „Technikum NW”, 3 — brak danych

Fig. 22. Course of surface runoff on the experimental slopes at Szymbark. a — duration and amount of surface runoff in 10 intervals from 0,03 mm to 50 mm and above, b — diurnal maximum intensity of surface runoff in 10 intervals from 1 l/min. ha to 2000 l/min. ha and above. In the cause of the „Technikum” slopes: 1 — denotes surface runoff on the „Technikum SW” as well as „Technikum NW” slopes, 2 — „Technikum NW” slope, 3 — lack of data

W drugiej połowie lutego wystąpiła głęboka odwilż adwekcyjna. Wilgotność gleby zmrożonej do głębokości 50 cm była wówczas bardzo duża (ryc. 12). Jedynie na stoku „Jelenia” gleba nie była zamrożona. Tam też wystąpił najmniejszy spływ powierzchniowy (0,005 mm). Na stoku „Wiatrówki” i „IG PAN” rozmiary spływu powierzchniowego przekroczyły 20 mm (ryc. 22). Natężenie i współczynnik spływu powierzchniowego (liczony w stosunku do sumy opadów za poprzedzający okres zimy) osiągnęły duże wartości (tab. 8). Na stoku „IG PAN” odwilż połączona z zupełnym stopieniem się śniegu i częściowym odmarznięciem gruntu miała charakter roztopów. Na stoku „Wiatrówki” śnieg zachował się w płatach a w lesie („Jelenia”) w postaci zwartej pokrywy o miąższości 20 cm (ryc. 17).

Tabela 8

Spływ powierzchniowy na stoku „IG PAN” w okresie odwilży (14—27 luty 1969 r.)  
Surface run-off on the „IG PAN” slope during the snow melt (14—27 February 1969)

Stok — Slope	Czas trwania, dni Duration, days	Maksymalne natężenie Maximum intensity l/min. ha	Współczynnik spływu Run-off coefficient %
„IG PAN” — łąka meadow	13	195	51,8
— żyto rye	13	114	36,8
— pole zaorane ploughed field	13	170	38,8
„Wiatrówki”	7	85	31,8
„Jelenia”	3	<1	0,0

Odwilż przypadająca na pierwszą połowę marca 1969 r. na stoku „IG PAN” przebiegała w warunkach odmarzającej gleby (ryc. 17), przy prawie zupełnym braku śniegu. Toteż spływ powierzchniowy był bardzo mały (0,004—0,1 mm), podobny jak na stoku „Jelenia”, gdzie miąższość śniegu po odwilży wynosiła średnio 13 cm. Największy spływ zanotowano na stoku „Wiatrówki”. Objętość jego wyrażona warstwą wody wynosiła 4,4 mm, a maksymalne natężenie 20 l/min.ha

Roztopy wiosenne miały miejsce w drugiej połowie marca na stoku „IG PAN”, a w pierwszej połowie kwietnia na stoku „Wiatrówki”. Na stoku „Jelenia” ostatnim dniem spływu był 17 kwiecień. Proporcje pomiędzy wielkością spływu na poszczególnych stokach były podobne jak podczas ostatniej odwilży (ryc. 22). Największy spływ powierzchniowy wystąpił na stoku „Wiatrówki” (10,1 mm), gdzie zanotowano również naj-

większe jego natężenie: 120 l/min.ha. Na stoku „Jelenia” spłynęła 0,037 mm warstwa wody, co stanowi najwyższą wartość zanotowaną tu w omawianym okresie śnieżnym. Na stoku „IG PAN” przy prawie rozmarzniętej glebie, dużej insolacji i małej zawartości wody w śniegu (ryc. 17), spływ powierzchniowy osiągnął 0,1 mm na łące i na polu obsianym żytem, a 0,4 mm na polu zaoranym.

W okresie deszczowym spływ powierzchniowy wystąpił po raz pierwszy na stoku „Wiatrówki” i „Technikum NW”, w warunkach bardzo wilgotnej gleby. Był on spowodowany 6-dniowym opadem deszczu pomiędzy 11 a 17 kwietnia 1969 r. o wysokości 24,2 mm na stoku „Wiatrówki”, a 27,7 mm na stoku „Technikum NW”. W tym samym czasie, na stoku „Jelenia” spływały resztki wody ze śniegu. Na stokach „IG PAN” i „Technikum SW” spływ powierzchniowy nie wystąpił, ponieważ wilgotność gleby była mniejsza. Zanikanie śniegu przebiegało bowiem ponad 2 tygodnie wcześniej.

W dniu 23 kwietnia spadło 18,2 mm deszczu na stoku „Jelenia” i 14,2—14,7 mm na pozostałych stokach. Wilgotna gleba (ryc. 12) nie była w stanie wchłonąć całej sumy opadu. Wynikiem tego był bardzo mały spływ powierzchniowy (0,001 mm z łąki stoku „IG PAN”, 0,007 mm na stoku „Jelenia” i 0,43 mm na stoku „Wiatrówki”).

Opad deszczu o wysokości 9,1 mm w dniu 8 maja 1969 r. na stokach „Technikum” nie wywołał spływu, natomiast 10,7—11,8 mm opad pomiędzy 16—18 maja spowodował spływ o objętości 0,001 mm na stokach „Technikum SW” oraz „Jelenia”. Przyczyną było prawdopodobnie duże natężenie deszczu. Świadczy o tym przykład opadu o wysokości 17,1 mm, zanotowany dnia 29 maja 1969 r. na stokach „Technikum”, który w warunkach suchej gleby nie wywołał spływu. Także na stoku „Jelenia” 16,9 mm opad w dniu 4 czerwca nie spowodował spływu powierzchniowego. Nieznaczny spływ wystąpił w tym dniu tylko na stokach „Technikum” (0,001 mm) oraz na łące stoku „IG PAN” (0,002 mm), pod wpływem 12,5 mm deszczu. Minimalny spływ, lub brak jego notowano również w następnych okresach dżdżystych, w których opad dobowy nie przekraczał kilkunastu mm (por. ryc. 22 i 17), a mianowicie: 10—12 czerwca, 18—22 lipca, 24—28 sierpnia, 27 września, 1—7 października, 23—31 października, 18—20 listopada oraz 24—26 listopada 1969 r.

W dniu 15 czerwca 1969 r. wystąpiła gwałtowna ulewa, której zasięg ograniczony był do stoków „IG PAN” i „Wiatrówki” (ryc. 17). W ciągu niecałej godziny spadło prawie 43 mm deszczu. Duży spływ powierzchniowy zanotowano tylko na polu ziemniaków. Objętość jego wyrażona warstwą wody wyniosła 10,2 mm, a maksymalne natężenie 3400 l/min.ha. Na pozostałych dwóch poletkach doświadczalnych stoku „IG PAN” oraz na stoku „Wiatrówki” spływ powierzchniowy był nieznaczny (ryc. 22).

Podobne proporcje w rozmiarach spływu powierzchniowego zanotowano 20 czerwca 1969 r. W tym dniu wystąpił deszcz nawalny o maksymalnym natężeniu 2,28 mm/min. (ryc. 19). Rozmiary spływu powierzchniowego zarejestrowane na polu ziemniaków i tym razem przewyższyły wielokrotnie wartości na pozostałych stokach (tab. 9). Najmniej wody spłynęło z pola obsianego żytem z lasu i z łąki.

Tabela 9

Spływ powierzchniowy na stokach doświadczalnych w Szymbarku podczas krótkotrwałej ulewy w dniu 20 czerwca 1969 r.

Surface run-off on the experimental slopes at Szymbark during the heavy rain on 20 June 1969

Stok Slope	Suma opadu Total of precipitation mm	Spływ powierzchniowy — Surface run-off		
		Wielkość Amount mm	Maksymalne natężenie Maximum intensity l/min. ha	Współczynnik Coefficient %
„IG PAN” — łąka meadow	42,0	0,03	60	0,1
— żyto rye	42,0	0,01	15	0,0
— ziemniaki potatoes	42,0	7,4	3700	17,6
„Wiatrówki”	30,9	0,74	12	2,2
„Jelenia”	29,0	0,01	< 1	0,0
„Technikum SW”	45,1	0,18	?	0,4
„Technikum NW”	45,1	0,25	110	0,6

W dniu 25 czerwca 1969 r. kilkugodzinna ulewa dała 36 mm opadu (ryc. 17). Na stokach „Wiatrówki”, „Technikum SW i NW” oraz „IG PAN” (pole ziemniaków) spływ powierzchniowy był największy i wyniósł odpowiednio 3,7 mm, 2,1 mm, 2,7 mm, 3,9 mm (ryc. 22). Na stoku „Jelenia” i pozostałych dwóch poletkach doświadczalnych stoku „IG PAN” spływ nie przekroczył 0,04 mm warstwy wody.

W wyniku opadów od 6 do 13 lipca 1969 r. spływ powierzchniowy wystąpił tylko w dniach ze znacznie większym natężeniem deszczu. Suma opadów na poszczególnych stokach była różna i wynosiła 50,5 mm — 68,7 mm, a maksymalny opad dobowy — około 30 mm. Podobnie jak podczas krótkotrwałych ulew zarejestrowanych w czerwcu, najmniejszy spływ powierzchniowy miał miejsce na polu żyta (0,001 mm), nieco większy na łące i w lesie (0,007 mm i 0,006 mm). Na pozostałych stokach był on 80—1000 razy większy (ryc. 22).

W okresie deszczowym, największy spływ powierzchniowy zarejestrowano w wyniku opadów ciągłych pomiędzy 15 a 18 sierpnia 1969 r. W każdym z tych dni opad dobowy przekroczył sumę 20 mm (ryc. 17), toteż spływ zachodził w warunkach pełnego nasycenia gleby wodą. Bardzo mały spływ miał miejsce tylko na stoku „Jelenia” (ryc. 22). Na pozostałych stokach był on co najmniej 300 razy większy i wynosił od 17,1 do 28,0 mm (tab. 10). Na łące (stok „IG PAN”) współczynnik spływu w stosunku do sumy opadu dobowego w dniu 18 sierpnia wyniósł 50,5%. Duży spływ powierzchniowy na wszystkich stokach spowodował wezbranie w potokach i powódź w dolinie rzeki Ropy.

Tabela 10

**Spływ powierzchniowy na stokach doświadczalnych w Szymbarku podczas opadu rozlewnego w sierpniu 1969 r.**

**Surface run-off on the experimental slopes at Szymbark during a continuous rain of several days in August 1969**

Wskaźniki opadu i spływu Indices of precipitation and surface run-off	„IG PAN”			„Wiatrówki”	„Jelenia”	„Technikum”	
	łąka meadow	ściernisko stubble field	ziemniaki potatoes			SW	NW
Suma opadów, mm Total of precipitation, mm	175,1	175,1	175,1	172,9	180,0	149,2	149,2
Maksymalny opad dobowy, mm Maximum diurnal total of precipitation, mm	48,4	48,4	48,4	56,8	70,3	52,1	52,1
Czas trwania spływu, dni Duration of surface run-off, days	5	5	6	7	4	5	5
Wielkość spływu, mm Amount of surface run-off, mm	25,3	17,1	23,4	19,6	0,05	27,5	28,0
Maksymalna dobową wielkość spływu, mm Maximum amount of diurnal surface run-off, mm	24,4	15,3	21,4	11,8	0,02	25,0	25,5
Maksymalne natężenie spływu, l/min.ha Maximum intensity of surface run-off, l/min.ha	765	668	848	210	1	800	850
Współczynnik spływu w % Run-off coefficient, %	15,8	10,7	14,1	13,7	0,0	19,4	20,4

W jesieni 1969 r., mimo niewielkich opadów, wilgotność gleby powiększała się, była jednak znacznie mniejsza niż w roku poprzednim (ryc. 12). Nieznaczny spływ powierzchniowy zarejestrowano tylko na początku i w końcu października oraz w ostatnich dniach listopada, na stokach „Jelenia” i „Technikum” (ryc. 22).

Okres śnieżny rozpoczął się w dniu 27 listopada 1969 r., kiedy równocześnie z ochłodzeniem spadł obfity śnieg (ryc. 17). W sezonie zimowym 1969/1970 rejestrowano spływ powierzchniowy na stokach „IG PAN” i „Jelenia”, a na pozostałych nie prowadzono obserwacji.

Tabela 11

Spływ powierzchniowy na stokach doświadczalnych w Szymbarku w okresie roztopów wiosennych w marcu i w kwietniu 1970 r.

Surface run-off on the experimental slopes at Szymbark during the snow melt in March and April 1970

Wskaźniki spływu powierzchniowego Indices of surface run-off	„IG PAN”			„Jelenia”
	łąka meadow	pszenica wheat	pole zaorane ploughed field	
Czas trwania spływu, dni Duration of surface run-off, days	8	7	6	8
Wielkość spływu, mm Amount of surface run-off, mm	3,92	10,76	0,08	0,04
Maksymalna dobową wielkość spływu, mm Maximum amount of diurnal surface run-off, mm	1,15	5,07	0,03	0,01
Maksymalne natężenie spływu, l/min.ha Maximum intensity of surface run-off, l/min. ha	35	192	12	<1
Współczynnik spływu, % Run-off coefficient, %	2,5	6,5	0,0	0,0

Podczas odwilży pomiędzy 3 a 6 stycznia 1970 r. nie zanotowano spływu powierzchniowego. Cała ilość wody z topniejącego śniegu wsiąkła w nie zamrożony (ryc. 17) i stosunkowo mało wilgotny grunt (ryc. 12). W czasie kolejnych odwilży, które miały miejsce w połowie i pod koniec stycznia oraz w pierwszej połowie lutego zachodził niewielki spływ powierzchniowy na polach doświadczalnych stoku „IG PAN” (ryc. 22). Największe rozmiary osiągnął on na łące dnia 22 stycznia. Objętość spływu wyrażona warstwą wody wyniosła 0,22 mm, maksymalne natężenie 16 l/min.ha, a współczynnik spływu 0,4% sumy opadów za poprzedzający okres zimy. Na pozostałych dwóch poletkach spływ powierzchniowy był 10—200 razy mniejszy, a na stokach „Jelenia” nie wystąpił wcale (ryc. 22).



Większe rozmiary spływu powierzchniowego zarejestrowano dopiero w okresie roztopów wiosennych, w marcu 1970 r. Na stoku „IG PAN” roztopy trwały do 21 marca, a na stoku „Jelenia” do 11 kwietnia. Na stoku „IG PAN” przebiegały one dość gwałtownie w dniach 10—15 marca. W tym czasie, w warunkach przemarzniętej do głębokości około 20 cm gleby, nastąpiło prawie całkowite stopienie śniegu, który zawierał około 50 mm wody. Spływ powierzchniowy osiągnął najwyższe wartości na polu słabo rozkrzewionej pszenicy, a najmniejsze na polu zaoranym (tab. 11). Stosunkowo duży spływ z pola pszenicy uzyskano kosztem wsiąkania wody i spływu śródglebowego, poprzez sztuczne zatykanie kanałów fauny glebowej, którymi krążyła woda. Jak obliczono z danych uzyskanych dzięki ciągłej rejestracji natężenia spływu powierzchniowego, jego rozmiary na polu pszenicy byłyby w rzeczywistości zbliżone do wartości zanotowanych na łące.

W ostatniej dekadzie marca na stokach o ekspozycji południowej, a w drugiej dekadzie kwietnia na stokach o ekspozycji północnej rozpoczęł się okres deszczowy 1970 r., który wykracza już poza zakres materiału analizowanego w tej pracy.

#### ROZMIARY SPŁYWU POWIERZCHNIOWEGO

W roku hydrologicznym 1968/1969 zanotowano w zlewni Bystrzanki około 660 mm opadu na stokach pogórskich, użytkowanych rolniczo, a około 700 mm na stokach beskidzkich (tab. 12). Stanowi to około 80% sumy średniej wieloletniej. Rozkład opadów był bardzo nierównomierny. Niedobór ich w okresie śnieżnym spowodował głębokie przemarznięcie gruntu, co utrudniało wsiąkanie wody. W okresie deszczowym suma opadów była zbliżona do normy, lecz ich rozkład w czasie nie sprzyjał gromadzeniu wody w glebie.

Rozmiary spływu powierzchniowego były małe tylko na stoku leśnym. (tab. 12). Na pozostałych stokach, mimo mniejszej sumy opadów były one kilkaset razy większe i wynosiły od 41,8 mm na polu żyta ozimego do 71,6 mm na polu zmianowanym jako zaorane w okresie śnieżnym i ziemniaczysko w okresie deszczowym. O rocznej objętości spływu powierzchniowego zadecydowało kilka okresów spływu (ryc. 23), związanych z głęboką odwilżą śródzimową, krótkotrwałymi ulewami i deszczem rozlewnym. Pozostałe odwilże i dni deszczowe nie miały większego wpływu na rozmiary spływu powierzchniowego w skali roku. Współczynnik spływu powierzchniowego, za wyjątkiem lasu, wynosi około 5—15% sumy opadów, czyli około 1/6 do prawie 1/2 odpływu rzeki Ropy. Porównanie spływu na stokach z odpływem w korycie cieku jest bardzo przybliżone, gdyż nie uwzględnia spływu powierzchniowego brzdami i droga-

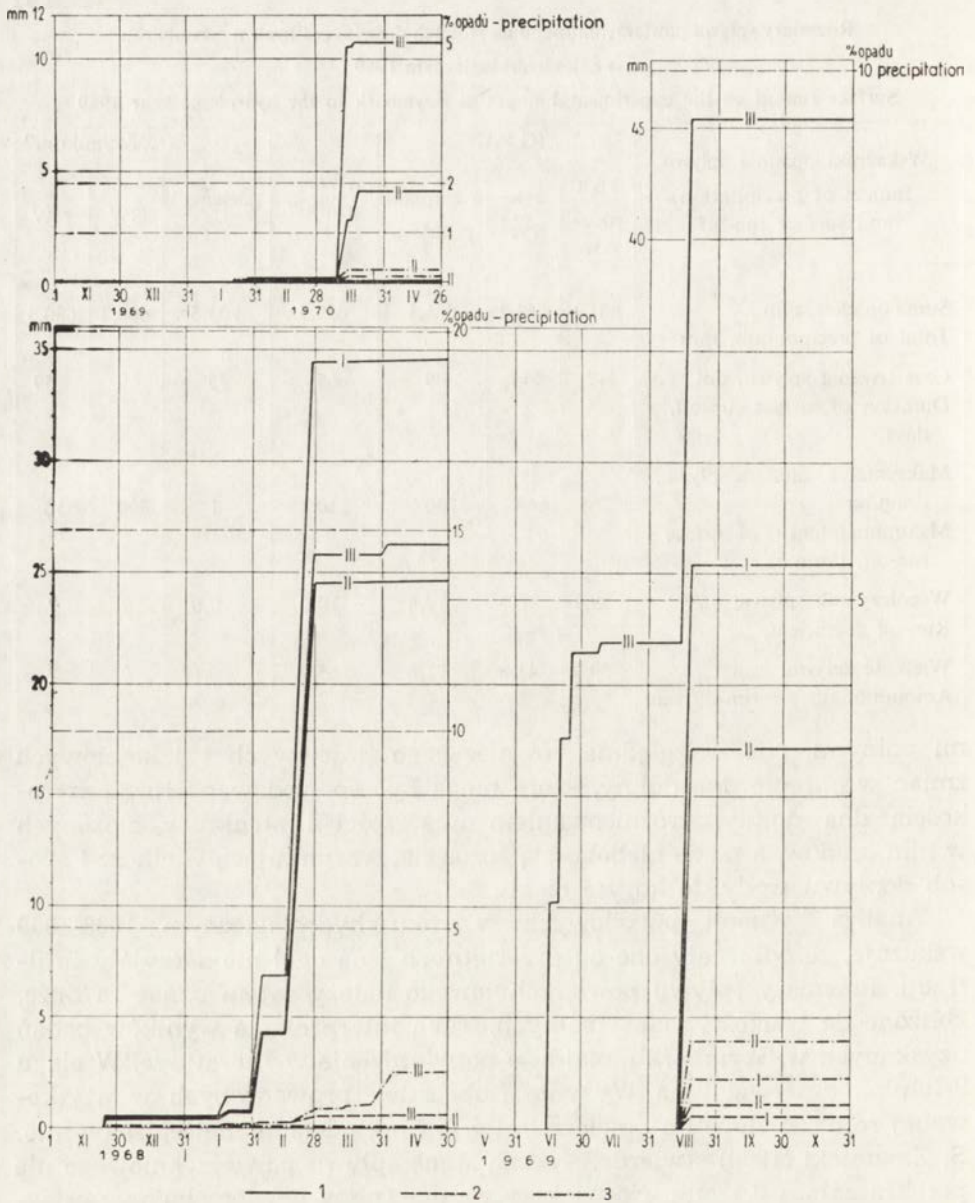
Rozmiary sływu powierzchniowego na stokach doświadczalnych w Szymbarku  
w roku hydrologicznym 1969

Surface run-off on the experimental slopes at Szymbark in the hydrologic year 1969

Wskaźniki opadu i sływu Indices of precipitation and surface run-off	„IG PAN”			„Wiatrówki”	„Jelenia”	„Technikum”	
	łąka meadow	żyto rye	ziemniaki potatoes			SW	NW
Suma opadów, mm Total of precipitation, mm	661,1	661,1	661,1	659,3	703,8	680,3	680,3
Czas trwania sływu, dni Duration of surface run-off, days	47	44	49	65	35	49	59
Maksymalne natężenie sływu, l/min.ha Maximum intensity of surface run-off, l/min.ha	765	668	3700	210	1	800	850
Współczynnik sływu, % Run-off coefficient, %	9,1	6,3	10,8	10,0	0,0	?	?
Wielkość sływu, mm Amount of surface run-off, mm	59,9	41,8	71,6	65,9	0,17	?	?

mi polnymi. Nie uwzględnia również jego ilościowych i jakościowych zmian w obrębie dna doliny, które mogą być spowodowane różną szerokością dna doliny, zróżnicowaniem miąższości i struktury złożonych w nim osadów, a także głębokością rozcięcia, warunkującą wielkość i sposób dopływu wody do koryta cieku.

Analiza sytuacji pogodowych w roku hydrologicznym 1968/1969 wskazuje, że odbiegały one od przeciętnych i na ogół nie sprzyjały infiltracji. Rozmiary sływu powierzchniowego należy zatem uznać za duże, zbliżone do wartości maksymalnych. Taka interpretacja wyników badań uzyskanych w Szymbarku znajduje potwierdzenie w literaturze. W ciągu 9-letnich obserwacji na Wyżynie Lubelskiej, prowadzonych w użytkowanej rolniczo zlewni o powierzchni 4,75 km<sup>2</sup>, odwadnianej epizodycznie, S. Ziemiński (1960) stwierdził roczną sumę sływu powierzchniowego nie przekraczającą 0,1 mm. Największy roczny sływ powierzchniowy osiągnął 12% sumy rocznej opadów, a więc wartość zbliżoną do uzyskanej na stoku „Wiatrówki”. Według W. Niewiadomskiego i S. Grabarczyka (1965) na polach uprawnych w okolicy Olsztyna największe roczne rozmiary sływu powierzchniowego za 5-letni okres badań wyniosły około 15 mm, a więc znacznie mniej niż w Szymbarku. Wartość tę uzyskano w najsuchszym roku badań.



Ryc. 23. Rozmiary splywu powierzchniowego i podpowierzchniowego na stoku „IG PAN”. 1 — splyw powierzchniowy, 2 — splyw podpowierzchniowy na głębokości 20 cm, 3 — splyw podpowierzchniowy na głębokości 50 cm. Użytkowanie ziemi i płodnozmian: I — łąka, II — żyto/pole zaorane, III — pole zaorane/ziemniaki/pszenica

Fig. 23. Amount of surface and subsurface run-off on the „IG PAN” slope. 1 — surface run-off, 2 — subsurface run-off at the depth of 20 cm, 3 — subsurface run-off at the depth of 50 cm. Land use and rotation: I — meadow, II — rye/ploughed field, III — ploughed field/potatoes/wheat

Tabela 13

Spyw powierzchniowy na stokach doświadczalnych w Szymbarku w okresie śnieżnym w latach 1968/1969 i 1969/1970  
 Surface run-off on the experimental slopes at Szymbark in the snow periods of 1968/1969 and 1969/1970

Wskaźniki opadu i splywu Indices of precipitation and surface run-off	1968/1969					1969/1970			
	„IG PAN”			„Wia- trówki”	„Jelenia”	„IG PAN”			„Jelenia”
	łąka meadow	żyto rye	pole zaorane ploughed field			łąka meadow	pszenica wheat	pole zaorane ploughed field	
Suma opadów, mm Total of precipitation, mm	97,3	97,3	101,3	95,7	146,0	172,0	172,0	172,0	222,5
Czas trwania splywu, dni Duration of surface run-off, days	31	32	32	30	14	10	12	8	8
Wielkość splywu, mm Amount of surface run-off, mm	34,1	24,2	25,8	35,3	0,06	3,1	10,8	0,09	0,04
Maksymalne natężenie splywu, l/min.ha Maximum intensity of surface run-off, l/min.ha	195	114	170	120	1	35	192	12	1
Współczynnik splywu, % Run-off coefficient, %	35,0	24,9	25,4	36,9	0,0	2,4	6,3	0,0	0,0

W obu okresach śnieżnych spływ powierzchniowy był bardzo różny, nawet na tych samych polach doświadczalnych (tab. 13). W okresie śnieżnym 1968/1969 objętość spływu powierzchniowego była znacznie większa niż w zimie 1969/1970, mimo podobnego przebiegu temperatury powietrza i znacznie niższej sumy opadów. Oznacza to, że wzrostowi sumy opadów w okresie śnieżnym towarzyszy zmniejszanie się spływu powierzchniowego. M. Sus (1951) uważa nawet, że współczynnik spływu powierzchniowego jest odwrotnie proporcjonalny do miąższości pokrywy śnieżnej. W Szymbarku nie stwierdzono proporcjonalności obu zjawisk, tym nie-

Tabela 14

Spływ powierzchniowy na stokach doświadczalnych w Szymbarku w okresie deszczowym 1969 r.  
Surface run-off on the experimental slopes at Szymbark in the rain period of 1969

Wskaźniki opadu i spływu Indices of precipitation and surface run-off	„IG PAN”			„Wia- trówki”	„Jelenia”	„Technikum”	
	łąka meadow	żyto rye	ziemniaki potatoes			SW	NW
Suma opadów, mm Total of precipitation, mm	534,2	534,2	534,2	544,3	532,3	566,3	566,3
Maksymalny dobowy opad, mm Maximum diurnal precipita- tion, mm	48,4	48,4	48,4	56,8	70,3	52,1	52,1
Czas trwania spływu, dni Duration of surface run-off, days	13	11	14	31	12	23	23
Wielkość spływu, mm Amount of surface run-off, mm	25,4	17,2	45,4	29,5	0,1	29,4	32,4
Maksymalna dobowo wielkość spływu, mm Maximum diurnal amount of surface run-off, mm	24,4	15,3	21,4	11,8	0,02	25,0	25,5
Maksymalne natężenie spływu, l/min.ha Maximum intensity of surface run-off, l/min.ha	765	668	3700	210	1	800	850
Współczynnik spływu, % Run-off coefficient, %	4,8	3,1	8,5	5,4	0,0	5,2	5,7
Maksymalny dobowy współ- czynnik spływu, % Maximum diurnal coefficient of surface run-off, %	50,5	31,5	44,2	20,7	0,0	48,0	50,0

mniej zaznacza się wyraźny związek pomiędzy nimi. Na przykładzie łąki widać, że w stosunku do poprzedniego okresu śnieżnego, w zimie 1969/1970 suma opadów stanowiła 176,8%, objętość spływu 12,1%, maksymalne natężenie spływu 17,9%, a współczynnik spływu 6,9%.

W obu okresach śnieżnych, oprócz roztopów wiosennych zarejestrowano po 5 odwilży śródzimowych (ryc. 17), a tylko jedna z nich zadecydowała o całkowitej objętości spływu powierzchniowego (ryc. 23).

Spływ powierzchniowy w okresie deszczowym (kwiecień—listopad 1969 i listopad 1968) występował przede wszystkim w wyniku krótkotrwałych ulew oraz deszczu rozlewnego (ryc. 22). Zróznicowanie jego rozmiarów było duże (tab. 14). Największy spływ zanotowano na polu ziemniaków, a najmniejszy w lesie. Współczynnik spływu powierzchniowego za okres deszczowy osiągnął tylko 8,5% sumy opadów, natomiast maksymalny dobowy współczynnik spływu przekroczył 50% sumy dobowej opadu (tab. 14). Objętość spływu za cały okres deszczowy jest niewiele większa od maksymalnej dobowej jego objętości (tab. 14). Jeden okres spływu decyduje zatem o wielkości spływu w całym sezonie deszczowym (ryc. 23). Wynika stąd wniosek, że podobnie jak w okresie śnieżnym, rozmiarów spływu powierzchniowego nie można szacować na podstawie sumy opadów, lecz na podstawie ich charakteru. W oparciu o analizę przebiegu pogody (ryc. 17) można sądzić, że w omawianym okresie deszczowym spływ powierzchniowy był duży. Sześćioletnia seria obserwacji spływu powierzchniowego w obrębie stoku przeprowadzona koło Olsztyna wykazała, że największe wartości osiągnął spływ w najsuchszym roku (W. Niewiadomski, S. Grabarczyk 1965).

## VI. DYNAMIKA SPŁYWU POWIERZCHNIOWEGO

Spływ powierzchniowy nie występował równocześnie na wszystkich badanych stokach, a jego rozmiary były bardzo zróżnicowane. W okresie śnieżnym pora występowania spływu, czas jego trwania, wielkość i natężenie są uzależnione od temperatury powietrza, obecności pokrywy śnieżnej, stanu gruntu, ekspozycji stoku i użytkowania ziemi, natomiast w okresie deszczowym od struktury gleby, charakteru opadów, użytkowania ziemi, stanu gruntu i ekspozycji stoku. O przebiegu i rozmiarach spływu powierzchniowego decydują zatem warunki pogodowe i terenowe.

### ROLA POGODY

W okresie śnieżnym o przebiegu a pośrednio rozmiarach spływu powierzchniowego w czasie odwilży decyduje długość trwania i wielkość

dodatnich temperatur. Spływ wody ze śniegu rozpoczyna się od momentu osiągnięcia przez śnieg „gęstości krytycznej”, którą K. Chomicz (1954) ustala na 0,3—0,4. Wcześniej ciepło dostarczone na powierzchnię gruntu wydatkowane jest wyłącznie na powiększenie gęstości śniegu. Wskutek tego krótkotrwałe ocieplenia (22 stycznia, 7 lutego 1969) nie powodują spływu powierzchniowego. Odwilże zarejestrowane w badanym okresie miały charakter adwekcyjno-solarny z wpływem wiatru typu foehnowego lub opadów deszczu. Podczas różnych rodzajów odwilży rozmiary spływu powierzchniowego były zróżnicowane (tab. 15).

W wyniku odwilży z wpływem wiatru foehnowego spływ powierzchniowy był mały, prawie 10-krotnie mniejszy niż w czasie następnej odwilży na początku lutego 1969 r., kiedy to ilość dostarczonego ciepła była znacznie mniejsza. Świadczy to o dużej sublimacji śniegu podczas suchej, wietrznej pogody. Na przykład w Tatrach dobowe parowanie śniegu może wynosić ponad 8 mm (M. M. Kłapowie 1967). W przypadku ociepleń w marcu o rozmiarach spływu powierzchniowego w większym stopniu niż termika zdecydował zapas wody w śniegu (tab. 15). Równocześnie zanikanie pokrywy śnieżnej przebiegało w warunkach odmarzającej gleby, ułatwiających infiltrację oraz znacznej insolacji wzmagającej sublimację śniegu (ryc. 17). Czas trwania odwilży i suma temperatur maksymalnych wpłynęły na przebieg spływu powierzchniowego w dniach 14—27 lutego 1969 r. (tab. 15). Mechanizm spływu powierzchniowego oraz spłukiwania gleby podczas tej odwilży był przedmiotem oddzielnej publikacji (E. Gil, J. Słupik 1972a). Był to okres największego natężenia spływu powierzchniowego, spotęgowanego 7 mm opadem deszczu (ryc. 22). Śnieg stopił się zupełnie, wraz z płatami lodu, zawierającymi 15 mm zapas wody (fot. 10). Współczynnik spływu powierzchniowego obliczony w stosunku do opadów za okres poprzedzający odwilż wyniósł 51,8%. Przebieg spływu powierzchniowego wykazuje ścisły związek z przebiegiem temperatury przy powierzchni gruntu (ryc. 24). Spływ powierzchniowy rozpoczął się w trzecim dniu trwania odwilży. Kulminacje jego towarzyszą kulminacjom temperatury powietrza. W pierwszej fazie spływu (16, 19 luty) następowały one z kilkugodzinnym opóźnieniem w stosunku do maksimum temperatury w ciągu dnia, ponieważ warstwa śniegu pokrywająca grunt opóźniała dopływ ciepła do powierzchni gleby. Największe natężenie spływu obserwowano na polu zaoranym. Pole to, o ciemnej barwie nagrzewało się mocniej niż pozostałe, pokryte roślinnością, toteż śnieg topił się na nim najintensywniej (ryc. 24). W miarę ubywania śniegu (23, 24, 25 luty) kulminacje spływu następowały równocześnie lub nawet wyprzedzały kulminacje temperatury powietrza, zmniejszając się w miarę wzrostu temperatury maksymalnej. Przyczyną tego był brak odpowiednio dużej dostawy wody. Można zatem mówić o związku natę-

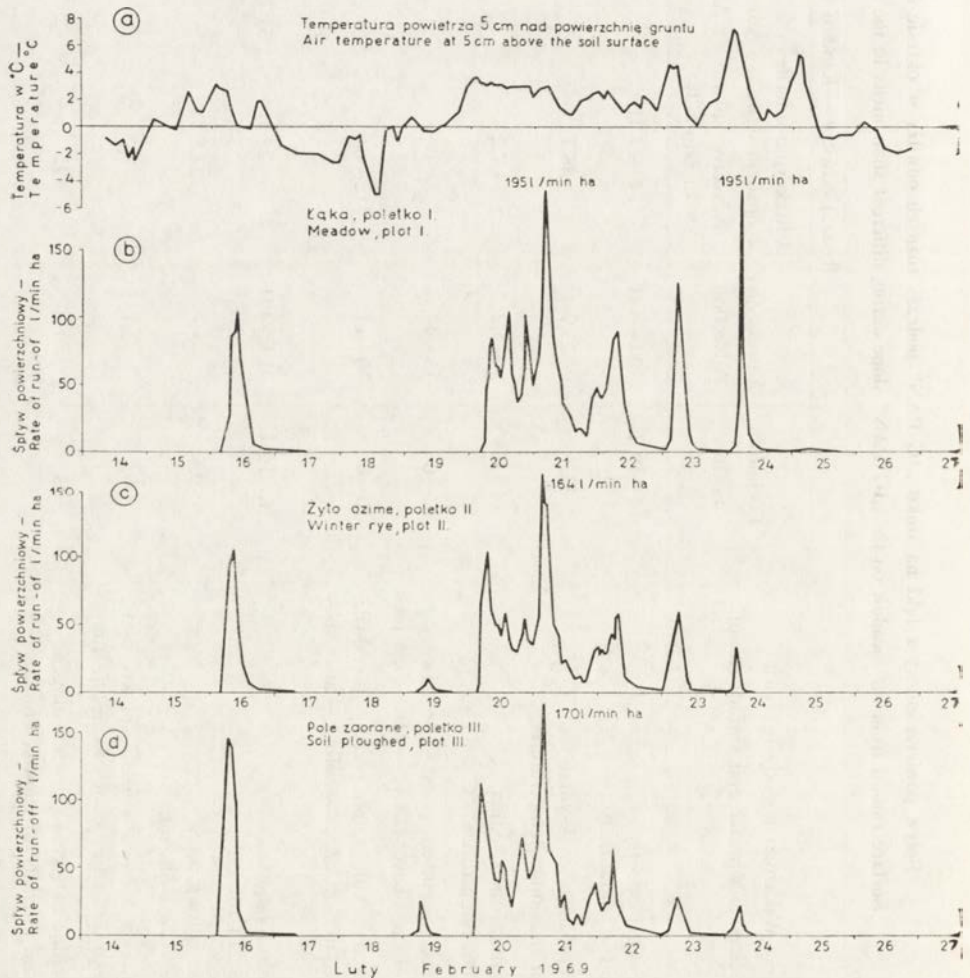
Splyw powierzchniowy z łąki na stoku „IG PAN” podczas różnych odwilży w okresie śnieżnym 1968/1969  
 Surface run-off from the meadow on the „IG PAN” slope during different snow melts in the snow period 1968/1969

Wskaźniki pogody i splywu Indices of wheater and surface run-off	Rodzaj odwilży — Kind of snow melt				
	Foehnowa Foehn	Adwekcyjna Advection	Adwekcyjno-solarna z opadem deszczu Advective-solar with rain-fall	Adwekcyjno-solarna Advective-solar	Adwekcyjno-solarna Advective-solar
Czas trwania odwilży Duration of snow melt	14—19 I	30 I—4 II	14—27 II	5—15 III	20—30 III
Suma temperatur maksymalnych, °C Total of maximum temperatures, °C	33,7	23,9	46,1	58,9	43,6
Temperatura maksymalna, °C Maximum temperature, °C	+8,0	+5,2	+7,2	+11,1	+13,7
Mięszczość śniegu, cm przed — po odwilży Depth of snow cover before — after snow melt	12—0	15—4	8—0	0	10—0
Zapas wody w śniegu, mm przed — po odwilży Water equivalent of snow before — after snow melt	20—0	30—14	12—0	0	11—0
Czas trwania splywu Duration of run-off	16—19 I	31 I—4 II	16—27 II	5, 7, 8, 10, 12 III	21—23 i 30 III
Wielkość splywu, mm Amount of run-off, mm	0,6	5,7	27,5	0,03	0,1
Maksymalna dobowa wielkość splywu, mm Maximum diurnal amount of run-off, mm	0,2	2,4	8,2	0,02	0,06
Maksymalne natężenie splywu, l/min.ha Maximum intensity of run-off, l/min.ha	13	50	195	1	4



żenia spływu powierzchniowego z zapasem wody w pokrywie śnieżnej. Spływ powierzchniowy mimo trwania odwilży zakończył się dnia 25 lutego (ryc. 24). Normalny rytm przebiegu spływu powierzchniowego został zaburzony opadami deszczu. Wówczas temperatura powietrza przy powierzchni gruntu nie ulegała wahaniom, natomiast natężenie spływu nawiązywało do natężenia opadu (20, 21 luty). A zatem opad deszczu w okresie zanikania pokrywy śnieżnej znacznie powiększa natężenie spływu powierzchniowego (ryc. 24).

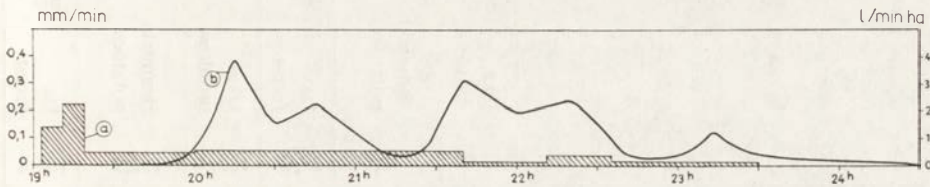
W okresie deszczowym rozmiary spływu powierzchniowego uzależnione są od natężenia i sumy opadu. Tabela 16 wskazuje, że wraz ze wzro-



Ryc. 24. Przebieg spływu powierzchniowego w okresie odwilży na stoku „IG PAN”

Fig. 24. Course of surface run-off during snow melt on the „IG PAN” slope

stem natężenia deszczu rośnie natężenie spływu powierzchniowego, ale nie zawsze wzrasta jego objętość. Wzrostowi sumy opadów towarzyszy wzrost objętości spływu powierzchniowego, choć nie jest on proporcjonalny. Równocześnie stwierdzono na poszczególnych stokach duże zróżnicowanie rozmiarów spływu powierzchniowego wywołanego tym samym opadem deszczu (tab. 16). A zatem w okresie deszczowym opad warunkuje występowanie spływu powierzchniowego i decyduje o jego przebiegu. Natomiast rozmiary spływu zależą od warunków terenowych stoku: struktury gleby i użytkowania ziemi. Przebieg spływu powierzchniowego nawiązuje do przebiegu opadu (ryc. 25). W dniu 8 lipca 1969 r. gleba



Ryc. 25. Przebieg spływu powierzchniowego na polu ziemniaków dnia 8 lipca 1969 r. (stok „IG PAN”). a — natężenie deszczu w mm/min., b — natężenie spływu powierzchniowego w l/min.ha

Fig. 25. Course of surface run-off on a potatoe field on 8 July 1969 („IG PAN” slope). a — intensity of rain in mm/min, b — rate of surface run-off in l/min.ha

nasycona wodą posiadała bardzo małą zdolność infiltracji (ryc. 12). Kolejny wzrost natężenia deszczu nastąpił o godzinie 19<sup>03</sup>. Jego efektem był spływ powierzchniowy pomiędzy godziną 19<sup>40</sup> a 21<sup>15</sup>. Czas wzrostu natężenia spływu aż do osiągnięcia kulminacji był podobny do czasu trwania większego natężenia opadu. Następną fazę spływu, pomiędzy godziną 21<sup>20</sup> a 22<sup>45</sup> odpowiada opadowi deszczu pomiędzy godziną 20<sup>00</sup> a 21<sup>40</sup>. Natężenie opadu było prawie 3-krotnie mniejsze, lecz czas trwania deszczu był dłuższy. Dlatego odpowiednio mniejsze było natężenie spływu, ale dłuższy czas jego trwania (ryc. 25). Kolejna faza spływu, która rozpoczęła się o godz. 22<sup>50</sup>, odpowiada następnemu okresowi wzrostu natężenia opadu. Dwie pierwsze fazy spływu powierzchniowego posiadają po dwie kulminacje nie znajdujące odzwierciedlenia w zmienności natężenia deszczu (ryc. 25). Stanowią one przykład skomplikowanego mechanizmu formowania się spływu na polu ziemniaków z bruzdami przebiegającymi zgodnie ze spadkiem stoku. Zjawisko to można obserwować permanentnie w przypadku małych spływów, podobnych do omawianego. Przyczyną tego jest prawdopodobnie różnica czasu pomiędzy dostawą wody z samych bruzd (pierwsza kulminacja) a dostawą wody z rzędów ziemniaczanych (druga kulminacja).

Tabela 16

Spływ powierzchniowy na stokach „IG PAN” i „Jelenia” podczas krótkotrwałej ulewy i rozlewnego deszczu

Surface run-off on the experimental slopes „IG PAN” and „Jelenia” during a heavy rain and a continuous rain of several days

Wskaźniki opadu i spływu Indices of precipitation and surface run-off	Krótkotrwała ulewa, 20 VI 1969 Heavy rain, 20 VI 1969			Deszcz rozlewny, 15—18 VIII 1969 Continuous rain. 15—18 VIII 1969		
	„IG PAN”		„Jele- nia”	„IG PAN”		„Jele- nia”
	łąka meadow	ziemniaki potatoes	las forest	łąka meadow	ziemniaki potatoes	las forest
Suma opadów, mm Total of precipitation, mm	42,0	42,0	29,0	152,9	152,9	165,8
Maksymalne natężenie deszczu, mm/min. Maximum intensity of rain, mm/min.	2,28	2,28	—	0,59	0,59	—
Wielkość spływu, mm Amount of run-off, mm	0,03	7,4	0,01	25,3	23,4	0,05
Maksymalne natężenie spływu, l/min.ha Maximum intensity of run-off, l/min.ha	60	3700	<1	765	848	1

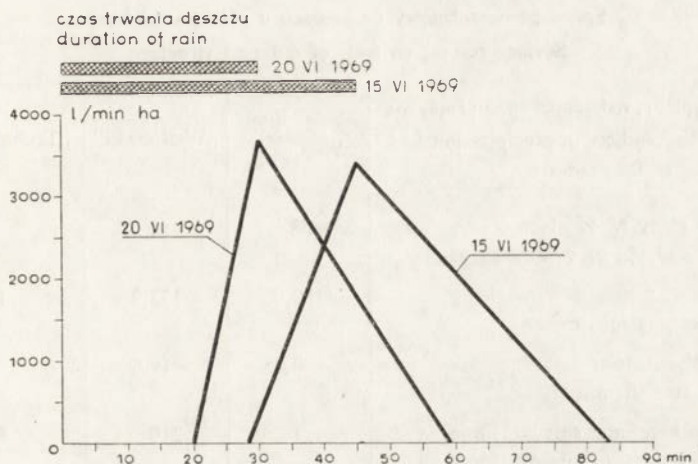
Tabela 17

Spływ powierzchniowy na polu ziemniaków podczas krótkotrwałych ulew

Surface run-off from a potatoe field during heavy rains

Wskaźniki opadu i spływu Indices of precipitation and surface run-off	15 VI 1969	20 VI 1969
Suma opadu, mm Total of precipitation, mm	43,2	42,0
Czas trwania opadu, min. Duration of rain-fall, min.	45	30
Maksymalne natężenie deszczu, mm/min. Maximum intensity of rain, mm/min.	1,74	2,28
Wielkość spływu, mm Amount of run-off, mm	10,2	7,4
Maksymalne natężenie spływu, l/min.ha Maximum intensity of run-off, l/min.ha	3400	3700

Intensywność krótkotrwałego ulewnego deszczu decyduje o gwałtowności przebiegu spływu, natomiast czas trwania ulewy o objętości spływu powierzchniowego (tab. 17). Dnia 20 czerwca objętość spływu powierzchniowego była mniejsza niż 15 czerwca, ponieważ wskutek krótszego czasu trwania opadu również spływ powierzchniowy trwał krócej (ryc. 26). Krótkotrwałe ulewy o tej samej sumie opadu powodują zatem różne rozmiary spływu.



Ryc. 26. Porównanie rozmiarów spływu powierzchniowego, wywołanego dwoma ulewami o tej samej sumie opadu (stok „IG PAN”, pole ziemniaków)

Fig. 26. Comparison of amount of surface run-off due to two heavy rains of the some total of precipitation

Ogólnie biorąc rozmiary spływu powierzchniowego wzrastają wraz ze wzrostem czasu trwania ulewy (R. K. Linsley i inni 1949), a przebieg spływu powierzchniowego nawiązuje do przebiegu opadu. Rozmiary spływu powierzchniowego są jednak bardzo zróżnicowane w podobnych warunkach opadowych, dlatego w okresie deszczowym opad nie jest pierwszorzędym czynnikiem spływu powierzchniowego. Suma opadów tak w okresie śnieżnym jak i deszczowym nie może być zatem miernikiem rozmiarów spływu powierzchniowego.

#### ROLA STRUKTURY GLEBY

W rozdziale omawiającym właściwości fizyczne gleby udokumentowano, że najlepsze warunki infiltracji posiadają gleby leśne stoku „Jelenia”, znacznie gorsze — gleby pól ornych na stokach „IG PAN” i „Wiatrów-

ki”, a najslabsze — gleby na stokach pastwiskowych „Technikum”. Wynika to przede wszystkim z różnicy w strukturze, która decyduje o właściwościach wodnych gleby (L. D. Baver 1956), a tym samym o rozmiarach spływu powierzchniowego (tab. 14).

Rola struktury gleby zaznacza się najbardziej w czasie spływu wywołanego opadem rozlewnym, przykładowo — pomiędzy 15 a 19 sierpnia 1969 r. (tab. 18). Gleba została wówczas nasycona wodą do całkowitej

Tabela 18

Spływ powierzchniowy na glebach o różnej strukturze  
Surface run-off on soils of different structure

Porowatość gleby, wskaźniki opadu i spływu Porosity of soil, indices of precipitation and surface run-off	„Jelenia”	„Wiatrówki”	„Technikum NW”
Porowatość gleby w % objętości Porosity of soil, % of volume	58	50	45
Suma opadów, mm Total of precipitation, mm	180,0	172,9	149,2
Wielkość spływu, mm Amount of run-off, mm	0,05	19,6	28,0
Maksymalne natężenie spływu, l/min.ha Maximum intensity of run-off, l/min.ha	1	210	850
Współczynnik spływu, % Run-off coefficient, %	0,0	13,7	20,4

pojemności wodnej (ryc. 12). Natężenie opadu rzędu 0,1—0,2 mm/min. przewyższało prędkość filtracji wody w glebie. W tych warunkach zachodził intensywny spływ powierzchniowy, ponieważ ruch wody w glebie był zbyt wolny w stosunku do natężenia opadu (L. Schiff, F. R. Dreibelbis 1949). Największy spływ powierzchniowy wystąpił na glebach gliniastych ciężkich o małej porowatości („Technikum”), niewiele mniejszy na glebach gliniastych ciężkich pól ornych, które posiadają jednak lepszą strukturę („Wiatrówki”), a minimalny spływ zarejestrowano na glebach gliniastych średnich porośniętych lasem, które posiadają bardzo dobrą strukturę, szczególnie w poziomie próchnicznym przykrytym dobrze przepuszczalną warstwą ściółki. Podobna zależność została wykazana przez wielu badaczy, niezależnie od strefy klimatycznej i urzeźbienia terenu (S. W. Bass 1963, L. D. Baver 1956, H. H. Bennett 1939, W. Z. Gulisa-szwili 1956, M. I. Lwowicz 1963).

Wpływ struktury gleby zaznacza się także w czasie opadów o mniejszej sumie (tab. 19). Objętość spływu powierzchniowego na glebie gliniastej ciężkiej o złej strukturze była 50 razy większa, a natężenie prawie

Splyw powierzchniowy podczas ulewnego deszczu, 25 czerwca 1969 r. na glebach o różnej strukturze  
 Surface run-off during a heavy rain on 25 June 1969 on soils of different structure

Wskaźniki wsiąkania, opadu i splywu Indices of infiltration, precipitation and surface run-off	„IG PAN”		„Technikum SW”
	żyto rye	łąka meadow	pastwisko pasture
Pojemność infiltracyjna, mm/min. Infiltration capacity, mm/min.	5,83	2,48	0,42
Suma opadu, mm Total of precipitation, mm	35,6	35,6	36,0
Wielkość splywu, mm Amount of run-off, mm	0,001	0,04	2,08
Maksymalne natężenie splywu, l/min.ha Maximum intensity of run-off l/min.ha	1	8	22
Współczynnik splywu, % Run-off coefficient, %	0,0	0,1	5,8

3-krotnie większe niż w glebach gliniastych średnich pod łąką. Na polu obsianym żytem splyw był mniejszy niż na łące, dzięki dużej porowatości spulchnionej warstwy ornej. Większa zdolność wsiąkania wody (tab. 19, ryc. 13) opóźniła utworzenie się warstwy wody zdolnej do płynięcia po powierzchni gruntu.

Rola gatunku gleby jest zatem mniej istotna w porównaniu z rolą struktury gleby. Zaznacza się to wyraźnie w przypadku porównania rozmiarów splywu powierzchniowego na stokach „Wiatrówki” i „Technikum” oraz „IG PAN” i „Jelenia”. Obie pary stoków okryte są podobnym gatunkiem gleby (ryc. 10), a mimo to rozmiary splywu powierzchniowego tak w skali jednej ulewy, jak i w skali całego okresu deszczowego bardzo się różnią (ryc. 22, tab. 14). Należy jednak pamiętać, że różnice w rozmiarach splywu powierzchniowego pomiędzy stokiem „Jelenia” a pozostałymi stokami są w pewnym stopniu wynikiem odmiennej budowy geologicznej podłoża. Gleby na stoku „Jelenia” posiadają bowiem większy udział frakcji szkieletowej, ponieważ zostały wytworzone z serii o przewodzie piaszkowców. Istnieją tu zatem warunki sprzyjające infiltracji bardziej niż na mniej szkieletowych glebach stoków „IG PAN”, „Wiatrówki” i „Technikum”.

#### ROLA UŻYTKOWANIA ZIEMI

Rolę użytkowania ziemi przedstawiono głównie w oparciu o pomiary splywu przeprowadzone w obrębie jednego stoku (stok „IG PAN”). Można przyjąć, że trzy poletka doświadczalne różnią się tylko użytkowaniem

ziemi. Ułatwiało to w znacznym stopniu interpretację wyników, które porównano z wynikami na stoku zalesionym, w środowisku zbliżonym do naturalnego.

W lesie (stok „Jelenia”) zanotowano najmniejszy spływ powierzchniowy. Tak w okresie śnieżnym jak i w deszczowym był on prawie równy zeru (tab. 12). W czasie odwilży spływ powierzchniowy w lesie najczęściej nie występuje (ryc. 22). Okres roztopów wiosennych jest opóźniony około 1—2 tygodni w stosunku do stoków zajętych przez pola uprawne o tej samej ekspozycji (ryc. 15). Rozmiary spływu powierzchniowego w lesie, choć minimalne, największe są w okresie roztopów, podczas gdy na polach — najczęściej w okresie odwilży śródzimowych (ryc. 22). W czasie mroźnej i mało śnieżnej zimy 1968/1969 tj. w warunkach sprzyjających głębokiemu przemarzaniu gleby, spływ powierzchniowy był ponad 1000-krotnie mniejszy niż na polach (tab. 13). Złożyły się na to następujące przyczyny: 1) las chroni glebę przed zamarzaniem dzięki warstwie ściółki i trwale utrzymującej się pokrywie śnieżnej, 2) gleby leśne posiadają bardzo dobrą strukturę (tab. 4), a w związku z tym wysoką pojemność infiltracyjną (ryc. 13).

Dzięki dobrej strukturze gleby również w okresie deszczowym rozmiary spływu powierzchniowego w lesie były minimalne (tab. 14), podobne w poszczególnych sytuacjach pogodowych, bez względu na sumę i natężenie opadu deszczu (por. ryc. 17 i 23). Wpływ szaty roślinnej uwiadcza się poprzez strukturę gleby. Łatwo przepuszczalna warstwa ściółki, miększy poziom próchnicy o dużej porowatości (tab. 4), i głęboki, dobrze rozgałęziony system korzeniowy drzew ułatwiają przesiąkanie wody w głąb profilu glebowego. Większość badaczy uważa te elementy za naistotniejsze, decydujące o korzystnej roli hydraulicznej lasu (H. H. Bennett 1939, A. M. Grin 1965, M. I. Lwowicz 1963, A. A. Mołczanow 1960). Wyniki badań A. D. Dubacha (1951) w lesie dębowym koło Woreneża, L. B. Machatadze (1949) w lesie bukowym na stokach Małego Kaukazu, czy B. Mařana, O. Lotha (1954) w lasach beskidzkich po stronie słowackiej wskazują również, że spływ powierzchniowy w lesie jest minimalny, choć zależy od charakteru lasu (W. N. Serafimow 1962), zwarcia koron (L. B. Machatadze 1949), wieku (B. Mařan, O. Lotha 1954) i innych czynników.

W lesie występuje czasem minimalny spływ powierzchniowy w wyniku opadów mniejszych od 10 mm (jesień 1968, 1969). Można przypuszczać, że zarejestrowana ilość wody pochodzi głównie ze spływu wody po powierzchni liści, które opadły z drzew.

Badania przeprowadzone w Szymbarku nie pozwalają stwierdzić roli intercepcji w zmniejszeniu rozmiarów spływu powierzchniowego, niemniej uważam, podobnie jak K. Figuła (1960), że mniejszy spływ powierz-

chniowy w lesie w porównaniu z polem jest między innymi rezultatem intercepcji. Jeżeli przyjąć, że intercepcja lasu mieszanego może wynosić 20—30% opadów (H. Burger 1931, C. C. Wilson, R. F. Grah 1944), to powierzchnię gruntu w lesie osiąga znacznie mniej wody opadowej niż na polach ornych. Dzięki intercepcji zmniejsza się również natężenie opadu pod koronami drzew.

Kultury rolne wpływają mniej korzystnie na strukturę gleby. Poprawę struktury gleby można uzyskać przez pogłębianie orki (M. I. Lwowicz 1963, G. W. Musgrave, G. R. Free 1936, S. Sobolew 1960), odpowiednie nawożenie (H. H. Bennett 1939, D. D. Smith i inni 1945), stosowanie właściwego płodozmianu (H. H. Bennett 1939, K. Figuła 1964, M. I. Lwowicz 1963) oraz inne zabiegi agrotechniczne. W warunkach Karpat Fliszowych, mimo stałego wzrostu kultury rolnej, zabiegi agrotechniczne nie reprezentują wysokiego poziomu. Wprowadzanie ulepszeń utrudniają duże spadki. Często z konieczności stosuje się zaprzęg konny, co uniemożliwia głębszą orkę, choć jej rezultatem może być zmniejszenie rozmiarów spływu powierzchniowego. S. Sobolew (1960) wykazał, że pogłębienie orki z 9—11 cm na 20—22 cm spowodowało zmniejszenie spływu powierzchniowego o 25 %.

Rozmiary spływu powierzchniowego na stokach użytkowanych rolniczo, wielokrotnie przewyższają spływ w lesie (tab. 12). W okresie śnieżnym 1968/1969 największy spływ powierzchniowy zanotowano na łące, a mniejszy, prawie jednakowy, na polu żyta ozimego i polu zaoranym z bruzdą przebiegającą zgodnie ze spadkiem (tab. 13). Spływ powierzchniowy z pola zaoranego bez bruzdy byłby znacznie mniejszy. Orka jesienna zmniejsza zatem rozmiary spływu powierzchniowego w okresie śnieżnym. Można to wyjaśnić urozmaiconą mikrorzeźbą, zwiększającą możliwość retencji powierzchniowej oraz znaczną porowatością warstwy ornej gleby pola zaoranego, zwiększającą możliwość wsiąkania wody (M. I. Lwowicz 1963). Na gęsto rozkrzewionym życie ozimym i łące zachodzi większy spływ powierzchniowy (tab. 13). W okresie śnieżnym 1969/1970 najmniejsze rozmiary spływu powierzchniowego zarejestrowano na polu zaoranym bez bruzdy, większe na łące, a największe na polu pszenicy (tab. 13), rozkrzewionej z reguły w znacznie mniejszym stopniu niż żyto w tym samym okresie wzrostu.

Na polu pszenicy spływ powierzchniowy został sztucznie powiększony, gdyż uszczelniono kanały gryzoni, którymi woda spływała pod powierzchnią gruntu na głębokości 10, 20 i więcej centymetrów. Uszczelnienie kanałów spowodowało znaczny wzrost natężenia spływu powierzchniowego, np. w dniu 11 marca w ciągu 5 minut z 19,2 l/min.ha do 72,5 l/min.ha. Na podstawie ciągłego zapisu natężenia spływu powierzchniowego obliczono, że gdyby nie uszczelniać kanałów gryzoni całkowita jego objętość wyrażona warstwą wody wyniosłaby około 3,5 mm. Stanowi to wartość po-



dobną do wartości uzyskanej na łące. Tym samym proporcje z okresu śnieżnego 1968/1969 zostałyby zachowane (tab. 13). A zatem w okresie śnieżnym spływ powierzchniowy jest większy z łąki i z oziminy, a mniejszy z pola zaoranego. Stwierdzili to wcześniej badacze radzieccy na różnych obszarach Związku Radzieckiego. S. W. Bass (1963) wykazał, że na glebach gliniastych koło Moskwy współczynnik spływu za okres śnieżny wynosi 39 % sumy opadów w przypadku pola zaoranego, a 53 % w przypadku łąki. I. A. Szarow (1923) uzyskał w Południowym Zawołżu następujące współczynniki spływu za okres śnieżny: 73% dla ugoru, a 34% dla pola zaoranego. W. I. Korzun (1968) na podstawie eksperymentów przeprowadzonych na Wałdaju uważa, że spływ z pola zaoranego jest 2-krotnie mniejszy niż z łąki. M. I. Lwowicz (1963) w oparciu o szereg doświadczeń wysnuł wniosek, że wpływ orki na zmniejszenie rozmiarów spływu powierzchniowego jest większy w strefie stepów niż w strefie lasów mieszanych czyli maleje wraz ze wzrostem sumy opadów rocznych.

W okresie deszczowym warstwa spływu powierzchniowego wynosiła w lesie 0,1 mm, podczas gdy na polach, na stoku „Wiatrówki” 29,4 mm, a na pastwisku (stok „Technikum NW”) 32,4 mm. Podobne proporcje zaznaczają się w przypadku porównywania natężenia spływu powierzchniowego, współczynnika spływu i ilości dni spływu (tab. 14, ryc. 22).

Największy spływ powierzchniowy z pastwiska jest spowodowany złą strukturą gleby, ale przyczyną tego jest użytkowanie ziemi: intensywny wypas pogarsza właściwości wodne gleby (M. I. Lwowicz 1963). H. Burger (1945), D. D. Smith i inni (1945) stwierdzili, że objętość spływu powierzchniowego na pastwisku intensywniej wypasanym jest prawie 2-krotnie większa.

Zróznicowanie spływu powierzchniowego w okresie deszczowym w zależności od użytkowania ziemi jest spowodowane w dużej mierze różną gęstością szaty roślinnej i agrotechniką. Można to wyjaśnić zasadami hydrologii spływu, L. Schiff (1951) opierając się na modelu R. E. Hortona (1945) wykazał doświadczalnie, że w czasie trwania spływu powierzchniowego zachodzą następujące relacje: 1) detencja powierzchniowa, przy identycznej objętości spływu jest wyraźnie większa po stronie rosnącej hydrogramu. W przypadku następujących po sobie dwóch spływów w drugim przypadku do spływu dochodzi o wiele łatwiej; 2) przy identycznej wielkości spływu średnia miąższość detencji powierzchniowej wzrasta ze wzrostem gęstości szaty roślinnej; 3) prędkość płynięcia przy tej samej detencji powierzchniowej maleje ze wzrostem gęstości szaty roślinnej; 4) przy gęstości szaty roślinnej większej niż 90% (gęsta łąka) woda płynie laminarnie, a przy gęstości mniejszej niż 18% woda płynie ruchem turbuletnym.

Stwierdzenia te pozwalają wyjaśnić zróżnicowanie rozmiarów spływu powierzchniowego i spłukiwania w zależności od użytkowania ziemi tak w przypadku krótkotrwałej ulewy jak również rozlewnego deszczu.

Podczas krótkotrwałej ulewy natężenie deszczu przewyższa pojemność infiltracyjną warstwy podornej (por. ryc. 13 i ryc. 19). Woda opadająca gromadzi się głównie w warstwie ornej gleby. Stwierdzono to pomiarami wilgotności gruntu po ulewie. Pojemność wodna horyzontu ornego jest jednak często zbyt mała, aby wchłonąć cały opad. Nadwyżka wody, która nie może wsiąknąć w głębie tworzy warstwę na powierzchni gruntu. W momencie przewyższenia szorstkości zaczyna ona spływać w dół stoku z prędkością zależną od miąższości detencji powierzchniowej i współczynnika szorstkości danej powierzchni. Na polu ziemniaków rzędy i bruzdy zgodne ze spadkiem sprzyjają koncentracji wody. Miąższość horyzontu ornego, a tym samym jego pojemność wodna jest mała w bruzdach ziemniaczanych. Równocześnie następuje tu największa dostawa wody: bezpośrednio z opadu, ze spływu z liści ziemniaczanych oraz ze spływu z rzędów. Prowadzi to do szybkiego wytworzenia się w bruzdach detencji powierzchniowej, a w miarę wzrostu miąższości spływającej warstwy wody rośnie jej prędkość (L. Schiff 1951). Wskutek tego rozmiary spływu powierzchniowego są duże (tab. 17, tab. 20), często połączone z katastrofalnym spłukiwaniem gleby (E. Gil, J. Słupik 1972b). Współczynnik szorstkości rośnie wraz ze wzrostem gęstości szaty roślinnej (L. Schiff 1951). Dzięki temu na polu żyta w okresie bujnego wzrostu oraz na łące detencja powierzchniowa wytworzyła się później, a prędkość płynięcia wody była mniejsza niż na polu ziemniaków (tab. 20). Spływ powierzchniowy trwał krócej, a jego natężenie było małe. O tak małym spływie z łąki zdecydowała przede wszystkim duża gęstość szaty roślinnej, natomiast w przypadku żyta również większa pojemność infiltracyjna (ryc. 13, tab. 20), wydłużająca czas wytworzenia się detencji powierzchniowej.

Objętość spływu powierzchniowego z pola ziemniaków była prawie 500 razy większa niż z łąki i prawie 2000 razy większa niż z pola obsianego żytem. W czasie innych krótkotrwałych ulew przebieg i rozmiary spływu powierzchniowego były podobne do przedstawionych na przykładzie z dnia 15 czerwca 1969 r.

We wszystkich pracach hydrologicznych i erozyjnych podkreśla się słusznie, że orka poprzeczna do spadku zmniejsza rozmiary spływu powierzchniowego. W przypadku ziemniaków uprawa poprzeczna do spadku stanowi jednak groźbę upłynnienia warstwy ornej i powstania spływu błotnego wskutek przeciążenia przesyconej wodą warstwy ornej gleby (E. Gil, J. Słupik 1972b). Odnosi się to szczególnie do stromych partii stoków. Dlatego rolnicy nauczeni doświadczeniem celowo uprawiają ziem-

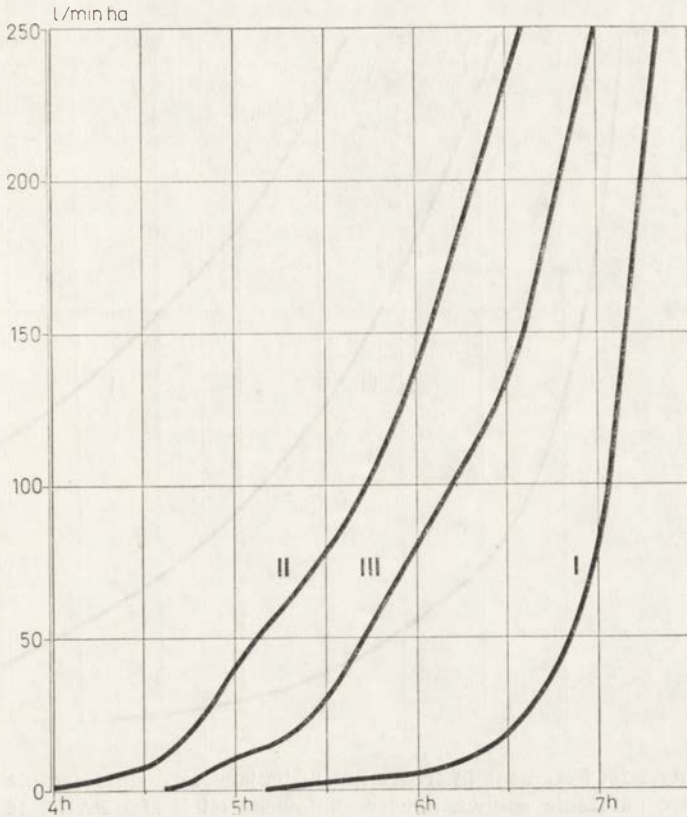
Spływ powierzchniowy na stoku „IG PAN” podczas krótkotrwałej ulewy 15 czerwca 1969 r.

Surface run-off on the „IG PAN” slope during a heavy rain on 15 June 1969

Wskaźniki wsiąkania, opadu i spływu Indices of infiltration, precipitation, and surface run-off	Łąka Meadow	Żyto Rye	Ziemniaki Potatoes
Pojemność infiltracyjna, mm/min. Infiltration capacity, mm/min.	2,48	5,83	2,86
Suma opadu, mm Total of precipitation, mm	43,2	43,2	43,2
Początek opadu, godzina Beginning of rain, h	14 <sup>43</sup>	14 <sup>43</sup>	14 <sup>43</sup>
Początek spływu, godzina Beginning of run-off, h	15 <sup>17</sup>	15 <sup>25</sup>	15 <sup>10</sup>
Wielkość spływu, mm Amount of run-off, mm	0,023	0,006	10,2
Maksymalne natężenie spływu, l/min.ha Maximum intensity of run-off, l/min.ha	17	6	3400
Współczynnik spływu, % Run-off coefficient, %	0,0	0,0	23,6

niaki zgodnie ze spadkiem. W ten sposób zwiększają spływ powierzchniowy (L. S. Szczeklein 1938), ale równocześnie chronią uprawę przed zniszczeniem.

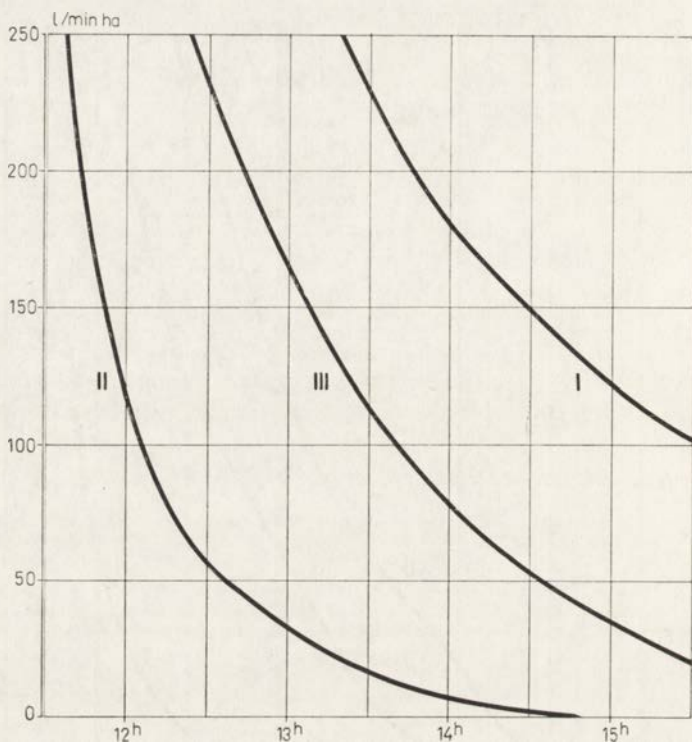
W czasie deszczów rozlewnych następuje nasycenie wodą całego profilu glebowego do wartości równej, lub nawet przewyższającej całkowitą pojemność wodną (ryc. 12). Wówczas nawet niezbyt duże natężenie opadu przewyższa prędkość filtracji wody w glebie, powoduje wytworzenie się detencji powierzchniowej i rozpoczęcie spływu powierzchniowego. Zgodnie z modelem przedstawionym dla przypadku krótkotrwałej ulewy, spływ powierzchniowy rozpoczął się najwcześniej na ściernisku (brak szaty roślinnej), później na polu ziemniaków (znaczna gęstość szaty roślinnej wskutek zachwaszczenia), a najpóźniej na łące (ryc. 27). W miarę upływu czasu, wskutek różnic w prędkości wsiąkania wody na poszczególnych poletkach (por. ryc. 13), krzywe wzrostu natężenia spływu wznosiły się stromiej w przypadku łąki i ziemniaków, a łagodniej w przypadku ścierniska (ryc. 27). W fazie opadania krzywej spływu jego natężenie malało w zależności od prędkości wsiąkania wody i wielkości współczynnika szorstkości: najszybciej na ściernisku, wolniej na polu ziemniaków, a najwolniej na łące (ryc. 28). Czas trwania spływu wydłuża się zatem wraz ze wzrostem gęstości szaty roślinnej. W efekcie tego największa ilość wo-



Ryc. 27. Fragment hydrogramu ilustrujący fazę wzrostu natężenia spływu powierzchniowego (stok „IG PAN”, 18 sierpnia 1969). I — łąka, II — ściernisko, III — pole ziemniaków

Fig. 27. Part of the hydrograph illustrating the rising phase of the intensity of the surface run-off („IG PAN” slope, 18 August 1969). I — meadow, II — stubble field, III — potatoe field

dy spłynęła z łąki, a nieco mniejsza w kolejności: z pola ziemniaków i ze ścierniska (tab. 10). Gęstość szaty roślinnej odgrywa jednak rolę drugorzędną. Rozmiary spływu powierzchniowego w czasie opadu rozlewnego, przewyższającego pojemność wodną warstwy gleby zależą przede wszystkim od warunków infiltracji. Decyduje o nich struktura gleby, którą w dużym stopniu kształtuje szata roślinna i sposób uprawy (L. D. Bayer 1956, M. I. Lwowicz 1963). Dokonując skrótu myślowego można powiedzieć, że najistotniejszym czynnikiem spływu powierzchniowego jest użytkowanie ziemi. Pewną rolę odgrywa również układ pól i sieć dróg. W zimie, przewiewany śnieg zalega grubszą warstwą w bruzdach polnych i holwegach (fot. 5). Tu tworzą się też najgrubsze płyty lodu — pozostałości



Ryc. 28. Fragment hydrogramu ilustrujący fazę zmniejszania się natężenia spływu powierzchniowego (stok „IG PAN”, 18 sierpnia 1969 r.). I — łąka, II — ściernisko, III — pole ziemniaków

Fig. 28. Part of the hydrograph illustrating the subsiding phase of the intensity of surface run-off („IG PAN” slope, 18 August 1969). I — meadow, II — stubble field, III — potatoe field

z poprzednich odwilży (fot. 7). Wskutek tego w brzdach następuje koncentracja zapasów wody, a w czasie odwilży duży spływ powierzchniowy. W okresie śnieżnym 1968/1969 z brzdki spłynęła połowa całej ilości wody odprowadzonej z poletka (tab. 21). Wyniki pomiarów przeprowadzonych na polu ziemniaków, a także bezpośrednie obserwacje patrolowe świadczą o tym, że również w okresie deszczowym brzdki i drogi polne często nadmiernie odwadniają warstwę orną gleby oraz przyspieszają spływ wody do koryta cieku (fot. 11). Prowadzi to do zwiększenia kulminacji wezbrań (J. Słupik 1973). Na stokach zagospodarowanych rolniczo w zlewni Bystrzanki gęstość brzdki ograniczających pola wynosi około 35 km/km<sup>2</sup>. Należy zaznaczyć, że brzdki biegnące prostopadle do linii spadku tylko czasowo utrudniają spływ wody.

Porównanie spływu powierzchniowego z bruzdy i z pola zaoranego na stoku „IG PAN” w okresie śnieżnym 1968/1969

Comparison of the surface run-off from a furrow and a ploughed field on the „IG PAN” slope in the snow period 1968/1969

Wskaźniki spływu Indices of surface run-off	Pole + bruzda Ploughed field + furrow	Pole — bruzda Ploughed field — furrow
Czas trwania spływu, dni Duration of run-off, days	32	30
Wielkość spływu, mm Amount of run-off, mm	25,87	12,94
Maksymalna dobowa wielkość spływu, mm Maximum diurnal amount of run-off, mm	6,92	4,0
Maksymalne natężenie spływu, l/min.ha Maximum intensity of run-off, l/min.ha	170	88

Użytkowanie ziemi wpływa na zróżnicowanie rozmiarów spływu powierzchniowego bezpośrednio i pośrednio. Bezpośredni wpływ użytkowania ziemi jest następstwem różnej gęstości szaty roślinnej, zabiegów agrotechnicznych i układu pól. Pośrednia rola użytkowania ziemi przejawia się głównie w kształtowaniu struktury gleby.

#### ROLA STANU GRUNTU

miary spływu powierzchniowego. W okresie śnieżnym większe znaczenie ma temperatura gruntu, natomiast w okresie deszczowym decydujące odgrywa temperatura gruntu, natomiast w okresie deszczowym większe znaczenie należy przypisać wilgotności gleby.

Stan gruntu w obu zimach był odmienny. W okresie śnieżnym 1968/1969 bardzo wilgotna gleba zamarzała 50 cm i głębiej, a w okresie śnieżnym 1969/1970 mniej wilgotna gleba zamarzała tylko do głębokości 20 cm i to w ostatniej fazie zimy (ryc. 12, 17). Porównanie rozmiarów spływu powierzchniowego z obu okresów śnieżnych (tab. 13) wskazuje na dużą rolę głębokości przemarzania gruntu. W okresie śnieżnym 1968/1969 rozmiary spływu powierzchniowego były wielokrotnie większe na wszystkich badanych stokach, z wyjątkiem leśnego. W buczynie karpackiej gleba nie była przemarznięta podczas obu zim, ponieważ śnieg wraz ze ściółką leśną spełniały rolę izolacji termicznej. Dlatego w okresie obu zim nie zanotowano większych różnic w rozmiarach spływu powierzchniowego



Fot. 11. Spływ wody drogą polną w czasie ulewy 18 sierpnia 1969 r.

Phot. 11. Flow of water on a cart-road during the heavy rain on 18 August 1969

w lesie. Gleby leśne nie przemarzają wcale lub przemarzają znacznie płycej niż gleby orne. Dzięki temu nawet w klimatach typu kontynentalnego rozmiary spływu wiosennego w lesie są małe (M. I. Lwowicz 1963, A. A. Molczanow 1960, W. W. Serafimow 1962, P. A. Urywajew 1953). Poza lasem gleba zamarza znacznie głębiej, co w warunkach dużej wilgotności gruntu jest przyczyną minimalnego przesiąkania (F. R. Dreibelbis 1949). W głęboko przemarzniętej i nasyconej wodą glebie przesiąkanie ustaje zupełnie (A. S. Subbotin 1966), a spływ osiąga bardzo duże wartości (W. I. Korzun 1968, M. I. Lwowicz 1963). P. A. Urywajew (1953) stwierdził, że współczynnik spływu na tym samym stoku w warunkach przemarzniętej gleby wyniósł 92%, częściowo zamarzniętej — 65%, a w warunkach odmarzniętej gleby zaledwie 0,01% sumy opadów za okres zimy. Wyniki badań w Szymbarku wskazują na tendencję wzrostu rozmiarów spływu powierzchniowego z głębokością przemarzania gleby w tym samym okresie śnieżnym, przy różnym stanie gruntu (tab. 22). W czasie odwilży pomiędzy 11 a 17 stycznia 1970 r. spływ powierzchniowy nie wystąpił, choć 17 stycznia spadł 17 mm deszcz. W okresie roztopów wiosennych największy spływ miał miejsce w pierwszych dniach ocieplenia, gdy grunt był jeszcze przemarznięty. W miarę upływu czasu przewagę osiągnął proces przesiąkania (ryc. 20).

Splyw powierzchniowy na łące (stok „IG PAN”) podczas odwilży i roztopów w okresie śnieżnym 1969/1970

Surface run-off from a meadow („IG PAN” slope) during the snow melt in the snow period 1969/1970

Stan gruntu i wskaźniki spływu Soil conditions and indices of surface run-off	Okres — Period			
	3—6 I	11—17 I	2—14 II	3—21 III
Głęb. przemarznięcia gleby, cm — przed odwilżą Depth of frozen soil, cm — before snow melt	4	3	9	20
— po odwilży — after snow melt	0	0	8	0
Mięgkość śniegu na początku odwilży, cm Depth of snow cover at the beginning of snow melt, cm	28	21	15	23
Czas trwania spływu, dni Duration of run-off, days	0	0	1	8
Wielkość spływu, mm Amount of run-off, mm	—	—	0,001	3,9
Maksymalna dobowo wielkość spływu, mm Maximum diurnal amount of run-off, mm	—	—	0,001	1,2
Maksymalne natężenie spływu, l/min.ha Maximum intensity of run-off, l/min.ha	—	—	<1	35

Przytoczone przykłady pozwalają przypuszczać, że w Karpatach Fliszowych w warunkach nie zamrażonego i niezbyt wilgotnego gruntu spływ powierzchniowy w okresie śnieżnym nie wystąpi.

W okresie deszczowym wilgotność gruntu ogólnie biorąc jest mniejsza w pełni lata, a największa wczesną wiosną i późną jesienią (ryc. 12). Natomiast temperatura gleby wczesną wiosną i późną jesienią jest dodatnia, ale bliska zeru, podczas gdy latem przekracza 20°C na głębokości 20 cm, a 16°C na głębokości 1 m. Wskutek takiego zróżnicowania stanu gruntu spływ powierzchniowy wywołany podobnym opadem deszczu jest mniejszy latem, a większy wczesną wiosną i późną jesienią (tab. 23).

Według C. S. Slichtera (1899) na skutek zmniejszenia lepkości wody, szczególnie w przewodach o mniejszym przekroju, wzrasta dwukrotnie przepuszczalność w granicach temperatur od 0 do 26°C. Zaobserwowany w Szymbarku wzrost temperatury gleby pomiędzy okresem wczesnej wiosny lub późnej jesieni a latem mógł spowodować przynajmniej 1,5-krotne zwiększenie przepuszczalności. Musiało to znaleźć odzwierciedlenie w zmniejszeniu rozmiarów spływu powierzchniowego, choć w analizowanych przypadkach trudno oddzielić wpływ zmian lepkości wody od roli



Spływ powierzchniowy na stoku „Wiatrówki” w różnych porach roku  
Surface run-off from the „Wiatrówki” slope in different seasons

Pora roku Season	Data Date	Suma opadu Total of precipitation mm	Wielkość spływu Amount of run-off mm	Współczynnik spływu Run-off coefficient %
Wiosna Spring	11—17 IV 1969	24,2	2,8	12,2
„	23—24 IV „	14,7	0,4	3,0
Lato Summer	2—6 VI „	22,3	—	—
„	14—16 VI „	35,7	0,2	0,5
„	6—13 VII „	59,4	1,6	3,5
Jesień Autumn	17—25 XI 1968	36,2	1,1	4,1

wilgotności gruntu, która uwidacznia się również w okresie lata, a więc w podobnych warunkach termicznych.

Rola wilgotności gleby zaznacza się wyraźnie przy porównaniu rozmiarów spływu wywołanego dwoma deszczami o podobnym charakterze, następującymi po sobie w krótkim odstępie czasu (tab. 24). W wyniku wcześniejszego opadu współczynnik spływu był prawie 5-krotnie mniej-

Tabela 24

Spływ powierzchniowy na stoku „Wiatrówki” w warunkach różnej wilgotności gleby  
Surface run-off on the „Wiatrówki” slope under different conditions of soil moisture

Wilgotność gleby przed opadem Soil moisture before rain-fall	Data opadu Date of precipitation	Suma opadu Total of precipitation mm	Wielkość spływu Amount of run-off mm	Współczynnik spływu Run-off coefficient %
Mniejsza — Smaller	19—21 VI 1969	36,9	0,7	2,1
Większa — Greater	24—26 VI 1969	38,8	3,7	9,7

szy. K. Cyberska, J. Cyberski (1964) stwierdzili prawie dwukrotny wzrost odpływu ze zlewni Świdnik w czasie wezbrań wywołanych dwoma ulewami następującymi dzień po dniu. Wpływ wilgotności gleby na zróżnicowanie rozmiarów spływu powierzchniowego dokumentuje wielu badaczy, między innymi L. D. Baver (1956), H. Kuron i inni (1956), D. I. Nebolsin, P. P. Nadejew (1937).

W okresie deszczowym większą rolę w różnicowaniu spływu powierzchniowego odgrywa wilgotność gleby, a w okresie śnieżnym temperatura gruntu, choć w porze zimowej oba te czynniki działają równocześnie. Na przykład P. A. Urywajew (1957) stwierdził że spływ powierzchniowy w okresie śnieżnym następującym po suchej jesieni jest 15—40% mniejszy niż po mokrej jesieni.

#### ROLA EKSPOZYCJI STOKU

Wpływ ekspozycji na zróżnicowanie rozmiarów spływu powierzchniowego zaznacza się zarówno w okresie śnieżnym jak i deszczowym. Stoki o ekspozycji południowej otrzymują więcej ciepła niż stoki o ekspozycji północnej. Zimą zaznacza się to w skracaniu odwilży i opóźnieniu roztopów wiosennych, natomiast latem ogólnie biorąc większym uwilgotnieniem gleby na stokach północnych.

W okresie śnieżnym np. w dniach od 30 stycznia do 4 lutego 1969 r., zanim śnieg zalegający na stokach północnych osiągnął gęstość roztopową, nastąpiło ponowne ochłodzenie. W tym samym czasie na stokach o ekspozycji południowej odbywał się spływ powierzchniowy (tab. 25, ryc. 22). W miarę trwania zimy zaznaczały się coraz wyraźniejsze różnice w miąższości śniegu pomiędzy stokami o różnej ekspozycji, potęgowane wywiezieniem śniegu ze stoków o ekspozycji południowej (fot. 6). Podczas adwekcji ciepłego powietrza, na pozbawionych śniegu i silniej nagrzewanych stokach południowych gleba szybciej rozmarzała. Różnice w ekspozycji stoków były zatem przyczyną zróżnicowania zapasu wody w śniegu i warunków infiltracji, a tym samym rozmiarów spływu powierzchniowego w całym okresie śnieżnym (tab. 13), jak również w czasie każdej odwilży (tab. 25). Na stokach o ekspozycji południowej (stok „IG PAN”) początek odwilży następuje wcześniej, notuje się większą ilość dni z odwilżą, a miąższość śniegu już na początku odwilży jest mniejsza. Tym samym spływ powierzchniowy rozpoczyna się wcześniej, trwa dłużej, a jego rozmiary są większe. W okresie roztopów zapas wody w śniegu na stokach południowych jest mniejszy. W związku z tym spływ powierzchniowy zamiera wcześniej, a jego rozmiary są mniejsze. Na stokach północnych okres roztopów jest opóźniony. Zanikanie pokrywy śnieżnej odbywa się gwałtowniej, gdyż przypada na dni dużego wzrostu temperatury powietrza, a równocześnie odbywa się w warunkach głębiej przemarzniętego gruntu. Wskutek tego rozmiary spływu powierzchniowego są duże, a w sumie w całym okresie śnieżnym większe niż na stokach o ekspozycji przeciwnej (tab. 13). W. I. Korzun (1968) stwierdził, że współczynnik spływu powierzchniowego i maksymalny przepływ jednostkowy jest wyższy na stokach o ekspozycji północnej, z wyjątkiem tych zim, w których gleba nie jest za-

Tabela 25

Splyw powierzchniowy na stokach o różnej ekspozycji podczas odwilży i roztopów w okresie śnieżnym 1968/1969  
Surface run-off on slopes with different exposure during snow melts in the snow period 1968/1969

Wskaźniki pogody i splywu Indices of weather and surface run-off	30 I—4 II		14 II—27 II		20 III—10 IV	
	„IG PAN” pole zaorane ploughed field	„Wiatrówki”	„IG PAN” pole zaorane ploughed field	„Wiatrówki”	„IG PAN” pole zaorane ploughed field	„Wiatrówki”
Początek odwilży Beginning of snow melt	30 I	31 I	14 II	15 II	20 III	22 III
Czas trwania odwilży, dni Duration of snow melt, days	6	4	14	11	14	19
Suma maksymalnych dobowych temperatur Total of diurnal maximum temperatures	23,9	16,5	46,1	42,4	63,2	93,9
Mięszczość śniegu na początku odwilży, cm Depth of snow cover at the beginning of snow melt, cm	15	20	8	17	6	?
Czas trwania splywu, dni Duration of run-off, days	5	0	12	7	4	13
Początek splywu Beginning of run-off	31 I	—	16 II	20 II	21 III	24 III
Wielkość splywu, mm Amount of run-off, mm	3,6	—	38,8	31,8	0,4	10,1
Maksymalna dobowo wielkość splywu, mm Maximum diurnal amount of run-off, mm	1,5	—	6,9	4,7	0,3	4,0

marznięta. Można zatem przyjąć, że w Szymbarku, w zimie 1969/1970 zróżnicowanie spływu powierzchniowego spowodowane ekspozycją było małe.

W okresie deszczowym różna ilość dostarczonej energii cieplnej jest przyczyną zróżnicowania wilgotności gleby w zależności od ekspozycji stoku. W związku z tym przyjmuje się, że rozmiary spływu powierzchniowego

Tabela 26

Spływ powierzchniowy na stokach doświadczalnych w Szymbarku 25 czerwca 1969 r.  
Surface run-off on the experimental slopes at Szymbark on 25 June 1969

Wskaźniki opadu i spływu Indices of precipitation and surface run-off	„IG PAN”, ekspozycja SW exposure SW			„Wiatrówki” ekspozycja NE exposure NE	„Technikum”	
	łąka meadow	żyto rye	ziemniaki potatoes		SW	NW
Suma opadu, mm Total of precipitation, mm	37,2	37,2	37,2	38,8	37,2	38,2
Wielkość spływu, mm Amount of run-off, mm	0,04	0,001	3,85	3,68	2,08	2,72
Współczynnik spływu, % Run-off coefficient, %	0,1	0,0	10,5	9,7	5,8	7,6

wego są największe na stokach o ekspozycji północnej (najwilgotniejszych), a mniejsze w kolejności na stokach zachodnich, wschodnich i południowych (L. D. Baver 1956, D. Zachar 1960).

Do podobnych stwierdzeń upoważniają wyniki badań uzyskane w Szymbarku. Wczesną wiosną, po zakończeniu roztopów, wilgotność gleby była znacznie większa na stoku „Wiatrówki” niż na stoku „IG PAN”.

Tabela 27

Spływ powierzchniowy na stokach doświadczalnych w Szymbarku w dniach 6—13 lipca 1969 r.  
Surface run-off on the experimental slopes at Szymbark from 6 to 13 July 1969

Wskaźniki opadu i spływu Indices of precipitation and surface run-off	„IG PAN”, ekspozycja SW exposure SW			„Wiatrówki” ekspozycja NE exposure NE	„Technikum”	
	łąka meadow	żyto rye	ziemniaki potatoes		SW	NW
Suma opadów, mm Total of precipitation, mm	50,5	50,5	50,5	59,4	68,1	68,1
Wielkość spływu, mm Amount of run-off, mm	0,007	0,001	0,51	1,51	0,64	1,39
Współczynnik spływu, % Run-off coefficient, %	0,0	0,0	1,1	3,5	1,0	2,2

Znalazło to odzwierciedlenie w rozmiarach spływu powierzchniowego. Po- między 11 a 17 kwietnia 1969 r. 18,9 mm opad deszczu nie wywołał spływu na stoku „IG PAN”, natomiast na stoku „Wiatrówki” w wyniku 24,2 mm opadu spłynęła 2,8 mm warstwa wody. Ulewne deszcze w dniach 15 i 20 czerwca 1969 r. spowodowały duże uwilgotnienie gruntu. Do czasu wy- stąpienia następnej ulewy w dniu 25 czerwca straty wody spowodowane ewapotranspiracją były większe na stokach o ekspozycji południowej („IG PAN”, „Technikum SW”). W efekcie 25 czerwca zanotowano więk- szy spływ na stokach „Wiatrówki” i Technikum NW” (tab. 26). Większy spływ powierzchniowy na stokach o ekspozycji północnej miał miejsce również w lipcu (tab. 27) oraz w okresie mokrej jesieni 1968 r. (tab. 28).

Tabela 28

Spływ powierzchniowy na stokach doświadczalnych w Szymbarku w dniach 17—25 listopada 1968 r.  
Surface run-off on the experimental slopes at Szymbark from 17 to 25 November 1968

Wskaźniki opadu i spływu Indices of precipitation and surface run-off	„IG PAN”, ekspozycja SW exposure SW			„Wiatrówki” ekspozycja NE exposure NE	„Technikum”	
	łąka meadow	żyto rye	pole zaorane ploughed field		SW	NW
Suma opadu, mm Total of precipitation, mm	36,7	36,7	36,7	36,2	28,9	28,9
Wielkość spływu, mm Amount of run-off, mm	0,48	0,42	0,39	1,12	3,11	3,99
Współczynnik spływu, % Run-off coefficient, %	1,9	1,6	1,5	4,1	11,8	15,3

Powiększenie rozmiarów spływu powierzchniowego spowodowane różnicą w ekspozycji nie jest duże w okresie deszczowym. Rola ekspozycji zazna- cza się najczęściej wczesną wiosną i późną jesienią, kiedy sumy i na- tężenie opadów nie są duże. Podczas spływu wywołanego gwałtowną ule- wą lub opadem rozlewnym wpływ ekspozycji nie zaznaczył się, ponieważ inne czynniki (struktura i pojemność wodna gleby, gęstość szaty roślin- nej) odgrywają decydującą rolę.

Uogólniając, należy stwierdzić, że rola ekspozycji stoku jako czynnika spływu powierzchniowego jest znacznie większa w okresie śnieżnym aniżeli w okresie deszczowym. Różnica w ekspozycji jest przyczyną róż- nicowania rozmiarów spływu w zależności od czasu trwania odwilży, głę- bokości przemarzania gruntu oraz wielkości zapasów wody zawartych w pokrywie śnieżnej. W okresie deszczowym rola ekspozycji jest mniejsza.

## WNIOSKI

Rozmiary spływu powierzchniowego są większe w okresie deszczowym, a mniejsze w okresie śnieżnym. Wynika to z szybszej dostawy wody (duże natężenie opadu) w stosunku do możliwości wsiąkania jak i z większej dostawy wody (większe sumy opadów) w stosunku do pojemności wodnej całej warstwy gleby. Tymczasem W. Niewiadomski i S. Grabarczyk (1965), prowadząc badania na północnym wschodzie Polski oraz S. Ziemiński (1960) na obszarze wyżynnym w części południowo-wschodniej stwierdzają, że spływ powierzchniowy w okresie śnieżnym jest prawie zawsze większy. Badacze radzieccy (M. I. Lwowicz 1963, P. A. Urywajew 1953, 1957) sądzą, że przewaga spływu powierzchniowego w sezonie zimowym rośnie w miarę wzrostu kontynentalizmu klimatu. Należałoby więc przypuszczać, że ten czynnik jest przyczyną odmiennych niż w Szymbarku proporcji, uzyskanych przez polskich badaczy. W Szymbarku stwierdzono jedynie większy współczynnik spływu w okresie śnieżnym. W warunkach przemarznętego gruntu wynosi on około 25—35<sup>0</sup>/<sub>0</sub>, zaś w okresie deszczowym, przy sprzyjającym spływowi rozkładzie opadów, stanowi 6—11<sup>0</sup>/<sub>0</sub> sumy opadów.

W okresie śnieżnym temperatura powietrza warunkuje spływ, a temperatura gruntu i w pewnym stopniu wilgotność gleby decydują o przewodzie wsiąkania wody lub przewodzie spływu powierzchniowego podczas odwilży i roztopów. Wzrost opadów śniegu sprzyja przedłużeniu czasu zalegania pokrywy śnieżnej, która chroni glebę przed zamarzaniem. Dzięki temu ze wzrostem sumy opadów maleje spływ powierzchniowy. Podczas odwilży, której towarzyszy wiatr typu foehnowego, rozmiary spływu powierzchniowego są małe na skutek znacznego parowania śniegu. Dzięki temu ten rodzaj odwilży, nawet w przypadku bardzo ograniczonej infiltracji nie wywołuje większego wezbrania w ciekach. W obszarach górskich groźniejsze mogą być długotrwałe odwilże adwekcyjne, połączone z opadem deszczu, w warunkach przemarznętego gruntu, bowiem adwekcja ciepła obejmuje wówczas wszystkie stoki, niezależnie od ekspozycji, a opad deszczu przyspiesza topnienie śniegu i powiększa objętość spływu.

Okres badań obejmował dwie zimy, w których sumy opadów i temperatury powietrza odbiegały znacznie od przeciętnych wartości wieloletnich (ryc. 18). Jedną zimą mroźną, z niedoborem opadów (1968/1969), a drugą równie mroźną z nadmiarem opadów (1969/1970). Istnieją jeszcze dwie inne możliwości wystąpienia zim odbiegających od przeciętnych stosunków klimatycznych: zimy cieplejszej z niedoborem opadów lub cieplejszej z nadmiarem opadu. Można się spodziewać, że w obu przypadkach głębokość przemarzania gruntu — pierwszorzędny czynnik zwiększającego rozmiary spływu — powinna być mała. A zatem mroźna zima 1968/

1969 jest skrajnym przykładem warunków sprzyjających występowaniu spływu powierzchniowego. Jego rozmiary w tym okresie mogą reprezentować wartości zbliżone do maksymalnych, natomiast w zimie 1969/1970 — wartości zbliżone do minimalnych (J. Słupik 1972). Dużą rolę odgrywa również przebieg pogody w okresie zimy. Spływ powierzchniowy będzie bowiem zależny od tego, czy pokrywa śnieżna utworzy się przed nadejściem fali mrozów (zanim gleba przemarznie), czy też po dłuższym okresie mroźnym (po przemarznięciu gruntu).

W sezonie deszczowym spływ powierzchniowy może być wywołany krótkotrwałą ulewą lub opadem rozlewnym. Opad deszczu mniejszy od 20 mm może spowodować tylko minimalny spływ powierzchniowy, który nie zaznaczy się wezbraniem nawet w małej zlewni. Spływ powierzchniowy w czasie krótkotrwałych ulew odbywa się najczęściej w warunkach niepełnego nasycenia gleby wodą. Ulewne deszcze zdarzają się bowiem najczęściej w pełni lata (bujna roślinność), kiedy wilgotność gleby wskutek intensywnej insolacji, a tym samym dużej ewapotranspiracji jest stosunkowo mała. Stan gruntu i gęsta szata roślinna sprzyjają wsiąkaniu wody, a więc rozmiary spływu powierzchniowego są małe, za wyjątkiem pól z roślinami okopowymi oraz dróg z bruzd polnych. Z pól obsianych zbożami oraz z łąk i pastwisk zachodzi duży spływ powierzchniowy tylko w wyniku opadów rozlewnych, których suma przekracza pojemność wodną gleby. Wówczas w warunkach pełnego nasycenia gleby wodą, brak większego zróżnicowania spływu powierzchniowego w zależności od rodzaju kultur rolnych i agrotechniki, a prawie wyłącznie od struktury i miąższości gleby. Równocześnie duży zasięg terytorialny deszczu rozlewnego stwarza groźbę powodzi.

Las, szczególnie mieszany, sprzyja wytworzeniu i utrzymaniu korzystnych warunków infiltracji w ciągu całego roku. W zimie chroni glebę przed przemarzaniem nie tylko pokrywa śnieżna ale i ściółka leśna. Dzięki dobrej strukturze gleby spływ powierzchniowy w lesie jest minimalny. W polu struktura gleby jest gorsza, wskutek tego spływ powierzchniowy z użytków rolnych jest znacznie większy. W zimie jest on mniejszy z pola zaoranego niż z oziminy lub łąki, natomiast w okresie deszczowym — mniejszy z upraw zbożowych i z łąki, większy z pastwisk, a największy z upraw okopowych. O rozmiarach spływu powierzchniowego decyduje zatem struktura gleby, a pośrednio użytkowanie ziemi, które określa właściwości wodne gleby (J. Słupik 1972).

Bruzdy i drogi polne wskutek drenowania wody z warstwy ornej gleby zwiększają objętość spływu powierzchniowego. Przyspieszają również płynięcie wody, co powoduje wzrost jej energii oraz powiększanie kulminacji wezbrań w ciekach. Natomiast na polach, za wyjątkiem upraw okopowych, panują warunki sprzyjające zmniejszaniu prędkości i ograniczaniu

możliwości koncentracji spływającej wody. Świadczy o tym analiza przebiegu wezbrań w zlewni Bystrzanki w porównaniu z przebiegiem spływu powierzchniowego na stokach doświadczalnych. Na przykład w dniu 18 sierpnia 1969 r. w przekroju wodowskazowym u ujścia Bystrzanki już w godzinach nocnych zarejestrowano znaczny przybór wody, podczas gdy na stokach doświadczalnych spływ powierzchniowy rozpoczął się dopiero nad ranem, pomiędzy godziną 4 a 5. Można to wytłumaczyć jedynie szybszą, bezpośrednią dostawą wody spływającej powierzchniowo bruzdami i drogami polnymi.

W okresie śnieżnym ważnym czynnikiem zróżnicowania rozmiarów spływu powierzchniowego w czasie jest ekspozycja stoku. Wywołuje ona zróżnicowanie czasu trwania i natężenia procesu topnienia śniegu na stokach. W okresie deszczowym ekspozycja, podobnie jak wilgotność i temperatura gleby, wpływa w mniejszym stopniu na zróżnicowanie rozmiarów spływu powierzchniowego.

Omówione relacje są etapem na drodze do wyjaśnienia dynamiki spływu powierzchniowego na stokach górskich. Materiały uzyskane w trakcie badań pozwalają kontynuować pracę w kierunku poznania związków ilościowych i korelacji pomiędzy spływem powierzchniowym a czynnikami spływu. W oparciu o te związki będzie można określić rozmiary spływu powierzchniowego na podstawie znajomości warunków fizyczno-geograficznych i użytkowania ziemi danego terenu. Wcześniej jeszcze należy poznać rolę morfometrii (spadku, długości, kształtu stoku) w zróżnicowaniu spływu powierzchniowego na stokach górskich. W chwili obecnej można stwierdzić, że rzeźba terenu narzuca określony typ krążenia wody. W obszarach górskich jego zasadniczą cechą jest stosunkowo szybki odpływ, w przeważającej objętości wody ograniczony do warstwy pokryw, złożonych na słabo przepuszczalnym, litym podłożu skalnym. Nachylenie stoku nie odgrywa bezpośredniej roli w zróżnicowaniu rozmiarów spływu powierzchniowego lub jest czynnikiem podrzędnym. Można o tym sądzić na podstawie porównania wielkości spływu powierzchniowego w lesie (stok o dużym spadku) i w polu (stoki o znacznie mniejszym spadku), lub na podstawie oceny roli gęstości szaty roślinnej podczas krótkotrwałych ulew.

## VII. SPŁYW POWIERZCHNIOWY A OBIEG WODY W GŁĘBIE

Opady atmosferyczne stanowią całkowitą ilość wody jaka wchodzi w obieg na stoku. Podczas trwania opadu deszczu lub topnienia śniegu, rozchód wody na stokach odbywa się głównie w postaci spływu powierz-

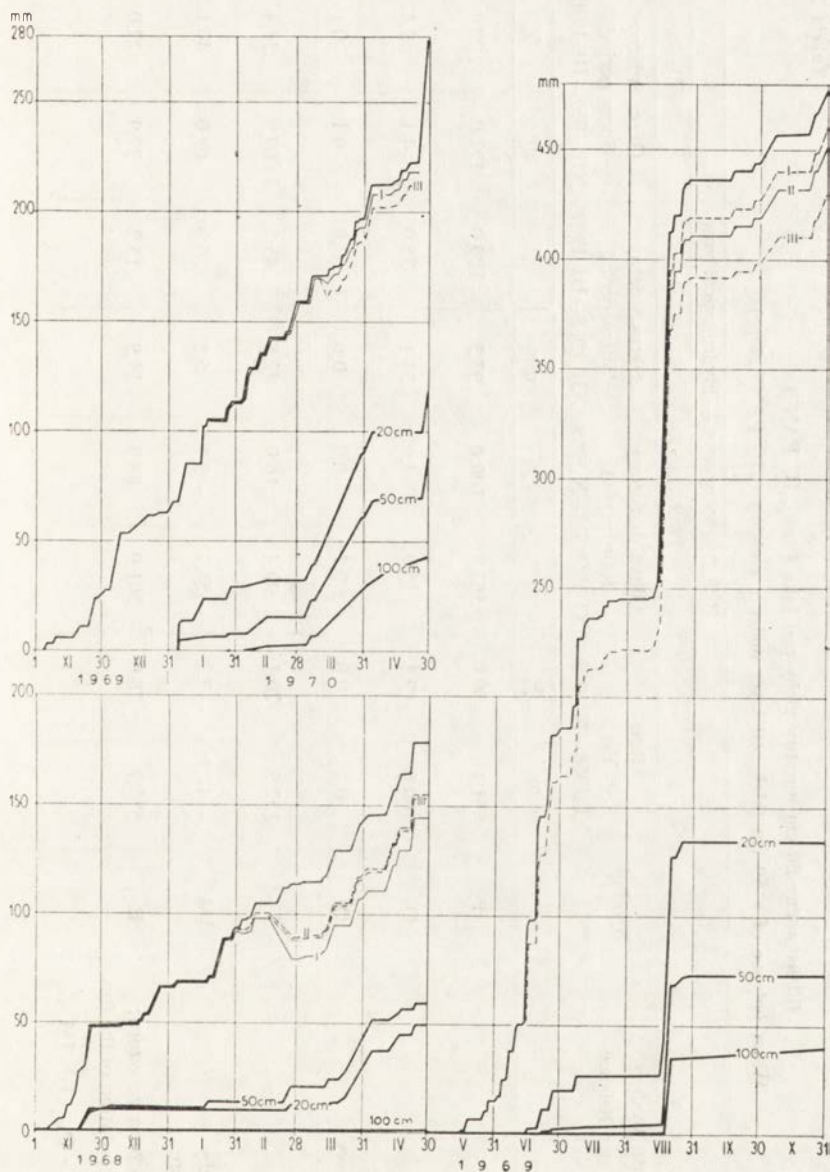


niowego i wsiąkania. Od sytuacji pogodowych i fizycznego zróżnicowania formy stoku zależą proporcje ilościowe pomiędzy spływem powierzchniowym a infiltracją, a od nich — wielkość pozostałych ogniw obiegu wody na stoku to jest przesiąkania, spływu podpowierzchniowego i podziemnego. Rozmiary spływu powierzchniowego decydują zatem o strukturze obiegu wody.

W rocznym cyklu klimatycznym objętość spływu powierzchniowego może być bardzo różna. W roku hydrologicznym 1969 spływ powierzchniowy był duży, a współczynnik spływu osiągnął w przypadku pól uprawnych 6—10% rocznej sumy opadów (ryc. 29), czyli około 1/4 całkowitego odpływu rzeki Ropy. Nie jest to wartość zbyt duża, ale wystarczająca jako przyczyna niedoboru wody w glebie w okresie wegetacyjnym, a równocześnie przyczyna wezbrań w ciekach. W rozchodzie wody opadowej dominuje ewapotranspiracja (ryc. 29, tab. 29). Na przesiąkanie przypada 20% sumy opadów w warstwie gleby o miąższości 50 cm (tab. 29), a w warstwach gleby o innej miąższości odpowiednio więcej lub mniej (ryc. 29). Spływ powierzchniowy stanowi 9% rocznej sumy opadu, natomiast udział spływu podpowierzchniowego do głębokości 0,5 m zaledwie 0,3% spływu powierzchniowego.

Proporcje pomiędzy poszczególnymi elementami obiegu wody na terenach użytkowanych rolniczo są inne w okresie deszczowym, a inne w okresie śnieżnym. Na przykład przesiąkanie jest większe w okresie deszczowym, ale jego udział procentowy w stosunku do sumy opadów jest większy w okresie śnieżnym. Na przykładzie dwóch sezonów śnieżnych o różnej sumie opadów, temperaturze i wilgotności gleby widać jak zmienia się struktura obiegu wody (tab. 29, ryc. 29). W zimie 1969/1970 kosztem zmniejszenia spływu powierzchniowego, znacznie wzrosło przesiąkanie jak również retencja wody w glebie. Głównym elementem rozchodu wody opadowej w okresie deszczowym jest ewapotranspiracja. Jej wielkość w 1969 r. przewyższyła sumę opadów za okres deszczowy od kwietnia do listopada 1969 r. Oznacza to, że w czasie lub bezpośrednio po opadzie deszczu względnie topnieniu śniegu przeważająca część wody jest magazynowana w glebie. Warstwa gleby spełnia zatem decydującą rolę w obiegu wody. Znaczny procent opadów atmosferycznych przesiąka poniżej 50 cm warstwy gleby (tab. 29), zwłaszcza w okresie deszczowym. Spływ śródglebowy był również większy niż w porze zimowej i wynosił prawie 1% objętości spływu powierzchniowego.

W rocznym cyklu klimatycznym o strukturze bilansu wodnego decyduje kilka okresów wzmożonej aktywności procesów hydrologicznych, związanych z wystąpieniem odwilży w okresie śnieżnym, a deszczów ulewnych lub rozlewnych w okresie deszczowym (ryc. 29). Opad rozlewny, trwający kilka dni, zazwyczaj przewyższa pojemność wodną gleby.



Ryc. 29. Ilościowe porównanie niektórych elementów obiegu wody (stok „IG PAN”). Linie ciągłe — opady atmosferyczne oraz wielkość przesiąkania na głębokości 20 cm, 50 cm, i 100 cm. Linie przerywane — opad minus spływ powierzchniowy (całkowite uwilgotnienie gleby). Użytkowanie ziemi i płodozmian: I — łąka, II — żyto/pole zaorane, III — pole zaorane/ziemniaki/pszenica

Fig. 29. Quantitative comparison of some elements of the water balance („IG PAN” slope). Continuous lines denote precipitation and amount of water percolation at the depth of 22 cm, 50 cm and 100 cm. Dashed lines denote precipitation minus surface runoff. Land use and rotation: I — meadow, II — rye/ploughed field, III — ploughed field/potatoes/wheat

Bilans wodny 50 cm warstwy gleby pod łąką (stok „IG PAN”)  
Water balance of a 50 cm thick soil layer under a meadow („IG PAN” slope)

Elementy bilansu wodnego Elements of water balance	Symbol	Rok hydrologiczny — Hydrological year							
		1969						1970	
		Rok Year XI 1968—X 1969		Okres deszczowy Rain period XI 1968 IV—X 1969		Okres śnieżny Snow period XII 1968—III 1969		Okres śnieżny Snow period XII 1969—III 1970	
		mm	%	mm	%	mm	%	mm	%
Opad Precipitation	P	661,1	100,0	563,8	100,0	97,3	100,0	172,0	100,0
Spływ powierzchniowy Surface run-off	Q <sub>o</sub>	60,0	9,1	25,9	4,6	34,1	35,0	4,1	2,4
Spływ podpowierzchniowy Subsurface run-off	Q <sub>ss</sub>	0,2	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1
Prześiakanie Percolation	I	132,9	20,1	90,4	16,0	42,5	43,7	60,9	35,4
Zmiany wilgotności gleby Changes in soil moisture	ΔM	—47,9	—7,2	—53,7	—9,5	5,8	6,0	69,0	40,1
Ewapotranspiracja obliczona ze wzoru: Evapotranspiration computation of the for- mula: $E = P - Q_o - Q_{ss} - I \pm \Delta M$	E	515,9	78,0	501,0	88,9	14,9	15,3	37,9	22,0

Elementy obiegu wody w glebie na łące podczas różnych typów pogody (stok „IG PAN”)  
 Elements of water cycle in the soil on a meadow during different types of weather („IG PAN slope”)

Elementy obiegu wody Elements of water cycle	Warstwa gleby Soil layer	Krótkotrwałe ulewy Heavy rains		Deszcz rozlewny Continuous rain of several days		Odwilż Snow melt	
	cm	mm	%	mm	%	mm	%
Opad (zapas wody w śniegu) Precipitation (water equivalent of snow)		132,0	100,0	159,2	100,0	35,4	100,0
Splyw powierzchniowy Surface run-off		0,1	0,1	25,3	15,9	27,5	77,8
Splyw podpowierzchniowy Subsurface run-off	0—20	0,0004	0,0	0,1	0,0	0,0001	0,0
„	0—50	0,0008	0,0	0,2	0,2	0,0002	0,0
Przeiąkanie Percolation	0—20	21,1	16,0	89,8	56,4	2,4	6,9
„	0—50	2,8	2,2	64,3	40,4	6,2	17,5
„	0—100	0,6	0,5	34,1	21,4	0,1	0,2
Retencja powierzchniowa i glebowa Surface and soil retention	0—20	110,8	84,0	44,0	27,6	5,4	15,3
„	0—50	129,1	97,8	69,3	43,6	1,7	4,7
„	0—100	131,4	99,5	99,8	62,1	7,8	22,0

Związane z nim bezużyteczne odprowadzenie nadmiaru wody opadowej ze stoków wywołuje powódź. W przypadku deszczu rozlewnego w sierpniu 1969 r. udział spływu powierzchniowego w rozchodzie wody opadowej na łące wyniósł prawie 19% (tabl. 30). Wielkość spływu podpowierzchniowego w 50 cm warstwie gleby osiągnęła zaledwie niecałe 2% spływu powierzchniowego. Jest to wartość bardzo mała w porównaniu z wartościami znanymi z literatury. S. I. Wasiliew (1945), podobnie jak A. A. Mołczanow (1960) ocenia roczną wielkość spływu podpowierzchniowego w leśnej bielocowej glebie miąższości 150 cm na 18,6% rocznej sumy opadów, czyli 4-krotnie więcej niż wynosi spływ powierzchniowy. R. Z. Whipkey (1965) uważa, że na terenie pokrytym roślinnością głównym składnikiem wezbrania w zlewni jest spływ podpowierzchniowy. Przeprowadził on badania we wschodniej, górzyściej części stanu Kentucky w glebach miąższości ponad 150 cm o dobrej przepuszczalności malejącej w głąb profilu. Na sztucznie zraszanych poletkach o rozmiarach  $13,7 \times 81$  m i spadku 19—24% stwierdził duży spływ podpowierzchniowy na różnych głębokościach. W glebach gliniastych wyniósł on 15—62% opadu, a w glebach piaszczystych nie wystąpił. Odślonięcia glebowe wykonane w trakcie eksperymentu pokazały, że woda wypływa głównie z dużych kanałów gryzoni. Nawet w glebach łąstych spływ podpowierzchniowy rozpoczyna się dość szybko, bo już po 16 minutach od momentu rozpoczęcia zraszania. Whipkey tłumaczy to ułatwionym wsiąkaniem wody wzdłuż korzeni roślin.

W świetle tych danych należałoby przyjąć, że na stoku „IG PAN” większy spływ podpowierzchniowy odbywał się w głębszych horyzontach gleby, być może dopiero na kontakcie ze skalnym podłożem, tj. na głębokości około 1,5—2,0 m. Przyczynę małego spływu śródglebowego w warstwie 50 cm należy upatrywać także w stosunku pomiędzy sumą opadów a pojemnością wodną całego profilu gleby. Jak wynika z pomiarów wilgotności gruntu, wykonanych w dniu 8 sierpnia 1969 r. 0,5 m warstwa gleby była w stanie przyjąć ponad 100 mm wody, a cały horyzont gleby z pewnością jeszcze więcej. Dodając tę wartość do objętości spływu powierzchniowego widać, że jest ona niewiele mniejsza, a może prawie równa sumie opadów (tabl. 30). Spływ podpowierzchniowy nie mógł być zatem duży. Należy przypuszczać, że dzięki lepszej strukturze i większej szkieletowości gleby, spływ podpowierzchniowy był znacznie większy w lesie. Duży jego udział w lesie potwierdzili badaniami M. I. Lwowicz (1963), A. A. Mołczanow (1960), I. S. Wasiliew (1954), R. Z. Whipkey (1965).

W czasie krótkotrwałych ulew, mimo dużego natężenia deszczu istnieją korzystniejsze warunki magazynowania wody w glebie. Tylko na polach roślin okopowych spływ powierzchniowy jest duży (ryc. 29). W wyniku trzech ulew w czerwcu 1969 r. z pola ziemniaków spłynęła po-

nad 20 mm warstwa wody, co stanowi około 1/6 sumy opadów. Tymczasem na łące większa część wody została zatrzymana w 50 cm warstwie gleby, wzbogacając zasoby wody (tab. 30). Oba przykłady wskazują, że struktura obiegu wody podczas krótkotrwałych ulew jest uzależniona od użytkowania ziemi.

Na łące, poniżej 20 cm warstwy gleby przesiąknęło 16% sumy opadów z trzech ulew, a poniżej 50 cm zaledwie 2% sumy opadów. Spływ w glebie prawie nie występował, a w piezometrach nie zaobserwowano podnoszenia się zwierciadła wody (ryc. 21). Ze 132 mm opadów, które spadły w czerwcu w ciągu trzech ulew w odstępach 5-dniowych, 50 cm warstwa gleby pod łąką zatrzymała prawie 98% sumy opadów (tab. 30), a ze 159 mm opadów, które spadły w ciągu 4 dni pomiędzy 15 a 18 sierpnia tylko 44% sumy opadów (tab. 30).

W okresie mrozów obieg wody w glebie zamiera. Ożywienie procesów hydrologicznych zaznacza się w czasie odwilży i roztopów. W warunkach niezamarzniętego gruntu dominuje infiltracja. W przypadku zamarzniętego podłoża przesiąkanie przeważa dopiero w ostatniej fazie roztopów, podczas odmarzania gleby (ryc. 20), natomiast w czasie odwilży śródmowych przeważa spływ powierzchniowy. Wyjątek stanowi odwilż połączona z wiatrem foehnowym. Przeważa wówczas parowanie śniegu. W okresie długotrwałej odwilży pomiędzy 15 a 27 lutego 1969 r. przebiegającej w warunkach zamarzniętego gruntu, zapasy wody zgromadzone były głównie w płatach lodu. Zawierały one 15 mm warstwy wody, podczas gdy pokrywa śnieżna 13 mm. Opad deszczu w czasie odwilży wzbogacił zapas wody o 7,4 mm. W rozchodzie wody przeważał spływ powierzchniowy (tab. 30). Spływ śródglebowy był minimalny. Przesiákanie wzrastało z głębokością monolitu, odwrotnie niż w porze deszczowej. Przesiákająca woda tylko w małej ilości pochodziła z infiltracji, a w większości odsączała się z odmarzającej od dołu warstwy gruntu nasyconego wodą, która wcześniej, w procesie zamarzania gleby podsiąkała. Omawianej odwilży towarzyszył opad deszczu. Przyczynił się on do powiększenia natężenia spływu powierzchniowego i szybszego odmarzania gleby. Dzięki temu wzmógł się proces przesiákania wody i zjawisko podnoszenia się stanów wód gruntowych (tab. 21).

Proporcje ilościowe pomiędzy poszczególnymi ogniwami obiegu wody (struktura bilansu wodnego) zależą w dużym stopniu od ekspozycji stoku. Na skutek silniejszej insolacji krązenie wody jest szybsze na stokach południowych. Gleby są już na nich osuszone po roztopach, w tym samym czasie, gdy na stokach północnych wilgotność gleby często jeszcze wzrasta, zanikają dopiero resztki śniegu i odmarza gleba. Różnice w wilgotności gleby nie wyrównują się w ciągu okresu deszczowego, tym bardziej, że na stokach o ekspozycji południowej zachodzi intensywniejsza

ewapotranspiracja. Roślinność na stokach południowych jest zatem narażona w większym stopniu na niedobory wody w glebie. Zmniejsza się za to możliwość występowania spływu powierzchniowego.

W stosunku do łąki struktura obiegu wody w glebie (ryc. 29) na polach upraw zbożowych jest korzystniejsza. Spływ powierzchniowy jest tu bowiem mniejszy niż na łące. Odmiennie jest na polach upraw okopowych, gdzie jest on znacznie większy, szczególnie podczas krótkotrwałych ulew (ryc. 29). W stosunku do pól uprawnych (za wyjątkiem upraw okopowych), mniej korzystnie przedstawia się obieg wody w glebie pod pastwiskiem, ze względu na ograniczoną możliwość wsiąkania wody. Decyduje o tym zła struktura gleby.

Na tle terenów użytkowanych rolniczo obieg wody w obrębie stoku leśnego posiada wiele walorów. Spływ powierzchniowy jest minimalny co wskazuje, że rozchód wody opadowej w lesie odbywa się głównie drogą podziemną w postaci spływu podpowierzchniowego i podziemnego. O takiej strukturze obiegu wody decydują w głównej mierze dobre właściwości wodne i termiczne gleby. Dzięki temu w potokach karpaczkich, odwadniających zlewnie zalesione, kulminacje wezbrań są niższe, a odpływ wód jest rozłożony na dłuższy okres czasu (K. Figuła 1966, T. Klus 1965, Z. Valek 1962). Środowisko leśne (w przypadku Karpat Fliszowych — naturalne) posiada najkorzystniejszą strukturę obiegu wody z punktu widzenia gospodarki wodnej. Sprzyja bowiem magazynowaniu wody w glebie, oddając ją z opóźnieniem. Las opóźnia zatem odpływ wód wezbraniowych ale nie zmniejsza całkowitej objętości odpływu w skali roku (Z. Valek 1962). Przywrócenie więc w Karpatach Fliszowych zbiorowisk leśnych, byłoby najlepszą formą działania zmierzającego do zmniejszania spływu powierzchniowego, a przez to i zmniejszenia niebezpieczeństwa powodzi, erozji gleb jak i zwiększenia zasobów wody w glebie.

### VIII. UWAGI KOŃCOWE

W wylesionych obszarach Karpat Fliszowych roczne rozmiary spływu powierzchniowego na stokach mogą osiągać kilkanaście procent rocznej sumy opadów. Lata o maksymalnych rozmiarach spływu powierzchniowego zdarzają się w warunkach mroźnej, mało śnieżnej zimy i występowania opadów rozlewnych w okresie deszczowym. Mroźne i zarazem śnieżne albo łagodne zimy oraz okresy deszczowe o równomiernym rozkładzie sumy opadów w czasie, sprzyjają magazynowaniu wody w glebie. Suma opadów za okres śnieżny, deszczowy lub za okres całego roku nie może być zatem miernikiem rozmiarów spływu powierzchniowego.

W okresie śnieżnym (zimowym) rozmiary spływu powierzchniowego zależą przede wszystkim od głębokości przemarzania gruntu, która jest

wynikiem panujących stosunków termicznych i opadowych. W okresie deszczowym o rozmiarach spływu powierzchniowego decyduje struktura gleby i gęstość szaty roślinnej. Czynniki te są wynikiem użytkowania ziemi

W warunkach klimatycznych i terenowych Karpat Fliszowych spływ powierzchniowy w lesie jest bardzo mały, 200—400 razy mniejszy niż w polu. Dzięki okresowym zabiegom agrotechnicznym, na polach upraw zbożowych spływ powierzchniowy w skali roku jest około 1,5 razy mniejszy niż na łące, a prawie dwukrotnie mniejszy niż na pastwisku. Na polach upraw okopowych spływ powierzchniowy jest największy.

Znajduje to odzwierciedlenie w strukturze bilansu wodnego gleby. W lesie duży jest udział spływu podpowierzchniowego w rozchodzie wody opadowej. Dzięki temu woda krąży drogą podziemną, zwalniając odpływ i ułatwiając transpirację. Natomiast z pól, szczególnie w przypadku roślin okopowych i z pastwisk, znaczna część wody opadowej szybko i bezproduktywnie spływa po powierzchni terenu. Czynnikiem powiększającymi i przyspieszającymi spływ powierzchniowy są również tradycyjny układ pól i stosowana agrotechnika. Płynię stąd wniosek, że zbiorowiska leśne stwarzają najlepsze warunki ochrony zasobów wody. Z tego względu rolnicze użytkowanie stoków górskich jest niewskazane, gdyż bez względu na rodzaj uprawy pociąga za sobą wprowadzenie gęstej sieci brzd i dróg polnych odwadniających stoki. Znaczną poprawę obiegu wody (prawie dwukrotne zmniejszenie rozmiarów spływu powierzchniowego) można by uzyskać dzięki wprowadzeniu łąk na miejsce upraw okopowych, co równocześnie zabezpieczyłoby gleby przed erozją.

Przedstawione w pracy wyniki badań nie wyczerpują problematyki spływu powierzchniowego na stokach górskich. Krótka seria badań stacjonarnych, przeprowadzonych w Szymbarku stanowi próbę zastosowania nowych metod badania obiegu wody w glebie na obszarze Karpat Fliszowych. Rozwijanie stacjonarnych badań hydrologicznych, obejmujących wszystkie ogniwa obiegu wody wydaje się być celowe tak z naukowego jak i praktycznego punktu widzenia. Dzięki temu bowiem wzrośnie znajomość dynamiki obiegu wody na stokach górskich, co jest warunkiem dalszego postępu w racjonalnym zagospodarowaniu obszarów górskich.

Omówione wyniki badań świadczą, że istnieją duże możliwości korzystnych zmian struktury bilansu wodnego. Można je dokonać poprzez wprowadzenie odpowiedniej struktury użytkowania ziemi. Wprowadzenie tych zmian, opartych na doświadczeniach wynikających z badań stacjonarnych winno stać się podstawowym działaniem, zmierzającym w kierunku zwiększenia zasobów wody w glebie, zmniejszenia do minimum erozji gleb oraz groźby powodzi. Wówczas zbiorniki retencyjne lepiej spełnią swoją rolę w wyrównywaniu odpływu ze zlewni górskich.



## Literatura

- Adamczyk B., Maciaszek W., Januszek K., 1973. Charakterystyka gleb gromady Szymbark pod kątem przydatności rolno leśnej. IG PAN Dokumentacja geogr. nr 1, t. 1, Warszawa.
- Autem J. T., 1934. The effect of forest burning and pasturing in the Ozarks on the water absorbtion of forest soils. US Dep. Agricult. Forest Serv. Central St. Forest Exp. Station, Note 16.
- Bac S., 1956. Metodyka badań polowego zużycia wodnego roślin uprawnych i zastosowanie uzyskanych norm do obliczeń bilansu wodnego małych dorzeczy. Pr. Stud. Komit. Gosp. Wcd. t. 1.
- Bass S. W., 1963. Wnutrizonalnyje osobienosti wiessennowo powierchnostnowo stoka w lesnoj zonie. Moskwa. Izd. AN SSSR.
- Bates C. G., Henry A. J., 1928. Forest and Stream-Flow Experiment at Wagon Wheel Gap, Colorado. Moth. Weather Rev. Suppl. nr 30.
- Bates C. G., Zeasman O. R., 1930. Soil erosion — a local and national problem. Wisc. Agricult. Exp. Station Research Bull.
- Baver L. D., 1956. Soil Physics. New York, London.
- Bennett H. H., 1939. Soil conservation. New York, London.
- Bhatnagar A. S., 1969. Opredelenie liwniewowo stoka putiem ispolzowanija pokazatelej infiltracji. Międzunarodnyj Simpozjum po powodkam i ich raszczetam. t. 2, Leningrad.
- Boczko A. P., 1954. Wlijanie lesa i agrolesomeliornatiwnych mieroprijatij na wodnost riek lesostepnoj zony Ewropejskoj czastii SSSR. Leningrad.
- Borst H. L., McCall A. G., Bell F. G., 1945. Investigations in erosion control and the reclamation of eroded land at the North-West Appalachian Conservation Experiment Station Zonesville, Ohio 1934—1942. US Dep. Agricult. Techn. Bull. 888.
- Browning G. M., Norton R. A., McCall A. G., Bell F. G., 1948. Investigations in erosion control and the reclamation of eroded land Missouri Valley Loess Conserv. Exp. Sta., Clarinda, Iowa 1931—1942. US Dep. Agricult. Techn. Bull. 959.
- Burger H., 1931. Waldklimafragen. Mitt. Schweiz. Anst. forst. Versuchswes. Bd 17, H. 1.
- 1934. Der Wasserhaushalt im Sperbel- und Rappengraben von 1915/16 bis 1926/27. Mitt. Schweiz. Anst. forst. Versuchswes. Bd 18, H. 2.
- 1943. Der Wasserhaushalt im Sperbel- und Rappengraben von 1927/28 bis 1941/42. Mitt. Schweiz. Anst. forst. Versuchswes. Bd 23, H. 1.
- 1945. Der Wasserhaushalt im Valle di Melera von 1934/35 bis 1943/44. Mitt.

- Schweiz. Anst. forst. Versuchswes. Bd 24, H. 1.
- 1954. Der Wasserhaushalt im Sperbel- und Rappengraben von 1942/43 bis 1951/52. Mitt. Schweiz. Anst. forst. Versuchswes. Bd 31, H. 1.
- Bykow W. D., Pawłow W. M., 1968. Eksperimentalnyje issledowanija elementow skłonowowo stoka. Problemy riecznowo stoka. Moskwa.
- Charitonow G. A., 1940. Wodoochranno-poczwozaszczitnyje swojstwa lesa w usłowiach lesostiepi. Tr. Woroneżskoj lesnoj opytnoj stancji t. 5.
- 1949. Osadki w lesu w pole i postuplenie ich w poczwu. Poczwowiedenie 2.
- Chomicz K., 1954. Prognozowanie wezbrań roztopowych. Gosp. wod. z. 4.
- Ciepielowski A., Dąbkowski L., 1968. Charakterystyka hydrologiczna skutków katastrofalnego „oberwania chmury” nad rzeszowskim w dniu 26 IV 1966 roku. Prz. geof. z. 3.
- Colman E. A., 1953. Vegetation and watershed management. New York.
- Cyberska K., Cyberski J., 1964. Wezbranie potoku Swidnik po ulewnych deszczach w maju 1963 r. Gaz. Obs. PIHM nr 2.
- Cykin E. N., 1956. Issledowanije infiltracjonnych swojstw poczw pri pomoszczi dożdiwalnoj ustanowki. Selskochozjajstwienaja erozja i borba s niej. AN SSSR, Moskwa.
- Dauksza L., Gil E., Kotarba A., Słupik J., Starkel L., 1970a. Investigations of the Research Station of the Institute of Geography of the Polish Academy of Sciences at Szymbark near Gorlice. St. Geomorphol. Carpatho-Balkanica Vol. 4.
- Dauksza L., Gil E., Kotarba A., Kramarz K., Niemirowska J., Słupik J., Starkel L., 1970b. Badania fizyczno-geograficzne otoczenia Stacji Naukowo-Badawczej Instytutu Geografii PAN w Szymbarku. Dok. geogr. z. 3.
- Deeter E. B., Hopkins P. L., 1936. Progress Report Blackland Soil and Water Conservation Experiment Station, 1931—1936.
- Delfs J., Friedrich W., Kieseckamp H., Wagenhoff A., 1958. Der Einfluss des Waldes und des Kahlschlags auf den Abflussvorgang, den Wasserhaushalt und den Bodenabtrag. Mitt. Niedersächs. Landesforstverwalt. „Aus dem Walde” H. 3.
- Dębski K., 1938. Wyniki badań hydrologicznych prowadzonych na małych obszarach. Inst. Hydrogr. Warszawa.
- 1959. Zagadnienie opracowania bilansu wodnego zlewni rzecznych. Roczn. Nauk. roln. Ser. F. t. 71, z. 3.
- Dragoun F. J., 1969. Effects of cultivation and grass on surface run-off. Water Resour. Res., October.
- Dreibelbis F. R., 1949. Some influences of Frost Penetration on the Hydrology of Small Watersheds. Trans. Am. Geophys. Un. Vol. 30, No. 2.
- Drjuczenko M. M., 1938. Rol lesa w borbie s erozjiej i deflacjiej w problemie bolszowo Dniepra. Borba s erozjiej poczw w SSSR. Moskwa
- Dubach A. D., 1951. Les kak gidrologiczeskij faktor. Moskwa — Leningrad.
- Duley F. L., 1939. Surface factors affecting the rate of intake of water by soils. Soil Sc. Soc. Am. Proc. 4.
- Duley F. L., Hays O. E., 1932. The effect of the degree of slope on run-off and soil erosion. Agricult. Res. 45, 4.
- Duley F. L., Miller M. F., 1923. Erosion and Surface Runoff under different Soil Conditions. Missouri Agricult. Exp. Station, Res. Bull. 23.

- Dygała W., 1968. Niektóre rezultaty laboratornowo issledowanija skorostiej wnutripoczwiennowo stoka, wodootdaczki poczwyy i zawisimosti intensiwnosti infiltracji ot urownia gruntowej wody. Sb. Rab. MGO Wyp. 3. Moskwa.
- Dynowska I., 1963. Metoda określenia wpływu środowiska geograficznego na obieg wody na przykładzie dorzecza górnej Szreniawy. Zesz. nauk. UJ, Pr. geogr. z. 7.
- Engler A., 1919. Untersuchungen über den Einfluss des Waldes auf den Stand der Gewässer. Mitt. Schweiz. Anst. forst. Veruchwes. Bd 12.
- Figula K., 1955. Wstępna charakterystyka zjawisk erozji na terenie kilku powiatów woj. krakowskiego. Roczn. Nauk. rol. Ser. F. t. 71, z. 1.
- 1958. Badania nad gospodarką wodną górskich użytków zielonych. Cz. 1. Roczn. Nauk. rol. Ser. F. t. 72, z. 3.
- 1960. Erozja w terenach górskich. Wiad. Inst. Melior. t. 1, z. 4.
- 1964. Podstawy projektowania melioracji przeciwerozrywnych w górach i na pogórzach. Wiad. Inst. Melior. t. 5, z. 1.
- 1965. Wyniki badań nad wpływem lasu na stosunki hydrologiczne w górach. Zesz. Kom. Zagosp. Ziemi Gór. nr 9.
- 1966. Badania nad gospodarką wodną zlewni górskich zalesionych i niezalesionych. Cz. 1 i 2. Roczn. Nauk. rol. Ser. D. t. 118.
- Gerlach T., 1966. Współczesny rozwój stoków w dorzeczu górnym Grajcarka (Beskid Wysoki — Karpaty Zachodnie). IG PAN Pr. geogr. nr 52.
- Gil E., Słupik J., 1972a. Hydroclimatic Conditions of Slope Wash during Snow Melt in the Flysch Carpathians. Les Congrès et Colloques de l'Université de Liège. Vol. 67.
- 1972b. The Influence of the Plant Cover and Land Use on the Surface Run-off and Wash Down during Heavy Rain. St. Geomorphol. Carpatho-Balkanica Vol. VI.
- Grin A. M., 1965. Dynamika wodnowo balansu Centralno-Czernoziemnowo Rajona. Moskwa.
- Gulisaszwili W. Z., 1956. Gornoje lesowodstwo. Moskwa.
- Hays E. E., McCall A. G., Bell F. G., 1949. Investigations in erosion control and the reclamation of eroded land at the Upper Mississippi Valley. Conserv. Exp. Sta. near La Crosse, Wisconsin. US Dep. Agricult. Techn. Bull. 973.
- Hays O. E., Palmer V. J., 1935. Soil and water conservation investigations. Soil Conserv. Ser. Progr. Rep. Upper Mississippi Valley, Soil Conserv. Exp. Station 1932—1935.
- Hendrickson B. H., 1934. The choking of pore space in the soil and its relation to runoff and erosion. Trans. 15th Ann. Meeting Am. Geophys. Un. Part. 2.
- Hess M., 1965. Piętra klimatyczne w Polskich Karpatach Zachodnich. Zesz. Nauk. UJ. Pr. geogr. nr 11.
- Holtan H. N., Kirkpatrick M. H. Jr, 1950. Rainfall, Infiltration and Hydraulics of Flow in Runoff Computation. Trans. Am. Geophys. Un. Vol. 31, No. 5.
- Holy M., Vaška J., 1970. Relation between surface run-off and soil-loss caused by water erosion. International Water Erosion Symposium, t. 1. Praga.
- Horton R. E., 1940. An approach toward a physical interpretation of infiltration-capacity. Soil Sc. Soc. Am. Proc. 5.
- 1942. Remarks on hydrologic terminology. Trans. Am. Geophys. Un. Vol. 23, No. 2.

- 1945. Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology. *Bull. Geol. Soc. Am.* 56.
- Jaworski J., 1967. O wyposażeniu doświadczalnych zlewni rzecznych w Polsce. *Polsko-Francuskie Sympozjum Gospodarki Wodnej, 1964.*
- Jung L., 1956. Abfluss und Abtragmessungen auf den Erosionsversuchfeldern Ablacher Hof (I), Erndtebrück (II), und Marburg (III). *Schriftenreihe des Kuratoriums für Kulturbauwesen, 5, Hamburg.*
- Keller R., 1962. *Gewässer und Wasserhaushalt des Festlandes, Leipzig.*
- Kiciński T., 1963. Udział odpływu gruntowego w odpływie całkowitym na przykładzie zlewni górskiej i nizinnej. *Pr. Stud. Komit. Inż. Wod. t. 6.*
- Kinosita T., Sonba S., 1969. Izmienienie stoka obusłowiennoje urbanizaczej. *Mieźdunarodnyj Simpozjum po powodkam i ich rasczetam, t. 2.*
- Kittredge J., 1948. *Forest influences. New York.*
- Klimaszewski M., 1935. Morfologiczne skutki powodzi w Małopolsce zachodniej w lipcu 1934 r. *Czas, geogr. t. 13, z. 2/3.*
- Klus T., 1965. Wpływ lokalnych warunków na odpływy w wybranych zlewniach górskich. *Zesz. nauk. WSR Krak. Nr 25, z. 2.*
- Kłapowie M. M., 1967. Wstępne wyniki pomiaru parowania i topnienia śniegu w Tatrach. *Czas. geogr. z. 2.*
- Komarow W. D., 1957. Issledowanija wodopronicajemosti mierzłoj poczwy. *Meteor. i Gidr. 2.*
- Korzun W. I., 1968. Stok i potieri tałych wod na skłonach polewych wodosborow. *Leningrad.*
- Kozikowski H., 1956. Geologia płaszczowiny magurskiej i jej okien tektonicznych na południowy zachód od Gorlic. *Biul. IG nr 110.*
- Kurek Z., 1969. Kształtowanie się składników bilansu wodnego w okresie roztopowym w trzech zlewniach górskich o różnym użytkowaniu. *Gosp. wod. nr 3.*
- Kuron H., Jung L., Schreiber H., 1956. Messungen von oberflächlichen Abfluss und Bodenabtrag auf verschiedenen Böden Deutschlands. *Hamburg.*
- Kuznik I. L., 1953. Skłonowyj stok w Powołże. *Meteor. i Gidr. 10.*
- Kuźniar K., 1954. Kształtowanie się wilgotności gleby leśnej uprawnej w zależności od niektórych czynników ekologicznych. *Ekol. pol. t. 2, z. 3.*
- Lambor J., 1956. Obliczanie surowych bilansów wodnych metodą korelat. *Rocz. Nauk rol. Ser. F. t. 71, z. 3.*
- Laws J. O., Parsons D. A., 1943. The relation of raindrop-size to intensity. *Trans. 24th Ann. Meeting Am. Geophys. Un. Part. 2.*
- Linsley R. K., Kohler M. A., Paulhus J. L., 1949. *Applied Hydrology. New York.*
- Leopold L. B., 1968. *Hydrology for Urban Land Planning — A Guidebook on Hydrologic Effects of Urban Land Use. Geol. Surv. Circular 554.*
- Leopold L. B., Wolman M. G., Miller J. P., 1964. *Fluvial Processes in Geomorphology. San Francisco.*
- Lwowicz M. I., 1963. *Czełowiek i wody. Moskwa.*
- 1966: *Wodnyj bałans i poczwiennyj pokrow. Poczwowiedenie No 9.*
- Machataдзе L. B., 1949. O powierchnostnom smywie w lesu. *Lesn. Choz. No. 9.*
- Mařan B., 1957. Vliv agrotechniky a ruznych zemedelskych i lesnych kultur na intensitu vodni eroze. *Praha.*
- Mařan B., Lotha O., 1954. Povrchovy odtok v lese a v bezlesi. *Sb. řes.-slov. Akad. Zemed. Ved, 4.*

- Meginnis H. G., 1935. Effect of cover on surface run-off and erosion on the loessial uplands of Mississippi. US Dep. Agricult. Circular 347.
- Mołczanow A. A., 1960. Hidrologiczeskaja rol lesa. Moskwa.
- Musgrave G. W., 1935: Some relationships between slope-length, surface-runoff, and the silt-load of surface-runoff. Trans. 16th Meeting Am. Geophys. Un. Part. 2.
- Musgrave G. W., Free G. R., 1936. Some factors which modify the rate and total amount of infiltration of fields soils. J. Am. Soc. Agron. Vol. 28, No. 9.
- Musierowicz A., Król H., 1962. Współzależność między pojemnością wodną polową i kapilarną gleb. Roczn. glebozn. t. 12.
- Nägeli W., 1959. Versuche zum Problem des Oberflächenabflusses bei Wald und Weideböden. IASH Publ. nr 48. Symposium Hannoversch-Münden.
- Neal J. H., 1937. The effect of the degree of slope and rainfall characteristics on runoff and soil erosion. Missouri Agricult. Exp. Station. Res. Bull. 280.
- Niebolsin S. I., Nadejew P. P., 1924. Elementarnyj powierchnostyj stok sniegowych i dożdewnych wod. Naucz. agr. Ż. No. 5/6.
- 1937. Elementarnyj powierchnostyj stok. Moskwa — Leningrad. Ser. F. t. 73, z. 4.
- Niewiadomski W., Grabarczyk S., 1965. Spływ powierzchniowy na przykładzie stoku o dwóch odmiennych technologiach uprawy. Zesz. nauk. WSR Szczec. nr 18.
- Niewiadomski W., Skrodzki M., 1959. Urządzenia chwytne do pomiaru natężenia procesu stokowego w ścisłym doświadczeniu polowym. Roczn. Nauk rol. Ser. F. t. 73, z. 4.
- 1964. Nasilenie spływów i zmywów a system rolniczego zagospodarowania stoku. Zesz. nauk. WSR Olszt. t. 17, z. 2.
- Olifierow A. M., 1959. Wpływ terasowania na stik i zmiw. Dopowidi Ukrainskoj Akademii Silskogospodarskich Nauk No. 4.
- Onczew N., Nikołow S., 1967. Fizyczna i chemiczna charakteristika na erozjonen ottok ot kanelena poczwa. Poczwoznanie i Agrochimia. 5.
- Ostromęcki J., 1953. Zmiany jednostkowe elementów bilansu wodnego w zlewni po zmeliorowaniu. Wiad. Służ. hydrol. t. 4.
- 1956. Obliczanie surowych bilansów wodnych przy łącznym uwzględnieniu wskaźników parowania i retencji. Roczn. Nauk rol. Ser. F. t. 71, z. 3.
- Pierchrest S. M., Pieczkowska O. M., 1969. Wlijanie zalesienności w basseinie na formu gidrografa pawodka na gornych riekach Priedkarpatia. Wlijanie chozjajstwiennoj dejatielnosti na wodnyj bałans. Kijew.
- Pospiełow A. M., 1940. Struktura dożdia pri iskusstwiennom dożdiewanii siel-skochozjajstwiennych kultur. Dożdiewanje 3.
- Radomski C., 1962. Badania nad mikroklimatem gleb na wzgórzu. Zesz. nauk. WSR Olszt. t. 13, z. 4.
- 1964. O rozkładzie opadów na pagórkach i jego aspekcie rolniczym. Zesz. nauk WSR Olszt. t. 17, z. 1.
- Reniger A., 1955. Erozja gleb na terenie pogórskim w obrębie zlewni Łukawica. Roczn. Nauk rol. Ser. F. t. 71, z. 1.
- Reszetnikow A. I., 1945. Stok sniegowych i dożdewnych wod s elementarnych płoszczadok w rajonie Wałdajskoj wozwyszennosti. Trudy naucz-issled. Uczreżdienij Gidrometsłużby. Ser. 4 wyp. 17.
- Roessel B. W. P., 1950. Hydrologic Problems Concerning the Runoff in Headwater Regions. Trans. Am. Geophys. Un. Vol. 31, No. 3.

- Rosłoński R., 1948. Bilans wodny dorzecza i metoda do jego obliczenia służąca. Wiad. Służ. hydrol. t. 1, z. 2.
- Roszczin N. I., 1938. Wlijanie lesnoj podstłiki na predupreżdenie smywa poczwy. Borba s erozjej poczw w SSSR. Moskwa — Leningrad.
- Rowe P. B., 1955. Effects of the forest floor on disposition of rainfall in pine stands. J. Forest. t. 53 nr 5.
- Rutkowski W. I., 1949. Hidrologičeskaja rol lesa. Moskwa — Leningrad.
- Rybkiņa A. J., 1959. Osobiennosti pitanija riek wostocznoj czasti Karpat. Meteor. i Gidrol. No. 7.
- Schiff L., 1951. Surface Detention, Rate of Runoff, Land Use, and Erosion Relationships on Small Watersheds. Trans. Am. Geophys. Un. Vol. 32 No. 1.
- Schiff L., Dreibelbis F. R., 1949. Movement of Water within the Soil and Surface Runoff with Reference to Land Use and Soil Properties. Trans. Am. Geophys. Un. Vol. 30 No. 3.
- Schumm S. A., Lusby G. C., 1963. Seasonal variation of infiltration capacity and runoff on hillslopes in western Colorado. J. Geophys. Res. 68.
- Schwab G. O., Frevert R. K., Adminster T. W., Barnes K. K., 1966. Soil and Water Conservation Engineering. New York.
- Serafimow W. N., 1962. Hidrologičeskata rola na dbowite gori. Sofia.
- Singh G., Dayal R., Bhole S. N., 1967. Soil and Water Loss (Run-off). Studies under Different Vegetative Covers on 0,5, and 1,0% Slope at Kota. J. Soil. a. Water Conserv in India, Vol. 15, Nr 3a., 4.
- Slichter C. S., 1899. Theoretical Investigation of the Motion of Ground Waters. US Geol. Surv. Ann. Rep. 19.
- Słupik J., 1973. Zastosowanie zdjęć lotniczych w określaniu roli bruzd i dróg polnych w bilansie wodnym stoków górskich. Fotointerpretacja w geografii.  
— 1972. Spływ powierzchniowy na stokach górskich Karpat Fliszowych. Gosp. Wod. nr 8.
- Smith D. D., Whitt D. M., Zingg A. W., McCall A. G., Bell F. G., 1945. Investigations in erosion control and reclamation of eroded Shalby and related soils at the Conserv. Exp. Station, Bethany, Missouri, 1930—1942. US Dep. Agricult. Techn. Bull. 883.
- Sobolew S., Walka z erozją gleb w ZSRR. Wiad. Inst. Melior. t. 1, z. 4.
- Sokołowski D. L., 1959. Riecznyj stok. Leningrad.
- Sozykin N. F., 1939. Hidrologičeskaje znaczenie lesnoj podstłiki i fizičeskije swojstwa lesnych poczw. Trudy VNIILCh. wyp. 8.
- Starkel L., Rozwój rzeźby Karpat Fliszowych w holocenie. IG PAN Pr. geogr. nr 22.
- Staszkiwicz J., 1973. Zbiorowiska leśne okolic Szymbarka (Beskid Niski). IG PAN Dokumentacja geogr. nr 1, t. 1 Warszawa.
- Subbotin A. S., 1966. Stok tałych i doźdiewych wod. Moskwa — Leningrad.
- Sus M., 1951. Erozja gleby. Warszawa.
- Świętochowski B., Kowaliński S., 1960. Niektóre zagadnienia erozji gleb w Chinach. Wiad. Inst. Melior. t. 1, z. 4.
- Szarow I. A., 1923. Uwłaźnienije i stok. Moskwa.
- Szczeklein L. S., 1938. Stacjonarnyje nabludienija nad stokom powierzchniowych tałych i doźdiewych wod i smywom poczwy pod gorodom Kirowom. Sb. Borba s erozjej poczw w SSSR. Moskwa — Leningrad.
- Tarasaszwili G. M., 1955. Gorno-lesnyje i gorno-ługowyje poczwy wostocznoj Gruzji. Tbilisi.

- Tennessee Valley Authority, 1961. Forest Cover Improvement upon Hydrologic Characteristics of White Hollow Watershed 1935—1958. Knoxville, Tennessee.
- Todorow T., Kłoczko B., 1960. Wpływ wlewności na wależność i selskostopanskie rośliny na powierzchni otoku od wależności wód i erozji na powierzchni. *Hidrol. i Meteor.* No. 1. Sofia.
- Toebes C., Ouryvaev V., 1970. Representative and experimental basins.
- Troicki W. A., Żirnowa M. N., 1939. Wpływ lasu na powierzchnię stoku. *Trudy VNIILCh*, wyp. 8.
- Turc L., 1958. Bilans rocznej wilgoci. Leningrad. (Tłum. z j. franc.).
- Ujvari I., Csapo I., Fitoianu P., Muresan D., Somesan A., Titz L., 1962. Experimente pe terenuri agricole productive pentru stabilirea genezei regimului hidrologic si al eroziunii solului. *Stud. Universit. Babeş-Bolyai, Ser. geol.-geogr.* 2.
- Urywajew P. A., 1953. Stok po tałoj i mierzłoj poczwie w period wiesiennowo sniegotajania. *Meteor. i Gidr.* No 5.
- 1957. Eksperymentalnyje issledowanija faktorow wiesiennowo stoka. *Trudy Gław. Gidr. Inst.* wyp. 59.
- Valek Z., 1953. Výzkum vlivu lesa na odtok vod v povodi Kychvé a Zdechovky. *Vodni Hosp.* No. 10/11.
- 1962. Lesy, pole a pastviny v hydrologii praměných oblasti Kychove a Zdechovky, Praha — Podbaha.
- Warren Viessman Jr., 1965. The Hydrology of Small Impervious Areas. *Trans. Am. Geophys. Un.* Vol. 46, No. 3.
- Wasiliew I. S., 1948. Opyt izuczenija powierzchnowno i wnutripoczwiennowo stoka w lesnoj podzolistoj poczwie. *Poczwowiedenie* No. 5.
1954. K woprosu o wodnom režimie podzolistych poczw. *Tr. Inst. Lesa* t. 22.
- Whipkey R. Z., 1965. Subsurface stormflow from forested slopes. *IASH Bull.* No. 10(2).
- Wielikanow M. A., Lwowicz M. I., 1932. Tipowaja programma dla stokowych stancij. *Izw. Gos. Gidrol. Inst.* No. 49.
- Wilson C. C., Grah R. F., 1944. Some components of rainfall interception. *J. Forest.* 42.
- Wollny E., 1890. Untersuchungen über die Beeinflussung der Fruchtbarkeit der Ackerkrume durch die Tätigkeit der Regenwürmer. *Forsch. Geb. Agricult.-Physik.* Bd 13.
- Zachar D., 1960. Erozia pôdy. Bratislava.
- Zeleny V., 1969. Usłowia stoka tałych wód w Morawsko-Silezkich Beskidach. *Międzynarodnyj Simpozjum po pawodkam i ich rasczetam.* t. 2. Leningrad.
- Ziemiński S., 1951. Wstępne badania nad erozją lessów Lubelszczyzny. *Ann. UMCSect. E.* Vol. 6, z. 5.
- 1960. Zabiegi przeciwoerozyjne. *Wiad. Inst. Melior.* t. 1, z. 4.
- Ziemońska Z., 1966. Obieg wody w obszarze górskim na przykładzie górnej części dorzecza Czarnego Dunajca. *IG PAN Pr. geogr.* nr 55.

## DIFFERENTIATION OF THE SURFACE RUN-OFF ON FLYSCH MOUNTAIN SLOPES

### SUMMARY

The paper presents the results of field measurements of the surface run-off carried out at Szymbark near Gorlice. The aim of the investigations was to study the dynamics of the surface run-off within a slope and to determine its scope under different conditions of weather and territory. Stationary investigations were carried out on five experimental slopes chosen in the catchment area of the Bystrzanka stream (fig. 1). The area rises to elevations of 300—750 m above sea level. It lies in the temperate climatic zone, which in the particular years shows the characters of continental or oceanic climates (table 3, fig. 16). Detailed geomorphological, hydrological, climatological, phytosociological and pedological investigations performed in the Bystrzanka catchment area showed that the chosen experimental slopes represent a geographical environment characteristic of two main types of the relief of the Flysch Carpathian Mtns. One is formed of flattened ridges dissected by valleys 100—200 m deep. The other is composed of mountain ridges with steeper and longer slopes and the denivelations amount to or even exceed 400 m. These two types of relief exist side by side both in the Beskidy range and in the Carpathian Foothills. Therefore, the possibility offers itself to transfer the obtained results of investigations outside the territory investigated, the more so as in spite of their considerable local differentiation the Flysch Carpathians represent phytogeographical conditions which on the whole do not abound in contrasts. The experimental slopes of „IG PAN” (fig. 3), „Wiatrówki” (fig. 6, phot. 5), „Technikum SW” and „Technikum NW” (fig. 5), and „Jelenia” (fig. 7) represent many physico-geographical characters typical and common on the Carpathian slopes (cf. figs. 2, 10, 11, 13 and 14, tables 1, 4, 5 and 6).

In his investigations of the surface run-off the author applied the method of direct measurements similar in all slopes. To this purpose, experimental plots were set aside, at the lower border of which troughs were placed, which carried the water flowing on the surface of the soil to tipping buckets. The number of turns and their distribution in time was recorded automatically by a tape recorder (fig. 4, phot. 2). Observations of other processes and phenomena were simultaneously carried out on all the experimental slopes (table 2, figs. 8 and 9, phot. 4), owing to which the course of the surface run-off was represented in connection with the rhythm of the changes of weather and hydrologic phenomena (figs. 12, 15, 17, 18, 19, 20 and 21, table 7, phot. 6, 8, 9, 10).

The occurrence of the surface run-off is conditioned by atmospheric precipitation, and in winter, additionally, by air temperature (cf. figs. 17 and 22). These elements



of weather decide upon the course of the surface run-off (figs. 24 and 25, tables 8, 9, 10 and 11) and, to a lesser degree, on its amount. During the snow period the course and rate of the surface run-off depends on the type of snow melt (table 15), while in the rain period on the duration of the effective rainfall (table 16) and its intensity (table 17, fig. 26).

The results of investigations obtained lead to the conclusion that the main factors of the surface run-off in the Flysch Carpathians are as follows: the soil structure and land use in the rain period, and soil temperature in the snow period. The exposure of slope and soil moisture are of lesser importance.

The influence of soil structure is particularly marked during the flow induced by continuous rains lasting for several days (tables 18 and 19). It may be quoted as an example that in consequence of a precipitation of 180 mm in the August of 1969 the coefficient of surface run-off amounted to 0,0% of precipitation on an afforested slope covered with soil of a good structure, 14% on the average on arable land, and over 20% on grazed slopes covered with soil of a bad structure. It should be added that the mechanical composition of the soil was similar on all these slopes (fig. 10). The relationships described above justify the intermediate role of land use in the differentiation of the surface run-off because the plant cover and agrotechnics account in a considerable degree for the formation of soil structure.

The direct influence of land use is a consequence of the differentiation of the density of plant cover, the agrotechnical measures, and the arrangement of fields. The increase of the plant cover density entails on the one hand a marked fall in the rate of the surface run-off caused by heavy (stormy) rains (table 20) due mainly to the decreasing velocity of the flow, and on the other a slight increase of the amount of surface run-off due to continuous rains lasting for several days as an effect of the prolongation of the duration of flow (cf. figs. 27 and 28). Furrows and field roads favour in a considerable degree the acceleration and intensification of the surface run-off (table 21, phot. 1 and 11). This is one of the reasons why the peak of the high flow rises.

The amount of the surface run-off in the rain period of the year 1969 varied with the particular slopes (fig. 23, table 14) and amounted to 0,1 mm in the forest, and 45,4 mm in a potatoe field. Under the field conditions prevailing in the Flysch Carpathians the surface run-off may be induced by a rainfall with a total of at least 20 mm (cf. figs. 17 and 22). A rainfall occurring once only and with a lesser total may cause a small surface run-off only in the period immediately preceding the winter or during the snowmelt under the conditions of an almost fully water-logged soil. Thus, the amount of the surface run-off during a rain period depends on the character of precipitation and not on the total rainfall in the given period. This enables the author to establish that the amount of surface run-off recorded in the rain period investigated may represent the value approaching to maximum. The precipitation occurred very unevenly, sometimes in the form of short downpours, but also as continuous rainfall lasting for several days, which caused a flood in the catchment area of the Ropa stream.

During each of the two snow periods investigated the amount of the total surface run-off varied greatly even on the same fields (fig. 23, table 13). During the winter abounding in precipitation the surface run-off on a meadow was ten times lesser than during the winter poor in precipitation. The reason of such proportions lay in the differences in soil temperature. In the winter poor in precipitation, the lack of a continuous snow cover caused a deep penetration of frost in the soil (to about 50 cm). Thus, it is the depth of frost penetration in the soil, and not the total of precipita-

tion, which decides upon the amount of the surface run-off. A great total of the snow fall rather favours infiltration, because it creates a chance for the snow cover to lie long, which protects the soil against frost penetration. In the forest a continuous snow cover persisted throughout the two winters and together with the forest litter it formed a thermal protection of the soil. Therefore a very low surface run-off amounting to 0,1 mm was recorded in the forest during these two winters.

The period of investigations included two frosty winters similar as far as thermal conditions were concerned but considerably different as to the amount of precipitation (fig. 18). If it is the depth of frost penetration in the ground which decides upon the amount of the surface run-off in the snow period, then it may be assumed that in a frosty winter poor in precipitation (1968/69) the amount of the surface run-off represents the values approaching to maximum, because the frost penetrated deep into the ground. On the other hand, the subsequent winter (1969/70) which was equally frosty but abounding in precipitation the amount of the surface run-off represents the values approaching to minimum.

The surface run-off participates considerably in the water cycle (table 29). In the hydrologic year 1969 it amounted to 9,1% of the total of precipitation on a meadow. This is almost 1/4 of the annual run-off the Ropa stream. The percolation through the layer of soil 0,5 m thick on a meadow was twice the amount of the surface run-off. In the water balance the evapotranspiration is the predominating element. This means that during or immediately after the rainfall or snow melt most of the water is stored in the soil. Thus, the layer of soil plays a deciding role in the water cycle. In corn fields the percentage of the surface run-off in the water cycle is smaller, and in the fields, supporting root crops much greater, if compared with that on a meadow (figs. 23, 29, table 12). The forest, which in the Flysch Carpathians represents a natural environment, proves to have the most favourable structure of water balance. It seems advisable to reduce the agricultural use of mountain slopes in the Flysch Carpathians, because any kind of cultivation increases and accelerates the surface run-off in comparison with that on the afforested area. A considerable amelioration of the water balance (an almost double reduction of the amount of surface run-off) might be obtained by establishing meadows instead of root crops, which at the same time would protect the soil against erosion.

Translated by J. Targoszowa

## ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ПОВЕРХНОСТНОГО СТОКА НА ФЛИШЕВЫХ ГОРНЫХ СКЛОНАХ

### РЕЗЮМЕ

В настоящей работе представлены результаты прямых замеров поверхностного стока, проводившихся в Щимбарке около Горлиц. Задача исследований — изучить динамику поверхностного стока в пределах склона и определить его размеры в различных условиях погоды и местности. Местные исследования проводились на пяти опытных склонах избранных в бассейне Быстжанки (рис. 1), расположенном на высоте 300—750 м н.у.м. Бассейн Быстжанки находится в умеренной климатической зоне, проявляющей в отдельные годы черты континентального либо океанического климата (таб. 3, рис. 16). Подробные геоморфологические, гидрографические, климатологические, фитосоциологические и педологические исследования, проводившиеся в бассейне Быстжанки, показали, что избранные опытные склоны обладают чертами, характерными для географической среды двух главных типов рельефа флишевых Карпат. Первый из них образуют холмы с плоскими хребтами, возвышающиеся на 100—200 м над дном долин; второй — горные хребты с более крутыми и длинными склонами, причем денивеляции достигают 400 и больше метров. Эти два типа рельефа переплетаются друг с другом как в Бескидах, так и в Карпатском предгорье. Следовательно, имеется возможность перенести полученные результаты за пределы исследуемой территории тем более, что флишевые Карпаты, несмотря на всю местную дифференциацию, представляют собой в общем малоконтрастные физико-географические условия. Опытные склоны „ИГ ПАН” (рис. 3), „Вятрувки” (рис. 6 фото 5), „Техникум СВ” и „Техникум НВ” (рис. 5), а также „Еленя” (рис. 7) имеют много типичных и общераспространенных физико-географических черт карпатских склонов (сравни рис. 2, 10, 11, 13, 14 таб. 1, 4, 5, 6).

В ходе изучения поверхностного стока применялся метод прямых измерений, одинаковый для всех склонов. Для этого были выделены опытные участки. У нижней границы участков были проложены водосточные трубы, отводившие воду, стекавшую по поверхности, в опрокидные желобки. Количество опрокидываний и их распределение во времени отмечалось автоматически с помощью ленточного регистратора (рис. 4, фото 2). На всех опытных участках проводились также наблюдения и за прочими процессами и явлениями (таб. 2, рис. 8, 9, фото 4), благодаря чему ход поверхностного стока представлен в связи с ритмом изменений погоды и гидрологических явлений (рис. 12, 15, 17, 18, 19, 20, 21, таб. 7, фото 6, 8, 9, 10).

Условием для выступления поверхностного стока являются атмосферные осадки, зимой — к тому же температура воздуха (сравни рис. 17 и 22). Эти элементы погоды решают о ходе поверхностного стока (рис. 24, 25, таб., 8, 9, 10, 11), в меньшей степени — о его размерах. В снеговой период ход и величина поверхностного стока зависят от типа оттепели (таб. 15) в дождливый же период — от продолжительности эффективного осадка (таб. 16) и его интенсивности (таб. 17, рис. 26).

Полученные результаты исследований ведут к выводу, что основными факторами поверхностного стока во флишевых Карпатах являются: структура почвы и использование земли в дождевой период и температура почвы в снеговой. Экспозиция склона и влажность почвы играют меньшую роль.

Влияние структуры почвы особенно сильно замечается во время стоков, вызванных различными дождями (таб. 18, 19). Например, вследствие 180 мм осадков в августе 1969 года на склонах, покрытых лесными почвами с хорошей структурой, коэффициент поверхностного стока составил 0,0%, на полях — в среднем 14%, на пастбищных склонах, покрытых почвой с плохой структурой — свыше 20% суммы осадков. Следует добавить, что механический состав почвы на всех склонах был сходный (рис. 10). Указанными выше отношениями объясняется также косвенная роль использования земли и дифференциации поверхностного стока, так как растительный покров и способы обработки земли в значительной степени влияют на формирование структуры почвы.

Непосредственное влияние обработки земли является следствием дифференциации плотности растительного покрова, агротехнических мер и расположения полей. По мере роста плотности растительного покрова уменьшаются размеры поверхностного стока, вызванного кратковременными проливными дождями (таб. 20), главным образом — благодаря меньшему течению воды, а незначительно увеличиваются размеры поверхностного стока, вызванного разливными дождями, как результат продления времени стока (сравни рис. 27 и 28). Ускорению и увеличению поверхностного стока в значительной мере способствуют борозды и полевые дороги (таб. 21, фото 1, 11). Это одна из причин увеличения кульминации поднятий.

Размеры поверхностного стока в дождевой период 1969 года были разные на отдельных склонах (рис. 23, таб. 14), составляя от 0,1 мм в лесу до 45,4 мм на картофельном поле. В местных условиях флишевых Карпат поверхностный сток может вызываться дождем, сумма которого достигает по крайней мере 20 мм (сравни рис. 17 и 22). Единичные осадки, сумма которых меньше указанной, могут вызвать лишь незначительный поверхностный сток только в предзимний период либо во время таяния снегов, в условиях почти полного насыщения почвы водой. Величина поверхностного стока в дождевой период зависит, следовательно, от характера осадков, а не от их суммы за данный период. На этом основании можно сделать вывод о том, что величина поверхностного стока, зарегистрированная в исследуемый дождевой период, может представлять собой величины, близкие к максимальным. Осадки выступали тогда очень неравномерно, часто в виде кратковременных проливных дождей, а также разливного дождя, вызвавшего наводнение в бассейне реки Ропы.

В обоих исследуемых снеговых периодах размеры поверхностного стока были весьма различны даже на одних и тех же участках (рис. 23, таб. 13). Например, на лугу зимой с обильными осадками поверхностный сток оказался в десять раз меньше, чем предыдущей зимой, скудной осадками. Причина таких пропорций заключалась в разнице температуры почвы. Зимой, скудной осадками, отсутствие прочного снежного покрова привело к глубокому промерзанию почвы (на около 50 см). О размерах поверхностного стока в снеговой период решает, следовательно, глубина промерзания почвы, а не сумма осадков. Большое количество снежных осадков способствует скорее инфильтрации, так как благодаря нему снежный покров сохраняется дольше, предохраняя почву от промерзания. В лесу, обе эти зимы сохранялся прочный снежный покров, вместе с лесной подстилкой составлявший термическую охрану почвы. Вследствие этого в лесу за обе зимы отмечался весьма незначительный поверхностный сток, достигавший 0,1 мм.

Исследования проводились в течение двух морозных зим, похожих друг на друга в термическом отношении, но значительно отличавшихся суммами осадков (рис. 18). Если о размерах поверхностного стока в снеговой период решает глубина промерзания почвы, то можно предположить, что морозной скудной зимой (1968/69) размеры поверхностного стока

представляют собой величины, близкие к максимальным, так как почва промерзла глубоко. Следующей же зимой, так же морозной, но обильной осадками (1969/70) поверхностный сток близок минимальным величинам, так как промерзание почвы оказалось незначительным.

Участие поверхностного стока в круговороте воды довольно значительно (таб. 29). В гидрологическом году 1969 оно составило на лугу 9,1% суммы осадков, что представляет собой почти 1/4 годичного стока реки Ропы. Просачивание в 0,5 м слое почвы под лугом было вдвое больше поверхностного стока. В расходе осадочной воды преобладает эвапотранспирация. Это значит, что во время и непосредственно после дождя либо таяния снега преобладающая часть влаги откладывается в почве. Следовательно, слой почвы играет решающую роль в круговороте воды. На хлебных полях участие поверхностного стока в круговороте воды меньше, на пропашных же — значительно больше, чем на лугах (рис. 23, 29, таб. 12). Самую благоприятную структуру круговорота воды имеет лес, представляющий собой — в случае флишевых Карпат — естественную среду. Было бы полезно ограничить использование горных склонов флишевых Карпат, так как — по сравнению с покрытыми лесом участками — обработка земли под любую сельскохозяйственную культуру значительно увеличивает и ускоряет поверхностный сток. Значительного улучшения круговорота воды (почти двухкратное уменьшение размеров поверхностного стока) можно бы добиться путем введения лугов на место пропашных культур, что предохранило бы и почву от эрозии.

Перевел Нанель Хорович

## ERRATA

*„Dokumentacja Geograficzna” 2/73*

Na stronie 87 pod tytułem ROLA STANU GRUNTU opuszczono pierwszy wiersz o treści następującej:

Wilgotność i temperatura gleby w znacznym stopniu wpływają na roz-

<http://rcin.org.pl>

## WYKAZ ZESZYTÓW DOKUMENTACJI GEOGRAFICZNEJ

za ostatnie lata

1967

- 1 PRACA ZBIOROWA — Użytkowanie ziemi w krajach Europy środkowo-wschodniej, s. 125 + nlb., tab., ryc., zł 27,—
- 2 E. DROZDOWSKI — **Objaśnienia do mapy geomorfologicznej** — okol. CHELMNO  
A. TOMCZAK — **Objaśnienia do mapy geomorfologicznej** — okol. TORUŃ, s. 110 + ryc. nlb., zł 18,—
- 3/4 A. JELONEK — **Ludność miast i osiedli typu miejskiego na ziemiach Polski od 1810 do 1960 r.**, s. 33 + tab. nlb., zł 21,—
- 5 PRACA ZBIOROWA — **Rozwój komunikacji kolejowej i autobusowej w Polsce w okresie 1946—1965**, s. 142 + ryc. nlb., zł 27,—
- 6 R. CZARNECKI — **Stosunki wodne środkowej części dorzecza Opatówki**, s. 79 + ryc. nlb., zł 27,—

1968

- 1 PRACA ZBIOROWA — **National and Regional Atlases — Supplement for 1963—1967**, s. 73, zł 21,—
- 2 M. STOPA — **Temperatura powietrza w Polsce. Część I**, s. 210, zł 30,—
- 3 PRACA ZBIOROWA — **Land use Studies in East-Central Europe**, s. 89, zł 24,—
- 4 PRACA ZBIOROWA — **Problematyka i metody geografii rolnictwa w pracach Zakładu Geogr. Roln. IG PAN**, s. 113, zł 24,—
- 5 PRACA ZBIOROWA — **Objaśnienia do mapy geomorfologicznej okol. NOWOGRÓD** — 1 : 50 000, s. 45 + tab. i mapy nlb., zł 18,—
- 6 PRACA ZBIOROWA — **Abstrakty prac habilitacyjnych i doktorskich, 1967**, s. 186, zł 30,—

1969

- 1 J. OSTROWSKI — **Mapy hipsometryczne Polski**, s. 173 + nlb., zł 27,—
- 2/3 PRACA ZBIOROWA — **Analiza i ocena środowiska geograficznego powiatu ropczyckiego**, s. 136 + nlb., zł 27,—
- 4 A. GAWRYSZEWSKI — **Polskie mapy narodowościowe, wyznaniowe i językowe. Bibliografia za lata 1827—1967**, s. 155, zł 24,—
- 5 PRACA ZBIOROWA — **Użytkowanie ziemi i rolnictwo w krajach Europy Środkowo-Wschodniej. Wyniki badań**, s. 168, zł 24,—
- 6 PRACA ZBIOROWA — **Abstrakty prac habilitacyjnych i doktorskich, 1968**

## WYKAZ ZESZYTÓW DOKUMENTACJI GEOGRAFICZNEJ

za ostatnie lata

1970

- 1 PRACA ZBIOROWA — *Agricultural Typology Selected Methodological Materials*, s. 60 + nlb., zł 15,—
- 2 PRACA ZBIOROWA — *Materiały do klimatologii Polski*, s. 118 + nlb., zł 21,—
- 3 PRACA ZBIOROWA — *Badania fizyczno-geograficzne otoczenia Stacji Naukowo-Badawczej IG PAN w Szymbarku (Tom I)*, s. 72 + nlb., zł 18,—
- 1 ZS(4) J. GLAZIK — *Wody podziemne w dorzeczu Skarłanki i ich stosunek do rynien jeziornych*, s. 70 + nlb., zł 18,— (do użytku wewn.)
- 2 ZS(5) PRACA ZBIOROWA — *Objaśnienia do map geomorfologicznych okol. WA-BRZEŻNO i LEŃBORK*, s. 110 + nlb., zł 18,—
- 6 PRACA ZBIOROWA — *Abstrakty prac habilitacyjnych i doktorskich 1969*, s. 156, zł 27,—

1971

- 1 A. ŻUREK — *Bibliografia polskich prac o migracjach stałych, wewnętrznych ludności w Polsce (lata 1916—1969/70)*, s. 119, zł 18,—
- 2 PRACA ZBIOROWA — *Użytkowanie ziemi — Projekt instrukcji*, s. 27 + nlb., zł 18,—
- 3 PRACA ZBIOROWA — *Człowiek a środowisko geograficzne w Górnośląskim Okręgu Przemysłowym*, (Wybrane zagadnienia), s. 80 + nlb., zł 18,—
- 1/5 T. WILGAT, K. WOJCIECHOWSKI — *Rio Aconcagua (Studium hydrogeograficzne)*, s. 245 + nlb., zł 45,—
- 6 *Streszczenia prac habilitacyjnych i doktorskich, 1970*, s. 147, zł 24,—

1972

- 1 PRACA ZBIOROWA — *Katalog rękopisów geograficznych. Zeszyt 2*, s. 76, zł 21,—
- 2 PRACA ZBIOROWA — *Bilans użytkowania ziemi*, s. 135, zł 21,—
- 3 PRACA ZBIOROWA — *National and Regional Atlases. For 1968—1971*, s. 92, zł 21,—
- 4 M. Z. PULINOWA — *Procesy osuwiskowe w środowisku sztucznym i naturalnym*, s. 112 + nlb., zł 24,—
- 5 J. OSTROWSKI — *World Literature on General Theoretical Problems in Cartography. Bibliography for 1945—1971*. Światowa literatura z zakresu ogólnych problemów teoretycznych w kartografii. Bibliografia za okres 1945—1971, s. 99, zł 21,—
- 6 PRACA ZBIOROWA — *Streszczenia prac habilitacyjnych i doktorskich 1971*, s. 199, zł 30,—

1973

- 1 PRACA ZBIOROWA — *Gleby gromady Szymbark i ich wartość użytkowa (w druku)*
- 2 J. SŁUPIK — *Zróźnicowanie splywu powierzchniowego na fliszowych stokach górskich (w druku)*