

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII

PRACE GEOGRAFICZNE NR 55

ZOFIA ZIEMOŃSKA

OBIEG WODY W OBSZARZE GÓRSKIM
NA PRZYKŁADZIE GÓRNEJ CZĘŚCI
DORZECZA CZARNEGO DUNAJCA

WARSZAWA 1966
WYDAWNICTWA GEOLOGICZNE

PRACE GEOGRAFICZNE IG PAN

1. Flis J., Kras gipsowy Niecki Nidziańskiej. 1954, s. 73 z1 10,—
2. Waleczak W., Pradolina Nysy i plejstocenijskie zmiany hydrograficzne na przedpolu Sudetów Wschodnich. 1954, s. 51 z1 8,—
3. Krzymowska A., Franciszek Szwarzenberg-Czerny profesor geografii Uniwersytetu Jagiellońskiego (1847—1917). 1954, s. 69, z1 9,50,—
4. Paszyński J., Opady atmosferyczne dorzecza Odry i ich związek z hipsometrią i zalesieniem. 1955, s. 90, z1 16,50,—
5. Kielczewska-Zaleska M., O powstaniu i przeobrażeniu kształtów wsi Pomorza Gdańskiego. Biskup M., Osady na prawie polskim na Pomorzu Gdańskim w pierwszej połowie XV w. 1956, s. 224 + 3 mapy, z1 31,45,—
6. Okolowicz W., Geomorfologia okolic środkowej Wilii. 1956, s. 68, z1 10,—
7. Jahn A., Wyżyna Lubelska. Rzeźba i czwartorzęd. 1956, s. 453 + 5 map, z1 52,40,—
8. Fleszar M., Studia z dziejów geografii ekonomicznej w Polsce od połowy XVIII w. do r. 1848. 1956, s. 105, z1 20,—
9. Praca zbiorowa, Studia geograficzne nad aktywizacją małych miast. 1957, s. 526, z1 58,—
10. Werwicki A., Białostocki okręg przemysłu włókienniczego do 1945 r. 1957, s. 164, z1 32,—
11. Starkel L., Rozwój morfologiczny progu Pogórza Karpackiego między Dębicą a Trzcianą, 1957, s. 152 + 7 map + 20 ilustr., z1 40,—
12. Olszewicz B., Geografia polska w Okresie Odrodzenia. 1957, s. 62, z1 15,50,—
13. Gilewska S., Rozwój morfologiczny wschodniej części Wyżyny Miechowskiej. 1958, s. 90, z1 25,—
14. Staszewski J., Vertical Distribution of World Population. 1957, s. 116 + 1 tabl., z1 40,—
15. Łomniewski K., Zalew Wiślany. 1958, s. 106, z1 24,—
16. Litterer M., Zmiany w rozmieszczeniu i strukturze ludności Polski Ludowej w latach 1946—1950
17. Welpa B., Zagadnienie struktury wieku ludności Polski Ludowej w r. 1950, 1955, s. 112, z1 22,—
18. Kukliński A., Struktura przestrzenna przemysłu cegielnianego na Ziemiach Zachodnich w epoce kapitalizmu. 1959, s. 156 + 19 wkładek, z1 49,—
19. Praca zbiorowa, Z badań środowiska geograficznego w powiecie mragowskim. 1959, s. 132 + 6 wkładek, z1 45,—
20. Tohjass J., Wykorzystanie środowiska geograficznego dla hodowli w województwie białostockim. 1959, s. 160 + 2 mapy, z1 33,—
21. Kowalska A., Paleomorfologia powierzchni podplejstocenijskiej nizinowej części dorzecza Odry. 1960, s. 75 + 6 map, z1 25,—
22. Starkel L., Rozwój rzeźby Karpat fliszowych w holocenie. 1960, s. 239 + 9 map + 35 fot., z1 78,—
23. Balińska-Wuttke K., Geomorfologia obszaru między Skierniawicami a Rawą Mazowiecką. 1960, s. 112 + 3 mapy, z1 43,50,—
24. Wróbel A., Województwo warszawskie. Studium ekonomicznej struktury regionalnej. 1960, s. 140, z1 24,—
25. Praca zbiorowa, Problems of Applied Geography. Proceedings of the Anglo-Polish Geographical Seminar (Nieborów 15—18. IX. 1959). 1961, s. 148 + 10 wkładek (mapy) + 15 fot.
26. Gieysztor L., Studia hydrologiczne nad potokami tatrańskimi. 1961, s. 80 + 4 mapy, z1 26,—
27. Praca zbiorowa, Problems of Economic Regions. 1961, s. 360 + 11 map, z1 77,—
28. Staszewski J., Die Verteilung der Bevölkerung nach dem Abstand vom Meer. 1961, s. 77 + 2 tabl., z1 20,—
29. Galon R., On the Morphology of the Noteć-Warta (or Toruń-Eberswalde) Ice Marginal Streamway. 1961, s. 129 + mapa, z1 32,—
30. Fleszar M., Geografia ekonomiczna w Polsce do 1939 r. 1962, 173, z1 s. 43,50,—

P O L S K A A K A D E M I A N A U K

I N S T Y T U T G E O G R A F I I

P R A C E G E O G R A F I C Z N E N R 5 5

ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ТРУДЫ

№ 55

ЗОФИЯ ЗЕМОЊСКА

ОБОРОТ ВОДЫ НА ГОРНОЙ ТЕРРИТОРИИ
НА ПРИМЕРЕ БАСЕЙНА ЧЕРНОГО ДУНАЙЦА

*

G E O G R A P H I C A L S T U D I E S

№ 55

ZOFIA ZIEMOŃSKA

WATER CIRCULATION IN A MOUNTAINOUS REGION ILLUSTRATED
BY THE EXAMPLE OF THE CZARNY DUNAJEC RIVER BASIN

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

P R A C E G E O G R A F I C Z N E N R 5 5

ZOFIA ZIEMOŃSKA

**OBIEG WODY W OBSZARZE GÓRSKIM
NA PRZYKŁADZIE GÓRNEJ CZĘŚCI
DORZECZA CZARNEGO DUNAJCA**

W A R S Z A W A 1 9 6 6

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

Komitet Redakcyjny

Redaktor naczelny: MARIA KIEŁCZEWSKA-ZALEWSKA
Zastępca redaktora naczelnego — KAZIMIERZ DZIEWOŃSKI
Członkowie — RAJMUND GALON, LESZEK STARKEL
Sekretarz — JADWIGA WŁODEK-SANOJCA

Rada Wydawnicza (Redakcyjna)

KAZIMIERZ DZIEWOŃSKI, RAJMUND GALON, JERZY GRZESZCZAK, ŁUCJA GÓRECKA,
(sekretarz rady), MARIA KIEŁCZEWSKA-ZALEWSKA (przewodnicząca rady) MIECZYŚLAW KLI-
MASZEWSKI, JADWIGA KOBENDZINA, JERZY KOSTROWICKI, STANISŁAW LESZCZYCKI

Redaktor tomu
M. Klimaszewski

WYDAWNICTWA GEOLOGICZNE WARSZAWA 1966

Wydanie I. Nakład 700+137 egz. Ark. wyd. 10.0 ark. druk. 7. Papier
druk. sat. kl. III. 80 g. B₁. Oddano do składania 10. XI. 1965 r. Pod-
pisano do druku 13. IX. 1966. Druk ukończono we wrześniu 1966.
T-010 Cena zł. 34.—

Krakowskie Zakłady Graficzne Nr 6, ul. Orzeszkowej 7 Nr zam. 410/65

SPIS TREŚCI

Wstęp	7
Polożenie badanego obszaru	7
Problematyka pracy	8
Metoda opracowania	9
Stan wiadomości o hydrografii obszaru	9
Środowisko geograficzne	11
Ukształtowanie terenu	12
Budowa geologiczna	13
Gleby	15
Klimat	16
Szata roślinna	18
Osadnictwo	19
Opady	20
Czynniki wpływające na wielkość i charakter opadów	20
Zależność opadów od wysokości nad poziom morza	20
Charakterystyka opadów w dziesięcioleciu 1949—1958	24
Parowanie	27
Warunki parowania	27
Obliczenie wielkości parowania	28
Retencja	30
Warunki retencji	30
Metody badań	32
Źródła	33
Wody podziemne	35
Zbiorniki powierzchniowe	49
Obszary podmokłe	50
Odplyw	51
Warunki odpływu	51
Materiały i ich opracowanie	52
Sieć rzeczna	53
Zmienność zjawisk wodnych w ciągu roku	58
Stany wody	60
Wahania stanów wody oraz ich przyczyny	65
Typy wzebrań	68
Przeplawy potoków	69
Zmiany wielkości przepływu z biegiem rzeki	70
Udział poszczególnych regionów w zasilaniu potoków w wodę	73

WSTĘP

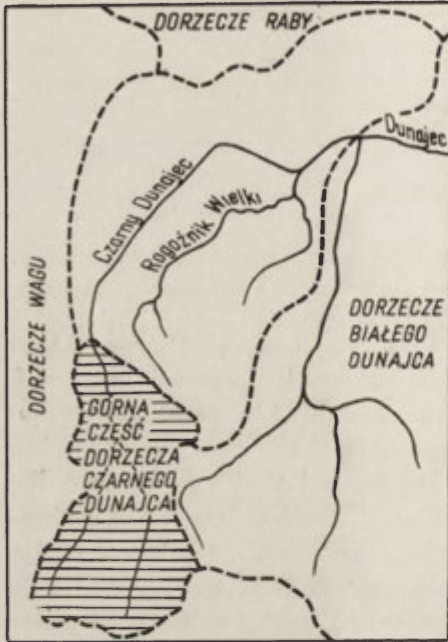
Do podjęcia studiów nad obiegiem wody w dorzeczu Czarnego Dunajca skłonił mnie brak na szerszą skalę zakrojonych monograficznych opracowań hydrografii małych dorzeczy, ujmujących całokształt stosunków wodnych w powiązaniu ze środowiskiem geograficznym. Zachęciły mnie do tego zwłaszcza prace nad zdjęciem hydrograficznym prowadzone w dorzeczu Czarnego Dunajca w Tatrach i na Podhalu. Reprezentuje bowiem ono typ dorzecza górskiego, a w części tatrzańskiej wysokogórskiego, o bardzo zróżnicowanych elementach środowiska geograficznego, a zwłaszcza rzeźbie i budowie geologicznej. Zróżnicowanie środowiska geograficznego powoduje zmienność zjawisk wodnych na stosunkowo niewielkim obszarze, a związek między poszczególnymi elementami środowiska geograficznego a stosunkami wodnymi jest tu szczególnie wyraźny. Mało obszarów w Polsce odznacza się podobnym bogactwem problematyki hydrograficznej.

Podstawą opracowania są badania hydrograficzne, prowadzone w latach 1953—1958 w dorzeczu Czarnego Dunajca, w ramach prac nad mapą hydrograficzną Polski, przez Katedrę Geografii Fizycznej Uniwersytetu Jagiellońskiego, a następnie przez Pracownię Geomorfologii i Hydrografii Instytutu Geografii Polskiej Akademii Nauk. Wyniki badań opracowano w Zakładzie Geomorfologii i Hydrografii Gór i Wyżyn Instytutu Geografii PAN.

W tym miejscu pragnę złożyć serdeczne podziękowanie profesorowi Mieczysławowi Klimaszewskiemu za cenne uwagi i wskazówki, jakich nie szczędził w czasie wykonywania pracy, dziękuję również profesorom Rajmundowi Galonowi, Zbigniewowi Kajetanowiczowi i Bogumiłowi Krygowskiemu za możliwość przedyskutowania niektórych problemów.

POŁOŻENIE BADANEGO OBSZARU

Badany obszar obejmuje górną część dorzecza Czarnego Dunajca (ryc. 1) między $19^{\circ}45'35''$ — $19^{\circ}55'10''$ długości geograficznej wschodniej i $49^{\circ}11'22''$ — $49^{\circ}21'19''$ szerokości geograficznej północnej. Południowa część dorzecza znajduje się w obrębie Tatr Zachodnich, północna na Podhalu. Rzutowana powierzchnia dorzecza wynosi $123,221 \text{ km}^2$, powierzchnia rzeczywista wskutek dużego nachylenia terenu jest większa i wynosi $130,060 \text{ km}^2$. Za źródłowy potok Dunajca uważają hydrologowie [34] Potok



Ryc. 1. Szkic sytuacyjny górnej części dorzecza Czarnego Dunajca

wierzchnia prawostronnej części dorzecza jest trzykrotnie większa od lewostronnej.

PROBLEMATYKA PRACY

Celem pracy jest przedstawienie na przykładzie dorzecza Czarnego Dunajca obiegu wody w obszarze górskim o bardzo zróżnicowanej rzeźbie i budowie. Do rozwiązania tego problemu prowadzi analiza zjawisk i procesów wodnych w powiązaniu ze środowiskiem geograficznym w dorzeczu Czarnego Dunajca. Umożliwia ona poznanie obiegu wody w jego poszczególnych fazach, ustalenie ilości wody wprowadzonej do obiegu w postaci opadów, określenie wielkości parowania, retencji i zasilania podziemnego oraz odpływu.

Na podstawie badań przeprowadzonych w dorzeczu Czarnego Dunajca starano się przedstawić obieg wody w obszarze górskim o różnym typie rzeźby, zbudowanym z utworów o różnej przepuszczalności, a w szczególności

- w zlewni wysokogórskiej o rzeźbie glacialnej, zbudowanej z utworów krystalicznych,
- w zlewni wysokogórskiej o rzeźbie fluwialnej, zbudowanej ze skrasowiałych utworów wapienno-dolomitowych,
- w zlewni górskiej o fluwialnym typie rzeźby, zbudowanej z utworów fliszowych.

Chochołowski, zwany w dolnym biegu Siwą Wodą. Z połączenia Siwej i Kirowej Wody powstaje Czarny Dunajec (tabl. I).

Od zachodu i południa dorzecze Dunajca graniczy z dorzeczem Wagu, należącym do zlewiska Morza Czarnego. Między nimi przebiega europejski dział wodny. Na wschodzie sąsiadują ze sobą dorzecza Czarnego i Białego Dunajca. Z wyjątkiem obniżenia Rowu Podtatrzańskiego dział wodny badanej części dorzecza Czarnego Dunajca ma wyraźny przebieg.

W południowej, tatrzańskiej, części dorzecza znajdują się dwie bliźniacze zlewnie potoków Chochołowskiego i Kościeliskiego. W części północnej, podhalańskiej, znajdują się zlewnie potoków pogórskich, wśród nich największą powierzchnię mają zlewnia Potoku Dziańskiego i Magury. Dorzecze Czarnego Dunajca odznacza się wyraźną asymetrią. Po-

Na podstawie znajomości całokształtu zjawisk hydrograficznych w dorzeczu Czarnego Dunajca przeprowadzono próbę wydzielenia regionów hydrograficznych, określenia ich funkcji w ogólnym obiegu wody oraz ustalenia prawideł rządzących obiegiem wody w poszczególnych regionach.

METODA OPRACOWANIA

Podstawą opracowania są badania hydrograficzne przeprowadzone w dorzeczu Czarnego Dunajca. Poprzedziły je studia dostępnych materiałów i literatury z zakresu hydrografii, geomorfologii, klimatologii i geologii dorzecza. Wyniki badań opracowano kameralnie.

W latach 1953—1954 skartowano badany obszar metodą zdjęcia hydrograficznego [30, 98]. Zdjęcie hydrograficzne polegało na obserwacji, rejestracji i pomiarach zjawisk wodnych. W wyniku kartowania powstała mapa hydrograficzna w podziałce 1 : 25 000. Podstawą do jej wykonania była mapa fotogrametryczna Tatr oraz mapy topograficzne. Na podstawie mapy hydrograficznej wydzielono w tym obszarze regiony hydrograficzne.

W celu poznania obiegu wody w regionach o różnej budowie geologicznej, zróżnicowanej rzeźbie, szacie roślinnej i stosunkach klimatycznych wybrano obiekty hydrograficzne (źródła, studnie, potoki) charakterystyczne dla danych regionów i poddano je obserwacjom i pomiarom w latach następnych (1955—1958). Obserwacje i pomiary przeprowadzono w różnych porach roku i przy różnych stanach pogodowych. Dotyczyły one zarówno wód podziemnych, jak i powierzchniowych. W ciągu 6 miesięcy pracy terenowej wykonano 90 pomiarów przepływu potoków, 195 pomiarów wód podziemnych i 1600 pomiarów źródeł.

Po przeprowadzeniu studiów terenowych podjęto tekstowe, statystyczne i kartograficzne opracowanie materiałów [114]. W opracowaniu obok materiałów własnych z badań terenowych wykorzystano materiały stacji obserwacyjnych Państwowego Instytutu Hydrologiczno-Meteorologicznego oraz Hydrologicznej Służby Słowacji dotyczące klimatu i hydrografii obszaru. Wykorzystano również materiały terenowych Rad Narodowych oraz Dyrekcji Tatrzańskiego Parku Narodowego w zakresie osadnictwa, gospodarki leśnej i hodowlanej. Wymienionym instytucjom wyrażam wdzięczność za ich udostępnienie.

STAN WIADOMOŚCI O HYDROGRAFII OBSZARU

Tatry były od dawna przedmiotem zainteresowania badaczy. W zakresie hydrografii brak jest do tej pory opracowań ujmujących całość zagadnień wodnych. Zagadnienia hydrograficzne były uwzględniane na marginesie opracowań dotyczących krasu, fizjografii, hydrobiologii lub hydrochemii i miały fragmentaryczny charakter. Zainteresowania badaczy koncentrowały się na zagadnieniach limnologicznych, mor-

fometrii i termice jezior oraz wód płynących, ich własnościach fizycznych i chemicznych. Badania prowadzone były przeważnie w Tatrach Wysokich.

Pierwsze obserwacje dotyczące termiki jezior i niektórych źródeł zawdzięczamy S. Staszycowi w 1804 r. [89] oraz L. Zejsznerowi w 1844 r. [107]. Duża ilość danych pochodzi z drugiej połowy XIX w. Wśród nich znajdują się pierwsze pomiary morfometryczne jezior oraz pomiary temperatury wywierzyisk tatrzańskich [2]. Luźne uwagi z zakresu hydrografii zawierają także pierwsze przewodniki. Wincenty Pol pisze o wiosennych i letnich powodziach Dunajca [67], natomiast ogólnych danych o hydrografii Tatr dostarcza praca A. Rehmana [74].

W XX w. zainteresowania badaczy skupiają się w dalszym ciągu wokół zagadnień limnologicznych i potamologicznych. Przeprowadzana jest inwentaryzacja i pomiary morfometryczne jezior. Pierwszy pomiar powierzchni i głębokości Smreczyńskiego Stawu w 1909 r. zawdzięczamy Ludomirowi Sawickiemu. Zwraca on także uwagę na różnicę wielkości odpływu potoków Kościeliskiego i Chochołowskiego i tłumaczy ją niezgodnością powierzchniowej i podziemnej zlewni krasowej [82].

Źródłami strefy reglowej zajmował się L. Kowalski [40]. Dokonał on pomiaru temperatury źródeł podreglowych oraz wywierzyisk Chochołowskiego i Lodowego i określił szacunkowo ich wydajność.

Termiką wód płynących, zwłaszcza w dorzeczu Białego Dunajca, zajmował się E. Romer. Chemiczne analizy wód tatrzańskich opracował J. Włoddek [102]. Na konferencjach tatrzańskich organizowanych przez Krakowski Oddział Polskiego Towarzystwa Geograficznego opracowano program badań naukowych w Tatrach [87]. Postulowano opracowanie bilansu wodnego Tatr i prowadzenie badań w ciągu całego roku. W programie badań wód tatrzańskich uwzględniono konieczność badań zarówno geologicznych, jak i hydrogeologicznych, a także hydrograficznych oraz z zakresu biologii źródeł, potoków i stawów. Był to pierwszy projekt badań kompleksowych. Zakres badań hydrograficznych w tym okresie ograniczał się przeważnie do limnologii oraz do badań nad pokrywą śnieżną. Niektóre z nich do dzisiaj są jedynymi opracowaniami morfometrycznymi jezior tatrzańskich [83, 93]. W dorzeczu Czarnego Dunajca dokonano pomiarów morfometrycznych Stawu Smreczyńskiego i Siwych Stawków [93]. Z okresu międzywojennego zasługuje na uwagę publikacja A. Wrośka: „Z badań nad zjawiskami krasowymi Tatr Polskich” [104]. Jest to studium o tatrzańskich wodach krasowych, zawierające: szczegółowy rejestr źródeł i potoków krasowych, mapę stałej i okresowej sieci rzecznej oraz źródeł. Na podstawie zaobserwowanych wypływów wód powierzchniowych przyjmuje autor jednolity poziom wód krasowych, na wysokości 900—1200 m n.p.m., związany z poziomem dna dolin tatrzańskich.

W publikacjach powojennych dużo uwagi poświęcono zagadnieniom hydrogeologicznym, badania J. Gołąb i jego uczniów objęły obszar Pogórza Gubałowskiego [23].

Zjawiska wodne w jaskiniach uwzględniono w obszernej, inwentaryzacyjnej pracy K. Kowalskiego [39].

Szczegółowe badania nad chemizmem wód tatrzańskich prowadzili K. Oleksynowa i T. Komornicki [59, 60]. Termiką źródeł w Tatrach Zachodnich zajmowała się autorka [111]. W 1956 r. ukazała się „Monografia górnego Dunajca” K. Figuły [18] (dorzecze Dunajca po ujście Popradu o powierzchni 2229 km²). Zawiera ona krótką charakterystykę środowiska geograficznego, opis większych cieków: Czarnego i Białego Dunajca oraz Białki Tatrzańskiej, charakterystykę stanów wody oraz surowy bilans wodny. Dużo uwagi poświęcono retencji zlewni. Z pracy wynika, że charakterystyczną cechą górnego Dunajca jest duży odpływ (0,664) oraz małe straty [18].

W 1961 r. ukazało się w serii „Prac Geograficznych” Instytutu Geografii PAN opracowanie I. Gieysztora pt. „Studia hydrologiczne nad potokami tatrzańskimi. Opad i odpływ na obszarze zlewni Białki i Potoku Kościeliskiego” [22]. Autorka podaje zasadnicze rysy środowiska geograficznego obydwu badanych zlewni, ogólny zarys stosunków hydrograficznych oraz stosunek opadu do odpływu. Obliczony przez autorkę odpływ ze zlewni Potoku Kościeliskiego — 1609 mm (105%) przewyższa opad, który wynosi 1530 mm. Tak duży odpływ tłumaczy autorka zasilaniem Potoku Kościeliskiego wodami z innych zlewni.

Kompleksowe badania hydrograficzne w okresie powojennym podjął Instytut Geograficzny UJ oraz Pracownia Geomorfologii i Hydrografii Instytutu Geografii PAN w Krakowie, pod kierunkiem M. Klimaszewskiego. W 1953 r. i w latach następnych sporządzono zdjęcie hydrograficzne dorzecza Czarnego i Białego Dunajca w podziale 1 : 25 000. Wyniki badań uwzględniono w pracach magisterskich [96, 100].

W wyniku dalszych szczegółowych badań hydrograficznych zarówno w dorzeczu Czarnego, jak i Białego Dunajca ukazały się: „Charakterystyka hydrograficzna Rowu Podtatrzańskiego” opracowana przez K. Wit [101] oraz „Charakterystyka hydrograficzna Tatr” K. Wit i Z. Ziemońskiej wraz z przeglądową mapą hydrograficzną Tatr polskich [108]. W 1960 r. ukazała się Mapa Hydrograficzna Tatr Zachodnich K. Wit i Z. Ziemońskiej wraz z objaśnieniami [110], które zawierają krótką charakterystykę środowiska geograficznego oraz szczegółową charakterystykę hydrograficzną.

W dwu artykułach Z. Ziemońskiej omówiono stosunki wodne Tatr Zachodnich [112, 113]. W pracy niniejszej przedstawiono wyniki dalszych badań hydrograficznych w dorzeczu Czarnego Dunajca.

ŚRODOWISKO GEOGRAFICZNE

Środowisko geograficzne wpływa w znacznym stopniu na kształtowanie się stosunków wodnych danego dorzecza. Ukształtowanie, budowa geologiczna, klimat oraz szata roślinna wpływają na przestrzenne zróżnicowanie zjawisk wodnych. Klimat

ponadto decyduje o zmienności zjawisk wodnych w czasie. Człowiek przeobrażając naturalne środowisko powoduje także zmianę stosunków wodnych.

UKSZTAŁTOWANIE TERENU

Dorzecze Czarnego Dunajca odznacza się bardzo urozmaiconą rzeźbą. Znajduje się ono w obrębie dwu jednostek geomorfologicznych: Tatr i Podhala. Południowa, tatrzańska część dorzecza obejmuje północne stoki Tatr Zachodnich, część północna, podhalańska, znajduje się w obrębie Rowu Podtatrzańskiego i Pogórza Gubałowskiego [35] (ryc. 2).

Pod względem wysokości i charakteru rzeźby wyodrębnia się w Tatrach część wyższa — wierzchowa, o wysokości grzbietów 1500—2175 m n.p.m., o cechach rzeźby wysokogórskiej, oraz część niższa — reglowa, o wysokości grzbietów 1100—1500 m n.p.m.

Południowa część pasma wierzchowego zbudowana z gnejsów i łupków krystalicznych odznacza się dojrzałą rzeźbą, zaokrągleniem form grzbietowych i dolinnych słabo przeobrażonych przez lodowce plejstoceny [37]. Nachylenia w partiach grzbietowych są nieduże 4—16°, wyjątkowo do 30°. Nachylenia stoków dochodzą do 45°, w kotłach glacialnych wynoszą około 12° [28].

Część północna pasma wierzchowego zbudowana jest z osadowych skał mezozoicznych: wapieni i dolomitów odznaczających się dużą odpornością. Łagodne, zaokrąglone formy wierzchowinowe kontrastują ze śmiałymi formami dolinnymi przeobrażonymi niekiedy silnie przez lodowce. Powszechne są tu zjawiska krasowe. Obszar ten jest rozcięty głębokimi dolinami potoków Chochołowskiego i Kościeliskiego. Nachylenia w partiach grzbietowych nie przekraczają 35°, nachylenia stoków dochodzą do 73°.

Wzniesienia Tatr Reglowych, zbudowane z mezozoicznych skał osadowych, rozcięte są gęstą siecią wąskich dolin o stromych, skalistych zboczach i niewyrównanych dnach,



Ryc. 2. Dorzecze Czarnego Dunajca

I — Tatry: I A — wysokogórski obszar trzonu krystalicznego, I B — wysokogórski obszar krasowy, I C — średniogórski obszar wapienno-dolomitowy; II — Podhale: II A — kotlinowy obszar Rowu Podtatrzańskiego, II B — średniogórski obszar Pogórza Gubałowskiego

z licznymi progami i wodospadami. W mniej odpornych marglach i łupkach zostały utworzone szerokie obniżenia oraz rozszerzenia dolinne. W odporniejszych wapieniach i dolomitach utworzyły się zwężenia dolinne. Nachylenia w tej części, mniejsze niż w pasmie wierchowym, nie przekraczają 31° , wyjątek stanowią niektóre partie o charakterze krasowym.

Między Tatrami Regłowymi a Pogórzem Gubałowskim rozciąga się subsekwentny R ó w P o d t a t r z a ń s k i wypreparowany przez potoki w mało odpornych łupkach ilastych [36]. Obejmuje on Kotlinę Kościeliską o wysokości dna około 900 m n.p.m. Głównym elementem rzeźby rowu są fliszowe garby o przebiegu południowym i nachyleniu $4\text{--}8^\circ$, rozdzielone równinami akumulacyjnymi teras i stożków Siwej i Kirowej Wody. Akumulacyjna równina żwirowa o niewielkim $2\text{--}4^\circ$ nachyleniu wzniesiona jest $4\text{--}7$ m nad dno potoków. Ponad równiną, na południu i zachodzie wznoszą się fragmenty starszych poziomów terasowych o wysokości $40\text{--}50$ m [88].

P o g ó r z e G u b a ł o w s k i e wznosi się ponad dno kotliny progami do 300 m wysokim. Szeroka dolina Czarnego Dunajca dzieli je na część zachodnią z kulminacją Magury (1233 m) i wschodnią z kulminacją Palenicy (1198 m). Stoki południowe są krótkie, strome o nachyleniach do 30° , rozcięte siecią głębokich do 20 m dolin, przeważnie wciosowych, o dobrze rozwiniętych lejach źródłowych i postępującej erozji wstecznej. Częstym zjawiskiem związanym z nieprzepuszczalnym podłożem są ruchy masowe.

Wysokości względne wynoszą: w Tatrach Zachodnich $580\text{--}835$ m [28], w Rowie Podtatrzańskim $40\text{--}50$ m, na Pogórzcu Gubałowskim do 300 m.

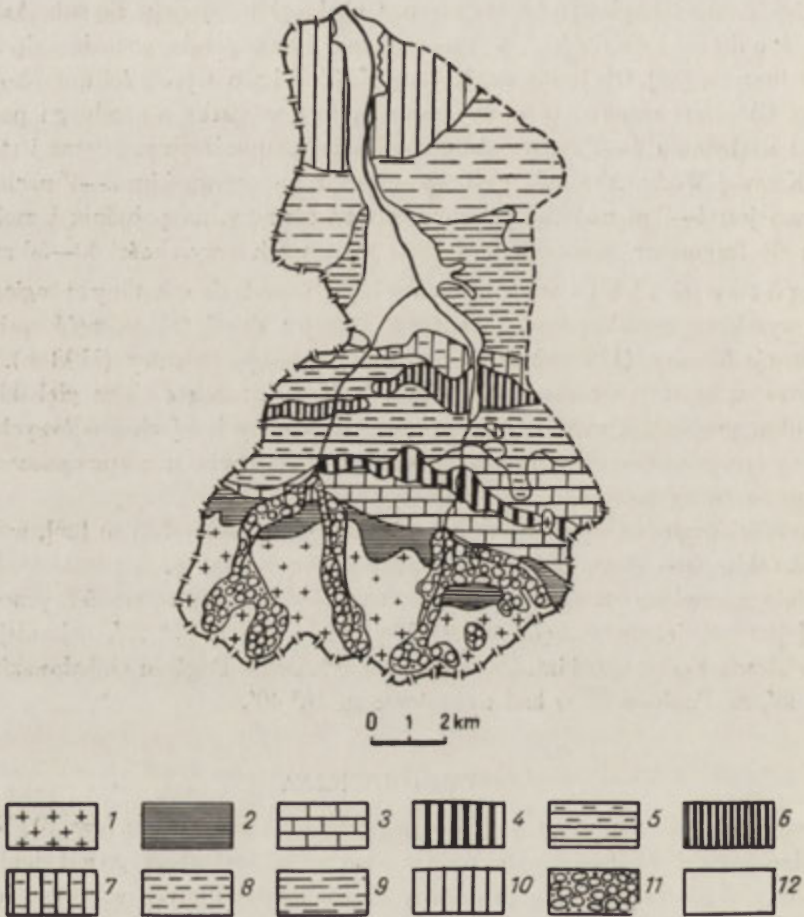
Średnie nachylenie terenu obliczone metodą wskaźnika stromości przeciętnej [19, 91] jest największe w części tatrzańskiej, gdzie wynosi $25^\circ 25'$, najmniejsze — $5^\circ 50'$ w Rowie Podtatrzańskim. Przeciętne nachylenie na Pogórzcu Gubałowskim wynosi $8^\circ 45'$, na Podhalu 8° , w badanym dorzeczu $18^\circ 40'$.

BUDOWA GEOLOGICZNA

Obszar badany odznacza się skomplikowaną budową geologiczną (ryc. 3). Najbardziej południowa część T a t r wchodząca w skład trzonu krystalicznego jest zbudowana z utworów krystalicznych wieku przedpermskiego, wykształconych w postaci łupków krystalicznych i gnejsów z intruzjami granitu [53]. Dna kotłów i dolin rozcinających trzon krystaliczny wyścielone są glacialnymi pokrywami morenowymi, o miąższości do kilkunastu metrów, oraz utworami fluwioglacialnymi. Od północy przylega do trzonu krystalicznego sformowana przed paleogenem osadowa seria wierchowa z nadległą, spoczywającą pod osadami paleogenu, serią regłową [70, 71, 72].

Seria wierchowa dzieli się na trzy wyraźne jednostki tektoniczne: Kominy Tylkowe, fałd Czerwonych Wierchów i fałd Giewontu [41, 73]. Seria wierchowa zaczyna się werfeńskimi kwarcytami i piaskowcami kwarcytowymi leżącymi bezpośrednio na granicie. Tworzą one kompleks zlepieńcowo-piaskowcowy i są najbardziej odporne na wietrzenie i transport. Przechodzą ku górze w serie łupków czerwonych i zielonych

oraz łupków marglistych, a wyżej jeszcze w wapienie i dolomity komórkowe, zapadające w kierunku północnym pod kątem do 45° [73, 106]. Wapienie i dolomity środkowego triasu, skrasowiłe i tektonicznie strzaskane, zapadające pod kątem $30\text{--}74^\circ$ ku północy, tworzą główny trzon Czerwonych Wierchów i Kominów Tylkowych. Utwory jurajskie



Ryc. 3. Mapa geologiczna górnej części dorzecza Czarnego Dunajca (wg mapy geologicznej Karpat polskich S. Sokolowskiego)

1 — granity, gnejsy i łupki krystaliczne, 2 — kwarcyty (trias), 3 — wapienie i dolomity serii wierchowej (mezozoik), 4 — margle (alb), 5 — wapienie i dolomity serii reglowej (mezozoik), 6 — margle (neokom), 7 — wapienie i zlepienie numulitowe (eocen). Flisz podhalański (eocen): 8 — warstwy zakopiańskie z przewagą łupków, 9 — warstwy chochołowskie piaskowcowo-lupkowe, 10 — warstwy ostrzyckie z przewagą piaskowców, 11 — pokrywy morenowe (plejstocen), 12 — pokrywy fluwioglacjalne i aluwialne (plejstocen i holocen)

reprezentowane są przez liasowe piaskowce i gruboziarniste zlepienie oraz wapienie. Wapienie jurajskie i kredowe są silnie skrasowiłe i uszczelinione. Zapadają w kierunku północnym pod kątem $20\text{--}67^\circ$. Kończą tę serię łupki margliste i margle kredowe

o upadzie 20—54°. Są to utwory mniej odporne i łatwiej wietrzejące. Miąższość serii wierzchowej wynosi 1800 m [86].

Serię reglową wykształconą w postaci płaszczowiny reglowej i choczańskiej tworzą (podobnie jak serię wierzchową) skały osadowe od werfenu po kredę. Są to głównie wapień i dolomity dolnego i środkowego triasu, wapień jurajskie i kredowe oraz margle łupkowe kredy. Wapień i dolomity wykazują upady 20—56° w kierunku północnym, margle — 40—75°. Głównym elementem budującym płaszczwinę choczańską jest dolomit choczański wieku środkowotriasowego, spoczywający na marglach kredowych z wkładkami łupków dolomitycznych [26]. Dolomity zapadają ku północy pod kątem 9—47°. Miąższość serii reglowej obliczana jest na 1300 m [86].

Obrzeżenie Tatr od północy stanowią zlepieńce i wapień numulitowe wieku eoceńskiego leżące na utworach płaszczowiny choczańskiej. Zapadają one w kierunku północnym i północno-wschodnim pod kątem od 25 do 65°.

Część podhalańska jest zbudowana ze sfałdowanych utworów fliszu podhalańskiego o miąższości dochodzącej do 5000 m. Są to wapieniste, miejscami zlepieńcowate, przeważnie drobnoziarniste piaskowce, często przewarstwione łupkami [45]. Gołąb wyróżnia wśród nich warstwy zakopiańskie o przewodzie łupków (na wschodzie), warstwy chochołowskie o równowadze piaskowców i łupków (na zachodzie) i warstwy ostryskie o przewodzie piaskowców (na północy). Utwory te, zapadające przeważnie ku północy, wykazują upady 4—34° [24, 25].

Đno doliny Czarnego Dunajca wypełniają aluvia, w których przeważają żwiry tatrzańskie. Spotykany jest także materiał fliszowy dostarczany przez potoki Podhala [57, 97].

GLEBY

Skałami glebotwórczymi są w Tatrach utwory krystaliczne, wapień i dolomity różnego wieku, ło- i pyłolupki, pyłowce i piaskowce ze żwirowcami, a na Podhalu utwory fliszowe, w skład których wchodzi ło- i pyłolupki, łowce, pyłowce, piaskowce, glinowce, rzadziej natomiast żwirowce i wapień [92].

W T a t r a c h na obszarach leśnych występują górskie gleby brunatne, w których brak jest poziomu bielcowego. Ponad górną granicą lasu w piętrze hal i koso-drzewiny występują wysokohalne gleby murszowo-próchniczne o słabo wykształconym profilu i niewielkiej miąższości do 25 cm. W obszarze trzonu krystalicznego spotykamy gleby początkowego stadium rozwojowego, zawierające do 90% części szkieletowych. Osobny rodzaj stanowią rędziny tatrzańskie rozwijające się na wapiennym i dolomitowym podłożu. Są to gleby węglanowe, płytkie i kamieniste.

Na stokach Pogórza Gubałowskiego wykształcone są gleby gliniasto-kamieniste, przechodzące w partiach szczytowych w gleby kamieniste [12]. Są to gleby o płytkim profilu (do 60 cm), ze znaczną ilością dużych części szkieletowych. Na obszarach grzbietowych Palenicy i Magury znajdują się gleby o niewielkiej domieszce drobnych cząstek ziemistych. W Rowie Podtatrzańskim i dolinie Czarnego Dunajca

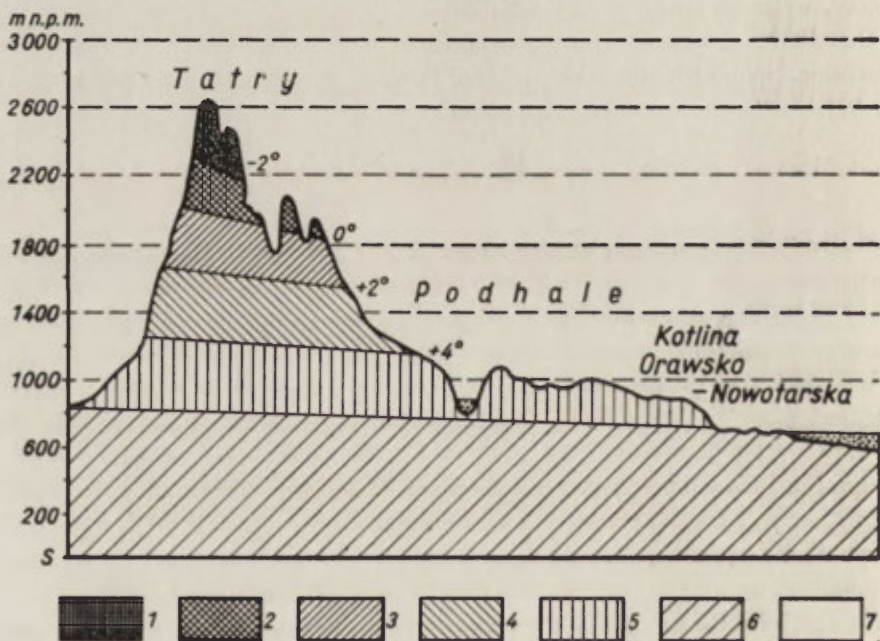
występują gleby aluwialne, głównie żwirowe, charakteryzujące się dużą ilością części szkieletowych. Są to tzw. mady górskie [92]. Niewielką powierzchnię zajmują gleby bagienne wykształcone na obszarach torfowiskowych (Witów).

KLIMAT

Cechą charakterystyczną obszaru górskiego jest piętrowy układ elementów klimatycznych. Z wysokością zmniejsza się temperatura powietrza, natomiast wzrastają opady, ilość dni z mrozem i śniegiem oraz siła i częstotliwość wiatrów [77]. W badanym dorzeczu są następujące piętra klimatyczne [27]:

	wysokość m n. p. m.	temperatura °C
umiarkowanie zimne	powyżej 1850	od -2 do 0
bardzo chłodne	1550 — 1850	0 +2
chłodne	1150 — 1550	+2 +4
umiarkowanie chłodne	poniżej 1150	+4 +6 (ryc. 4).

Ponad 50% powierzchni Tatr znajduje się w obrębie piętra chłodnego, ponad 90% powierzchni Podhala — w obrębie piętra umiarkowanie chłodnego. Górna granica piętra chłodnego pokrywa się z piętrzem kosodrzewiny.



Ryc. 4. Piętra klimatyczne (wg M. Hessa)

1 — zimne (-4 — 2°C), 2 — umiarkowanie zimne (-2 — 0°C), 3 — bardzo chłodne (0 — +2°C), 4 — chłodne (+2 — +4°C), 5 — umiarkowanie chłodne (+4 — +6°C), 6 — umiarkowanie ciepłe (+6 — +8°C), 7 — odmiany klimatu kotlin

Klimat badanego obszaru kształtuje się pod wpływem ruchu mas powietrza. Przeważają masy powietrza polarnomorskiego i polarnokontynentalnego. W wyniku ich ścierania się panuje duża zmienność warunków pogodowych. Więcej tu wiatry wykazują dużą zgodność z orografią terenu, przebiegiem grzbietów i dolin [38, 48]. Na obszarach szczytowych przeważają wiatry z kierunku północnego i północno-zachodniego [61], natomiast w dolinach z kierunku południowego i południowo-zachodniego. Obszar ma uprzywilejowane położenie w stosunku do deszczonośnych wiatrów zachodnich. Wiatry górskie odznaczają się dużymi prędkościami średnimi — od 3,5 m/sec w piętrze umiarkowanie chłodnym do 5,1 m/sec w piętrze umiarkowanie zimnym [27]. Przewalowe wiatry halne z kierunku południowego, osiągające w podmuchach prędkość do 40 m/sec, występują kilkanaście razy w roku [95]. Powodują one niszczenie pokrywy śnieżnej.

Średnia roczna temperatura powietrza zmniejsza się z wysokością o $0,5^{\circ}\text{C}$ na 100 m, od 6° w piętrze umiarkowanie chłodnym do -2° w piętrze umiarkowanie zimnym. Absolutna amplituda temperatur wynosi od 51 do 58°C w poszczególnych piętrach [27]. Częste są inwersje temperatury [62]; występowaniu ich sprzyja ukształtowanie terenu. Obszar Rowu Podtatrzańskiego jest obszarem mrozowiskowym. Liczba dni z przymrozkami wynosi 80—90 rocznie, a liczba dni z mrozem od 70 w piętrze umiarkowanie chłodnym do 165 w piętrze umiarkowanie zimnym. Pierwsze przymrozki są notowane z końcem sierpnia, ostatnie z końcem czerwca. Ilość pogodnych dni na Podhalu wynosi 60—90 rocznie, pochmurnych — 160. Średnia suma godzin słonecznych wynosi 1676 rocznie, maksymalna — 1966. Wrzesień i październik są uprzywilejowane pod względem promieniowania słonecznego. W obszarach szczytowych notowane są wysokie wartości promieniowania nadfioletowego [52].

Względna wilgotność powietrza wynosi w Zakopanem 75—80%, bezwzględna — 5,6 mm. W czasie wiatru halnego wilgotność względna zmniejsza się do 40%. Niedosyt wilgotności jest stały, najwyższy w miesiącach letnich.

Badany obszar charakteryzuje się dużą ilością opadów wzrastających z wysokością. Gradient opadowy wynosi maksymalnie 160 mm na 100 m wzniesienia. Roczna suma opadów wynosi w Witowie 995 mm, w Kościelisku — 1248, w Dolinie Chochołowskiej — 1284, na Ornaku — 1472 mm. Największymi opadami odznaczają się miesiące letnie czerwiec i lipiec, najmniejszymi — styczeń i luty. Z wysokością wzrasta ilość opadów stałych. Pokrywa śnieżna leży od 3 miesięcy na Podhalu do 6 w wyższych partiach tatrzańskich [55].

W badanym dorzeczu występują następujące pory roku [27]. Zima (okres o średniej dobowej temperaturze powietrza mniejszej niż 0°), która trwa od 130 dni w piętrze umiarkowanie chłodnym do 215 dni w piętrze umiarkowanie zimnym. Ze wzrostem wysokości nad poziom morza warunki klimatyczne stają się coraz surowsze. Przedwiośnie (okres o średnich temperaturach dobowych $0-5^{\circ}$) podobnie jak zima występuje we wszystkich piętrach klimatycznych. Termiczna wiosna (o średnich temperaturach dobowych $5-10^{\circ}$) w piętrze umiarkowanie zimnym i bardzo chłodnym przechodzi

bezpośrednio w jesień (o temperaturach 15—10°), a następnie w przedzimie (o temperaturach 5—0°). W piętrze chłodnym i umiarkowanie chłodnym występuje przedlecie (10—15°), przechodzące bezpośrednio w polecie (15—10°). Lato termiczne (o średnich temperaturach dobowych powyżej 15°) nie występuje na badanym obszarze. Okres bezzimia (o temperaturach powyżej 0°) trwa od 150 dni w piętrze umiarkowanie chłodnym do 235 dni w piętrze umiarkowanie zimnym [27].

SZATA ROŚLINNA

Cechą charakterystyczną roślinności badanego obszaru jest zmiana zespołów roślinnych z wysokością [43, 44], nawiązująca do pięter klimatycznych. Są tu następujące piętra roślinności [65]:

1 — regla dolnego obejmującego lasy dolnoreglowe, bukowo-jodłowe na wysokości 700—1250 m,

2 — regla górnego z lasami świerkowymi na wysokości 1250—1550 m,

3 — kosówki na wysokości 1550—1800 m,

4 — halne czyli alpejskie — piętro hal wysokogórskich o mniej lub więcej zwartej murawie, na wysokości 1800—2300 m,

5 — turni czyli subniwalne — piętro luźnych muraw wysokogórskich, powyżej 2300 m n.p.m. W Tatrach Zachodnich piętro to występuje tylko fragmentarycznie na szczycie Bystrej.

Na Podhalu, do wysokości 1000 m n.p.m., wnikając miejscami w regiel dolny, rozwinęła się niezależnie od powyższych pięter kraina uprawy roli złożona z roślin uprawianych i wśród nich żyjących chwastów [65].

Spśród tych zespołów roślinnych największą powierzchnię zajmują i największy wpływ na kształtowanie się stosunków wodnych mają zespoły leśne. Są to przeważnie lasy świerkowe. Pierwotny drzewostan regla dolnego bukowo-jodłowy został zniszczony przez człowieka, a lasy przekształcone na jednogatunkowe, świerkowe z domieszką jodły (20—50%). Obniżenie górnej granicy lasu wskutek wypasu bydła i owiec wynosi w Tatrach Zachodnich 50—140 m [85].

W badanym dorzeczu lasy zajmują powierzchnię 55,590 (45,1%), a kosodrzewina 6,770 km² (5,5%), łącznie 50,6% powierzchni.

W tatrzańskej części dorzecza lasy zajmują 41,690 km², tj. 63,5% powierzchni. Największym stopniem zalesienia charakteryzuje się obszar reglowy, w którym lasy zajmują 95,7% powierzchni. W mniejszym stopniu jest zalesiony obszar wierchowy bo tylko w 64%. Najmniejszy stopień zalesienia wykazuje obszar krystaliczny, duża bowiem jego część znajduje się powyżej górnej granicy lasu, który zajmuje 34,6%, kosodrzewina — 16,2%, łącznie 50,8% powierzchni. W zlewni Potoku Kościeliskiego stosunki przedstawiają się mniej korzystnie niż w pozostałej części Tatr. Powierzchnia lasów wynosi 16,170 km², tj. 47,5%, kosodrzewiny 3,320 km² czyli 9,8%, w sumie 57,3% powierzchni tej zlewni jest zajęte przez las i kosodrzewinę. Najbardziej zalesiony

(90,4%) jest obszar regłowy, następnie wierchowy. Przez lasy i kosodrzewinę zajęte jest 48,7% powierzchni obszaru krystalicznego.

Na Podhalu las zajmuje 13,900 km², tj. 28,1% powierzchni. W Rowie Podtatrzańskim powierzchnia zajęta przez lasy jest stosunkowo duża i wynosi 63,2%. Lasy porastają głównie obszary źródłowe i brzegi potoków. Pogórze Gubałowskie charakteryzuje się małym stopniem zalesienia (21%), mniejszym niż przeciętne zalesienie Polski (23%). Lasy zajmują najbardziej południowe wycinki — obszar Magury i Palenicy. Poza tym zachowały się jedynie w partiach niedogodnych dla osadnictwa.

OSADNICTWO

Obszar badanego dorzecza zamieszkały jest przez 3400 mieszkańców wsi Witowa, Dzianisza i Kościeliska. Przeciętna gęstość zaludnienia wynosi 28 mieszkańców na km². Poza osadnictwem stałym spotykamy osadnictwo sezonowe, rozwinięte w formie ruchu wypoczynkowo-turystycznego w sezonach letnim i zimowym. Koncentruje się ono w schroniskach turystycznych, domach wczasowych i prywatnych. W schroniskach wykorzystano ponad 40 000 miejsc rocznie (przeciętnie przypada 110 turystów na dobę) [37]. W domach wczasowych i prywatnych przebywa w sezonach kilka tysięcy osób.

W Tatrach i na Podhalu rozwinięta jest forma sezonowego osadnictwa pasterskiego. Związane w wypasem owiec na halach i polanach śródleśnych. Hodowla jest bowiem podstawowym zajęciem ludności. W latach 1949—1958 w dolinach Kościeliskiej i Chochołowskiej wypasano 42,5—57,3% ogólnej ilości owiec wypasanych w Tatrach (do 67 sztuk na km²) i 27—35% bydła. Te niekorzystne dla rozwoju stosunków wodnych warunki poprawiły się przez zlikwidowanie wypasu na Hali Ornak i Hali Tomanowej i ulegają dalszej poprawie na terenie Tatrzańskiego Parku Narodowego.

Przemiany wywołane działalnością człowieka wyrażają się przede wszystkim zniszczeniem naturalnych zespołów leśnych na Podhalu. Proces ten związany z rozwojem osadnictwa na tym terenie trwa od XIV w. [105]. Zniszczenie tatrzańskich lasów bukowo-jodłowo-świerkowych wiąże się z rozwojem hutnictwa tatrzańskiego w XVI—XVIII w. Nadmierny wypas owiec i bydła spowodował zniszczenie naturalnego podszytu leśnego, znaczne obniżenie górnej granicy lasu oraz niekorzystne zmiany w strukturze glebowej.

Osadnictwo, które zajmuje coraz większe powierzchnie pod domy mieszkalne i zabudowania gospodarskie, brukowanie i asfaltowanie dróg przez zwiększenie powierzchni nieprzepuszczalnej powodują zmniejszenie retencji i wzrost spływu powierzchniowego. Eksploatacja kamieńca z koryt i den rzecznych spowodowała obniżenie poziomu wód gruntowych oraz zwierciadła wody w rzece i zwiększenie jego spadku, a przez to wpłynęła na przyspieszenie i zwiększenie spływu oraz wzrost zagrożenia powodziowego.

Ogólnie można stwierdzić, że zmiany wywołane działalnością człowieka powodują zwiększenie spływu powierzchniowego i warunków retencji, co wpływa ujemnie na kształtowanie się obiegu wody na omawianym terenie.

OPADY

Ilość wprowadzonej do obiegu wody zależy od wielkości opadów, które stanowią najbardziej przychodową pozycję bilansu wodnego. Opady na obszarze górskim są bardzo zróżnicowane zależnie od warunków środowiska geograficznego, szczególnie od wzniesienia nad poziom morza, orografii i ekspozycji obszaru.

CZYNNIKI WPŁYWAJĄCE NA WIELKOŚĆ I CHARAKTER OPADÓW

Spośród elementów środowiska geograficznego największy wpływ na ilość i rodzaj opadów ma ukształtowanie terenu. Znaczne wzniesienie obszaru nad poziom morza ułatwia procesy konwekcyjne, przyczynia się do wzrostu ilości opadów, szczególnie opadów stałych. Podobnie, lecz w znacznie mniejszym stopniu, wpływa północna ekspozycja badanego obszaru. Duże wysokości względne powodują zróżnicowanie stosunków termicznych i opadowych.

Wpływ szaty roślinnej przejawia się w pewnym wzroście opadów na obszarach leśnych [32]. Lasy przyczyniają się także do wzrostu opadów poziomych w postaci mgły, szronu, okiści, a przez to wpływają na zwiększenie ogólnej sumy opadów. Dotyczy to zwłaszcza obszaru tatrzańskiego, gdzie występują duże powierzchnie leśne.

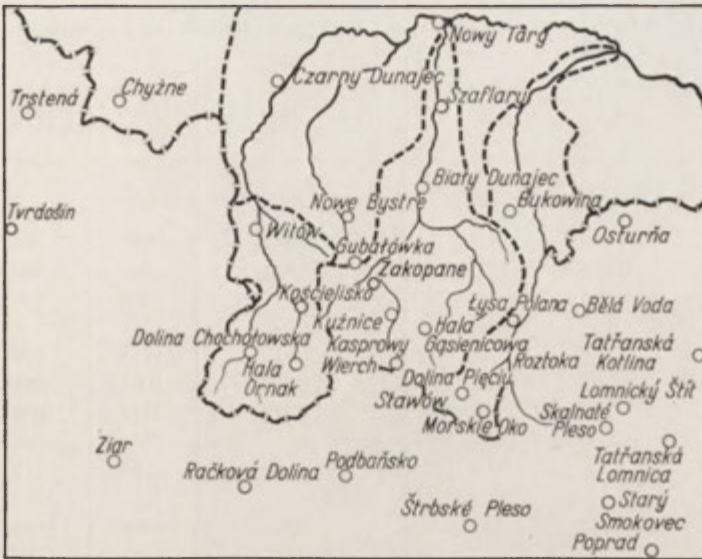
Wpływ innych elementów środowiska geograficznego na kształtowanie się stosunków opadowych jest mniej wyraźny.

ZALEŻNOŚĆ OPADÓW OD WYSOKOŚCI NAD POZIOM MORZA

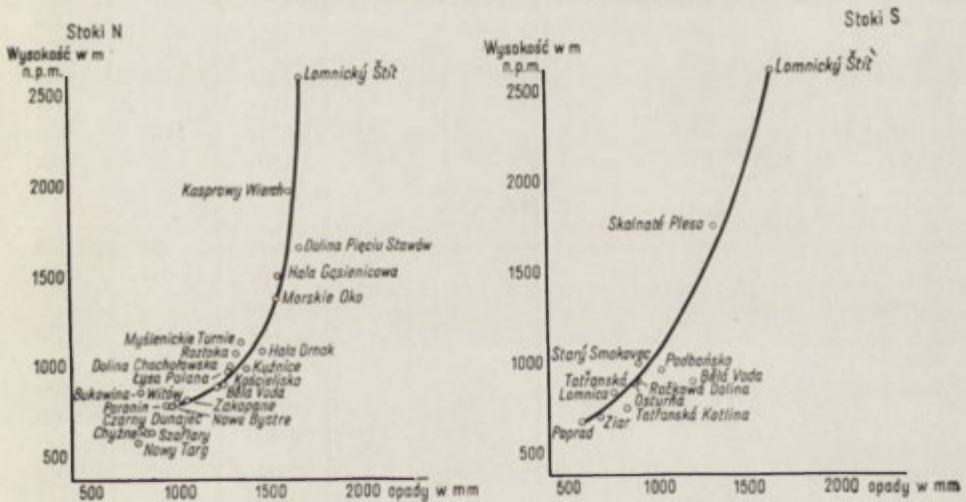
Dla obliczenia wielkości opadów w badanym dorzeczu wykorzystano zależność między opadami a wysokością nad poziom morza. Podstawą obliczeń były materiały stacji opadowych PIHM za lata 1949—1958 [50, 51, 76].

W badanym dorzeczu znajdują się cztery stacje opadowe: w Witowie, Kościelisku, Dolinie Chochołowskiej i na Hali Ornak. Przeciętnie jedna stacja przypada na 30 km² powierzchni. Ze względu na małą i niewystarczającą gęstość punktów obserwacyjnych wykorzystano również materiały innych stacji opadowych w Tatrach i na Podhalu zarówno polskich, jak i słowackich (tab. 1, ryc. 5). Z uwzględnionych stacji tylko dwie (Kasprowy Wierch, Łomnicki Szczyt) znajdują się na szczytach, pozostałe zlokalizowane są w dnach dolin, brak jest stacji położonych na stokach. Luki w obserwacjach nie przekraczały w poszczególnych przypadkach pięciu miesięcy w roku. Brakujące dane uzupełniono na podstawie materiałów sąsiednich stacji o pełnym cyklu obserwacyjnym, obliczywszy uprzednio jaki procent opadów rocznych stanowi opad w miesiącu, w którym nie ma obserwacji. Z obliczeń wynika, że stacja w Dolinie Chochołowskiej znajduje się w cieniu opadowym.

Na podstawie punktów pomiarowych wykreślono krzywą zależności opadów od wzniesienia nad poziom morza, dla stoków północnych i dla południowych. Wykresy



Ryc. 5. Rozmieszczenie stacji opadowych



Ryc. 6. Krzywe zależności opadów od wzniesienia nad poziom morza

sporządzono zarówno dla dziesięciolecia (ryc. 6), jak i dla poszczególnych lat [114]. Szukane równanie krzywej zależności opadów od wysokości ma postać:

$$P = -17 + 5,3H - 0,279H^2 + 0,0049H^3$$

dla północnych stoków Tatr i

$$P = -9,46 + 3,09H - 0,142H^2 + 0,0024H^3$$

dla południowych

gdzie: P — opad w cm , H — wysokość w hektometrach.

Roczne sumy opadów w dziesięcioleciu

Stacje	Wysokość n.p.m	1949	1950	1951
Stacje polskie				
Nowy Targ	600	988	573	839
Chyżne	650	922	582	737
Szaflary	655	1061	696	859
Czarny Dunajec	676			
Poronin	800	1154	809	872
Nowe Bystre	800	1081	848	881
Witów	820	1113	804	985
Zakopane	844	1336	931	976
Bukowina	880	920	713	702
Kościelisko	927	1550	1049	1133
Łysa Polana	988	1696	1059	1150
Kuźnice	1023	1701	1117	1160
Dolina Chochołowska	1028	1670	1095	1086
Roztoka	1100	1800	1151	1225
Ornak	1110	1720	1040	1264
Myślenickie Turnie	1360	1682	1056	1219
Morskie Oko	1400	2182	1389	1342
Hala Gąsienicowa	1520	1957	1957	1471
Dolina Pięciu Stawów	1668	2100	1576	1636
Kasprowy Wierch	1991	1976	1341	1406
Stacje słowackie				
Poprad	702	660	529	579
Ziar	725	796	708	679
Tatrańska Kotlina	760			
Tatrańska Lomnica	850	849	844	778
Rackova Dolina	900			
Bela Voda	910	1620	836	830
Osturňa	910	966	667	955
Podbaňsko	972			
Stary Smokovec	1018	1102	973	912
Skalnate Pleso	1778	1677	1261	1174
Lomnický Štit	2635	1740	1828	1533

Z analizy wykresów wynika, że północne stoki Tatr otrzymują większe ilości opadów niż stoki południowe. Wzrost opadów jest niejednakowy w różnych piętrach wysokości. Największy jest w piętrze 800—1000 m n.p.m., czyli w brzeźnej części górotworu tatrzańskiego, gdzie wynosi 160 mm/100 m wzniesienia. Powyżej 1000 m n.p.m. wzrost opadów jest bardziej równomierny i wynosi 60 mm/100 m wzniesienia. Na wysokości 1600 m n.p.m. wzrost opadów wykazuje wyraźne zahamowanie i nie przekracza 10 mm/100 m wysokości.

1949—1958 w mm

Tabela 1

1952	1953	1954	1955	1956	1957	1958	Średnie z dziesięciolecia
829	759	687	891	703	619	968	777
797	708	703	857	606	624	887	814
957	835	799	955	623	689	984	846
842	752	676	869	667	723	1018	792
1044	871	809	1097	752	813	1167	939
1096	1046	849	1149	766	896	1186	980
1154	1116	841	1219	820	900	1217	995
1260	1085	833	1232	856	962	1239	1061
918	783	673	890	655	646	1018	784
1491	1155	1046	1477	1018	1058	1503	1248
1380	1213	1059	1545	1035	1190	1541	1278
1575	1311	1239	1826	1125	1178	1765	1381
1328	1196	1151	1437	1056	1142	1684	1284
1303	1124	1090	1628	1073	1059	1727	1318
1713	1301	1402	1918	1430	1292	1648	1472
1557	1330	1188	1714	1090	1233	1475	1354
1602	1196	1563	2015	1329	1214	1737	1557
1694	1346	1305	1958	1237	1366	1847	1548
1778	1386	1482	1895	1485	1413	2187	1694
1938	1344	1412	2044	1472	1309	1857	1610
594	458	563	611	514	547	706	576
761	545	653	722	599	568	864	685
900	700	804	1080	716	833	921	850
768	654	681	813	645	700	971	770
837	865	989	852	901	833	1019	900
1413	1201	1115	1604	1029	1046	1443	1224
932	824	794	987	747	842	991	970
			1322	918	837	1035	1028
889	961	800	1062	806	702	1158	912
1236	1262	1320	1654	1155	1139	1535	1340
1783	1535	1500	2051	1397	1551	1949	1686

Inwersję opadów zanotowano w latach 1949, 1951, 1952 i 1956 [114]. Nie zaznacza się ona jednak na wykresie z dziesięciolecia (ryc. 6). W profilach stacji dolinnych o podobnym położeniu, np. Witów — Dolina Chochołowska, Witów — Kościelisko — Hala Ornak lub Łysa Polana — Roztoka — Morskie Oko, nie zaobserwowano inwersji. Dla stwierdzenia inwersji w profilach stokowych i szczytowych brak jest wystarczających danych.

Na południowych stokach przebieg opadów jest bardziej regularny. Nie obserwuje się zjawiska inwersji, a wzrost opadów z wysokością wynosi od 170 mm w niższych partiach do 30 mm w wyższych. Najwyższy obserwowany jest w piętrze 700—900 m n.p.m., a więc także w brzeżnej części górotworu tatrzańskiego.

Na zachód wysunięte dorzecze Czarnego Dunajca ma uprzywilejowane położenie w stosunku do deszczonośnych wiatrów z kierunku zachodniego i północno-zachodniego. Opady notowane na tej samej wysokości są wyższe w Tatrach Zachodnich niż w Wysokich. Opady na Hali Ornak są wyższe niż na Kalatówkach i w Roztoce. Szczupłość materiału obserwacyjnego z obszaru Tatr Wysokich (cztery czynne stacje) nie pozwala na wyciągnięcie w tej sprawie ostatecznych wniosków.

CHARAKTERYSTYKA OPADÓW W DZIESIĘCIOLECIU 1949—1958

Średnia wysokość opadów w omawianym dziesięcioleciu wynosiła: 1540 mm w Tatrach, 1155 mm w Rowie Podtatrzańskim i 1240 mm na Pogórzu Gubałowskim (tab. 2, 3). Lata 1949, 1952, 1955 i 1958 były wilgotne, lata 1950, 1954 i 1957 — suche, natomiast lata 1951, 1953 i 1956 charakteryzowały normalne opady.

W latach wilgotnych opady wynosiły: w Tatrach 1730—1947 mm, w Rowie Podtatrzańskim 1340—1450 mm i 1450—1550 mm na Pogórzu Gubałowskim. Maksymalną ilość opadów zanotowano w 1955 r.

Opady w latach suchych wynosiły: w Tatrach — 1200—1357 mm, w Rowie Podtatrzańskim — 890—990 mm, i na pogórzu — 950—1050 mm. Najuboższy w opady był rok 1950.

Opady w latach normalnych wahały się: w Tatrach — 1394—1498 mm, w Rowie Podtatrzańskim — 990—1220 mm i na pogórzu — 1060—1285 mm.

Częstotliwość opadów w dorzeczu Czarnego Dunajca jest duża. Opady wielkości

Tabela 2

Opady w dorzeczu Potoku Kościeliskiego w mm

Lata	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	Rocznie
1949	89,0	72,0	151,1	83,7	103,8	100,1	127,4	265,7	442,3	276,6	58,6	34,6	1804,9
1950	94,6	85,5	93,8	62,3	26,6	109,5	50,2	102,3	124,6	170,6	122,2	159,1	1201,3
1951	95,6	93,2	79,8	35,0	124,6	120,4	249,2	242,2	133,0	119,0	98,0	4,2	1394,2
1952	92,4	102,2	131,7	194,0	131,7	37,4	195,8	215,4	83,7	85,4	251,0	217,2	1737,9
1953	176,2	60,5	116,3	47,3	70,3	144,6	135,2	177,1	202,8	169,0	141,9	56,8	1498,0
1954	37,9	52,7	71,6	11,7	90,6	135,8	150,4	194,2	199,4	191,3	86,2	74,6	1296,4
1955	67,3	186,9	53,9	85,6	68,8	161,8	154,4	239,9	275,3	318,1	174,8	160,0	1946,8
1956	72,5	94,9	46,1	63,4	122,4	86,4	129,6	367,2	155,5	122,4	80,6	106,6	1447,6
1957	87,8	72,0	67,1	110,4	67,1	117,0	165,7	105,2	256,4	122,3	136,8	48,7	1356,5
1958	47,3	71,0	49,6	81,4	104,4	97,4	104,4	467,3	196,5	253,1	99,1	159,3	1730,8
1949—1958	86,0	89,0	86,1	77,5	91,0	111,0	146,2	237,7	207,0	182,8	124,9	102,0	1540,0

0,1 mm i większe notowane były przeciętnie 195 razy w roku. Liczba dni z opadem wahała się od 158 do 226 w roku, a w poszczególnych miesiącach od 12 w październiku do 19 w maju i czerwcu. Dni z opadami śnieżnymi było 41%. W ciągu roku notowano kilkanaście dni z burzą. Opady o intensywności powyżej 10 mm na dobę notowane były przeciętnie 37 razy w roku. W zimie intensywność opadów nie przekroczyła 35 mm na dobę. Opady o intensywności większej od 50 mm na dobę notowane są w półroczu letnim, od maja do sierpnia. Opady wyższe od 100 mm na dobę są rzadkie. Najwyższy opad dobowy w dziesięcioleciu zanotowano 29.VI.1958 r. (157,6 mm — Ornak, 109,8 mm — Kościelisko). Maksymalny opad dobowy 285 mm zanotowano 17.VII.1934 r. w Witowie. Opady dobowe większe od 50 mm zanotowano w badanym okresie piętnastokrotnie. Na lipiec, czerwiec i sierpień przypada 79% deszczów ulewnych. Deszcze ulewne typu górskiego charakteryzuje, w porównaniu z typem nizinnym, dłuższy czas trwania i nieco mniejsza wydajność [5, 6].

Brak jest danych do obliczenia wielkości opadów poziomych, których ilość jest znaczna na obszarze górskim [17]. W sąsiednim dorzeczu Białego Dunajca na Hali Gąsienicowej zanotowano 116 dni z mgłą w roku, na Kasprowym Wierchu 256 [94].

W dorzeczu Czarnego Dunajca spada duża ilość opadów śnieżnych, co wpływa korzystnie na kształtowanie się stosunków wodnych, zwłaszcza na retencję. Stopniowe zanikanie pokrywy śnieżnej stwarza większe możliwości wsiąkania wody w podłoże. Opady śnieżne wynosiły 23,1% ogólnej sumy opadów w Dolinie Chochołowskiej, 34,4% na Ornaku, a niekiedy dochodziły do 54%. Do najbardziej śnieżnych należały lata 1952 (805 mm), 1953 (705 mm) i 1955 (655 mm). Małą ilością opadów stałych odznaczały się lata 1950, 1954 i 1958. Około 70% opadów stałych bierze udział w tworzeniu pokrywy śnieżnej, która utrzymuje się stosunkowo długo, bo powyżej 4 miesięcy na obszarach nisko położonych. Na wysokości zbliżonej do 2000 m n.p.m. pokrywa śnieżna utrzymuje się przez 200 dni w roku [14]. Grubość pokrywy śnieżnej na Podhalu wynosi 30—50 cm, w górnych partiach ponad 1 m, w Tatrach często przekracza 2 m [47, 55]. Pierwsze opady śnieżne notowane są na Podhalu zazwyczaj z końcem października, a w Tatrach w drugiej połowie września. Zanikanie pokrywy śnieżnej najwcześniej i najszybciej postępuje na Podhalu (w marcu), w miejscach otwartych o ekspozycji południowej i zbliżonej do niej, a następnie w obszarach leśnych. W Tatrach roztopy zaczynają się później (w kwietniu) i trwają dłużej. Obserwuje się je najpierw w niższej położonych, otwartych miejscach. Topnienie pokrywy w piętrze kosodrzewiny przebiega szybciej i wcześniej niż w lasach regla górniego. W zacięzionych miejscach (Dolina Smreczyńska) płaty śniegu utrzymują się przez całe lato.

Większa część opadów, mianowicie 62,9—63,8%, spada w półroczu letnim (V—X). Wraz z wysokością wzrasta ilość opadów w półroczu zimowym. Największa ilość opadów, 37,1—41,7%, przypada na miesiące letnie (VI—VIII) oraz wiosenne — 22,3—23,4% (III—V). Na jesieni opady wynoszą 19,7—22,3%. Najmniejsze opady notowane są w miesiącach zimowych (XII—II). Stanowią one 13,6—18,3% sumy opadów rocznych.

Dla pełnej charakterystyki dziesięciolecia 1949—1958 zestawiono uzyskane sumy opadowe dla poszczególnych stacji Tatr i Podhala ze średnimi wieloletnimi obliczonymi

Opady w dorzeczu

Lata	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI
1949	60,0	42,0	106,1	72,8	80,7	74,4	126,6	254,9
1950	126,6	61,8	72,4	46,8	20,8	97,0	50,8	97,8
1951	85,6	82,5	62,8	28,3	124,4	113,3	231,6	184,8
1952	71,5	78,9	108,4	151,8	99,1	31,0	159,6	206,0
1953	142,5	55,8	100,4	41,4	66,5	133,0	121,7	161,9
1954	35,1	40,2	54,3	9,9	76,5	109,8	122,2	178,9
1955	56,8	146,8	47,2	72,5	60,7	140,0	148,5	226,1
1956	59,0	81,0	36,3	53,8	100,0	72,5	115,0	301,2
1957	80,0	60,0	55,5	87,3	64,9	110,9	133,3	89,7
1958	37,8	55,5	44,4	77,4	98,8	88,9	93,8	423,0
1949—58	75,5	70,4	68,8	64,2	79,2	97,1	130,3	212,4

przez Wiszniewskiego dla okresu 1891—1930 [99], Karasińskiego za okres 12—54 lat [33] i Gieysztor [21, 22] dla okresu 1949—1958 (tab. 4). Dane uzyskane przez Karasińskiego mają mniejszą wartość porównawczą ze względu na różną długość okresu obserwacyjnego i luki w obserwacjach. Z uwagi na tożsamość

Tabela 4

Zestawienie sum opadowych z dziesięciolecia 1949—1958 ze średnimi wieloletnimi

Miejscowość	Wiszniewski (1891—1930)	Karasiński (różny okres)	Gieysztor (1949—1958)	Ziemońska (1949—1958)
Nowy Targ	864			777
Czarny Dunajec	781			792
Poronin	975	977		939
Nowe Bystre	980	1019		980
Witów	950	957		995
Zakopane	1122	1118	1073	1061
Bukowina	866			784
Kościelisko	1148	1091	1263	1248
Łysa Polana			1343	1278
Kuźnice	1410	1393	1375	1381
Dolina Chochołowska	1500		1304	1284
Roztoka			1305	1318
Ornak			1486	1472
Myślenickie Turnie			1366	1354
Morskie Oko		1649	1554	1557
Hala Gąsienicowa	1715	1625	1531	1548
Kasprowy Wierch		1628	1561	1609

Tabela 3

Czarnego Dunajca w mm

VII	VIII	IX	X	Rocznie	Tatry	Rów Pod- tatrzański	Pogórze Gubałowskie
332,4	258,0	54,6	30,1	1492,6	1805	1340	1450
114,3	163,9	125,5	146,6	1124,3	1201	1890	950
142,9	99,8	91,2	2,5	1249,7	1394	1030	1100
82,1	83,7	238,5	190,5	1501,1	1738	1360	1450
218,4	159,4	128,0	49,0	1378,0	1498	1220	1285
171,5	162,9	82,7	61,7	1105,7	1296	920	1005
259,8	288,5	156,9	146,8	1750,6	1947	1450	1550
145,0	115,0	78,7	92,5	1250,0	1447	990	1060
250,2	120,3	127,4	47,2	1226,7	1357	980	1050
212,3	227,2	92,2	151,4	1602,7	1730	1360	1480
192,9	167,9	117,5	91,8	1368,0	1541	1155	1240

okresu obserwacyjnego uzyskane wyniki wykazują największą zgodność z wynikami Gieysztor. Różnice między nimi dochodzą do 5%, przeciętnie nie przekraczają 1%. Różnice z wynikami Wiszniewskiego w pojedynczych przypadkach wynoszą 16%, przeciętnie nie przekraczają 8%. Różnice w porównaniu z danymi Karasińskiego wynoszą około 6%, a w jednym przypadku (Kościelisko) 13%.

Powyższe dane wykazują, że opady w dziesięcioleciu 1949—1958 nieznacznie odbiegają od średnich wielolecia, a okres dziesięciolecia można uznać za wystarczający dla scharakteryzowania stosunków opadowych w dorzeczu.

PAROWANIE

Parowanie jest najmniej dotychczas poznanym elementem obiegu wody. W bilansie wodnym znajduje się ono po stronie rozchodów i powiększa ilość strat. Parowanie zależy od właściwości środowiska geograficznego, zwłaszcza od warunków klimatycznych, meteorologicznych, hydrograficznych, glebowych, orograficznych oraz roślinnych.

WARUNKI PAROWANIA

Spśród czynników klimatycznych i meteorologicznych w znacznym stopniu na parowanie wpływają: temperatura powietrza oraz prężność pary wodnej. Wzrost temperatury powietrza i niedosyt wilgotności sprzyjają parowaniu. Wiatr, a zwłaszcza wiatr halny, wpływa na wzmożenie i utrzymanie procesu parowania. Podobnie, lecz w mniejszym stopniu, wpływa zmniejszenie ciśnienia atmosferycznego.

Spśród czynników hydrograficznych na wzrost parowania wpływają duże po-

wierzchnie wodne, jeziora i stawy. W badanym dorzeczu nie zajmują one jednak większych powierzchni. Duże znaczenie ma także stopień nasycenia wilgocią gruntu. Znaczne wartości może osiągnąć parowanie (sublimacja) z pokrywy śnieżnej.

Na obszarach leśnych parowanie z gleby jest mniejsze niż na otwartej przestrzeni znacznie jednak wzrasta transpiracja. W sumie, parowanie na obszarach leśnych jest większe niż na bezleśnych. Jest ono większe w lasach liściastych niż w iglastych [4, 16]. Parowanie na obszarach zadarnionych jest mniejsze niż na leśnych, większe jednak niż na terenach pozbawionych roślinności.

Spośród czynników morfologicznych ważną rolę odgrywa duża wysokość bezwzględna i względna, które pośrednio wpływają na wielkość parowania. Ze wzrostem wysokości wiąże się obniżenie temperatury powietrza o $0,5^{\circ}\text{C}$ na 100 m, które wpływa na zmniejszenie parowania. Dosłoneczna i dowietrzna ekspozycja stoków powoduje wzrost parowania, natomiast stoki odwietrzne i zacienione charakteryzuje mniejsza intensywność parowania. Nachylenie terenu, zwiększając powierzchnię, powoduje niewielki wzrost parowania, zwłaszcza z gleby.

Gleby na stokach odsłoniętych, o dużym nachyleniu, oraz na wierzchołkach wskutek silniejszego działania wiatru wykazują większe parowanie i przesuszenie niż gleby na stokach odwietrznych. Parowanie z gleb jest większe na stokach o ekspozycji południowej i zbliżonej do niej. Poza tym na wielkość parowania wpływają: zachmurzenie, usłonecznienie, kolor i rodzaj gleby, głębokość wody gruntowej i in.

W badanym dorzeczu wzrostowi parowania sprzyjają duże powierzchnie leśne (wzmózona transpiracja), znaczna częstotliwość wiatrów o dużej szybkości i suchości oraz występowanie obszarów podmokłych na Podhalu. Na zmniejszenie wielkości parowania wpływają: niskie temperatury powietrza, północna ekspozycja badanego obszaru i mniejsze usłonecznienie, duże wysokości względne i bezwzględne, mała powierzchnia jezior oraz znaczne rozczłonkowanie obszaru, które ułatwia szybki spływ wód.

OBLICZENIE WIELKOŚCI PAROWANIA

Ponieważ w badanym dorzeczu nie prowadzono badań nad parowaniem, wielkość jego obliczono za pomocą wzorów empirycznych. Zależność parowania od średnich miesięcznych temperatur powietrza jest podstawą wzoru i wykresów Kuzina, adaptowanych do warunków polskich przez A w ł a s e w i c z a [1]. Obliczone w ten sposób parowanie w dorzeczu Czarnego Dunajca wynosi 320 mm, a w tatrzańskiej części dorzecza 260 mm rocznie (tab. 5). Wielkość parowania obliczona według norm parowania P a r d é g o, opartych na zależności od temperatury powietrza oraz opadów, jest nieco wyższa [11, 64]. Wynosi ona w dorzeczu Czarnego Dunajca 400 mm rocznie, w tatrzańskiej części dorzecza 350 mm (tab. 5).

Największe parowanie notowano w latach suchych (1950), najmniejsze w latach wilgotnych (1949, 1952, 1955) [114]. Dowodzi to zależności parowania od wielkości niedosytu powietrza. Z obliczeń wynika, że największe parowanie występuje w miesiącach wiosennych i letnich: czerwcu, lipcu, maju i sierpniu. Najmniejsze parowanie

Wielkość parowania w mm
I — wg Kuzina i Awłasewicza, II wg Pardego, III — wartość średnia

Zlewnia Potoku Kościeliskiego	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	Rocznie
I 1949	7,9	6,3	9,2	8,2	7,5	29,5	46,2	29,0	32,0	33,0	31,0	16,7	259,5
1950	6,8	4,5	5,0	8,6	15,2	29,3	53,1	43,9	43,0	37,2	27,0	12,4	286,0
1951	11,2	7,5	13,5	16,0	14,3	12,8	22,6	43,6	38,3	34,9	29,7	12,2	256,6
1952	7,1	4,8	10,0	8,0	6,0	28,0	34,0	51,0	39,0	43,0	23,1	13,4	237,4
1953	7,4	3,3	7,9	7,6	10,8	26,0	46,6	46,0	43,5	31,1	27,6	20,6	277,8
1954	6,7	7,1	2,0	3,7	19,2	17,7	39,5	48,0	34,9	37,2	29,0	14,8	260,0
1955	8,8	7,5	8,2	7,0	9,0	14,7	31,6	37,2	38,6	32,9	25,3	15,5	236,3
1956	7,5	6,6	8,4	2,0	10,8	22,2	37,7	39,8	37,5	36,1	25,6	13,8	248,0
1957	4,2	5,7	10,4	14,3	15,5	23,3	27,2	49,0	41,0	33,3	22,1	15,2	261,2
1958	9,7	5,7	7,0	13,3	7,2	16,5	54,0	37,6	39,7	37,5	23,5	16,0	267,7
I 1949—1958	6,7	6,4	7,9	8,1	13,1	21,6	38,5	43,4	38,9	35,3	26,0	14,1	260,0
II 1949—1958	10,2	8,0	10,9	10,5	16,1	28,7	51,4	59,5	51,5	48,3	35,0	19,9	350,0
III 1949—1958	8,4	7,2	9,4	9,3	14,6	25,2	44,9	51,5	45,2	41,8	30,5	17,0	305,0
%	2,9	2,3	3,1	3,0	4,6	8,2	14,7	17,0	14,7	13,8	10,0	5,7	100,0
Dorzecze Czarne- go Dunajca													
I 1949—1958	8,5	7,5	9,2	10,1	13,4	27,3	47,4	52,0	49,0	46,1	31,7	17,8	320,0
II 1949—1958	10,8	9,2	11,6	12,8	16,8	34,0	59,2	64,8	61,2	57,6	39,6	22,4	400,0
III 1949—1958	9,6	8,4	10,4	11,4	15,1	30,6	53,3	58,4	55,1	51,9	35,7	20,1	360,0
%	2,7	2,3	2,9	3,2	4,2	8,5	14,8	16,2	15,3	14,4	9,9	5,6	100,0

notowane jest w miesiącach jesiennych i zimowych: grudniu, listopadzie, lutym i styczniu. Na półrocze zimowe przypada 25,9% ogólnej sumy parowania, na półrocze letnie — 74,1%.

I. Gieysztor [22] obliczyła, że wielkość parowania w zlewni Potoku Kościeliskiego wynosi 496 mm. Podstawą obliczenia była wielkość deficytu odpływu w zlewni Białki Tatrzańskiej, którą przez analogię przyjęła dla zlewni Potoku Kościeliskiego. Obliczona suma w znacznym stopniu przewyższa pomierzoną wielkość parowania na południowych stokach Tatr [69] oraz deficyt odpływu w innych zlewniach tatrzańskich [90]. Jest ona tylko miarą strat w zlewni Białki, a nie w zlewni Potoku Kościeliskiego. Wielkość parowania (deficytu odpływu) w dorzeczu Białki z Jaworzynką w nowszych publikacjach słowackich jest określana na 330 mm [69].

Na stacjach słowackich po południowej stronie Tatr notowane są wyższe wartości parowania. Wynika to z ich południowej ekspozycji i wyższych temperatur powietrza. Osiągnięte wyniki są rezultatem badań nad parowaniem terenowym, prowadzonych przy użyciu lizymetrów. Zmierzone parowanie wynosi: Popradské Pleso — 350 mm, Štrbské Pleso — 340 mm, Poprad — 410 mm, Skalnaté Pleso — 300 mm, Tatrzańska Łomnica — 370 mm [69]. Przeciętna wysokość parowania na południowych stokach Tatr wynosi 300—350 mm, w Tatrach Wysokich 200—300 mm [15], w kotlinach podtatrzańskich 350—410 mm [69]. Parowanie na północnych stokach Tatr z racji ekspozycji i niższych temperatur powietrza powinno wykazywać mniejsze wartości. Na podstawie analogii z obszarem słowackim można uznać, że parowanie na północnych stokach Tatr nie przekracza 350 mm, na Podhalu — 410 mm, a wielkość parowania uzyskana z wypośredkowania danych obliczonych metodą Kuzina — Awłasewicz (zaniżone) i Pardégo (zawyżone) jest zbliżona do faktycznej. (tab. 5). Obliczone w ten sposób parowanie w dorzeczu Czarnej Dunajce wynosi 360 mm, a w jego tatrzańskiej części — 305 mm.

RETENCJA

Retencja jest zjawiskiem czasowego zatrzymywania wody opadowej biorącej udział w krążeniu. Zależy ona od warunków środowiska geograficznego, w szczególności od budowy geologicznej, ukształtowania terenu, stosunków klimatycznych i od szaty roślinnej.

WARUNKI RETENCJI

Skomplikowana budowa geologiczna obszaru powoduje duże zróżnicowanie warunków wsiąkania i spływu. Wsiąkanie i ruch wody w skałach zależy od ich przepuszczalności. Elementem, który zwiększa przepuszczalność skał, jest ich uszczelnienie. Skały, które występują w dorzeczu Czarnej Dunajce, odznaczają się różnym stopniem przepuszczalności [108, 114].

Dużą przepuszczalnością odznaczają się: uszczelnione wapienie i dolomity środko-

wego triasu, jury i kredy, wapienie eoceńskie, a także pokrywy morenowe i rumowiskowe oraz żwiry i utwory żwirowo-piaszczyste teras i stożków fluwioglacjalnych, które łącznie zajmują 44,898 km², czyli 36,4% powierzchni.

Mniejszą przepuszczalnością odznaczają się: piaskowce i zlepieńce jurajskie, piaskowce i zlepieńce eoceńskie, kompleksy piaskowcowo-łupkowe z przewagą piaskowców (warstwy chochołowskie i ostryskie) oraz zwietrzelina gliniasto-piaszczysta z dużą zawartością rumoszu skalnego, które zajmują łącznie 21,134 km², tj. 17,3% powierzchni dorzecza.

Utwory o małej przepuszczalności, uszczelinione granity, gnejsy i łupki krystaliczne oraz kompleksy piaskowcowo-łupkowe z przewagą łupków (warstwy zakopiańskie) zajmują 8,609 km², czyli 7% powierzchni.

Utwory nieprzepuszczalne, nieuszczelinione granity, gnejsy, margle kredowe i łupki margliste, łupki ilaste, iły oraz gliny zajmują 48,400 km², tj. 39,3% powierzchni badanego dorzecza.

Największa przepuszczalność utworów, a tym samym najdogodniejsze warunki infiltracji wód opadowych istnieją w Tatrach, zwłaszcza w obszarze krasowym. W zlewni Potoku Kościeliskiego utwory o dużej przepuszczalności zajmują 58,9% powierzchni (w obszarze krasowym — wierchowym 82,3% powierzchni). W zlewni Potoku Chochołowskiego powierzchnia utworów bardzo przepuszczalnych jest mniejsza, wynosi 47,3%. W tatrzańskiej części dorzecza Czarnego Dunajca utwory o dużej przepuszczalności zajmują 52,5% powierzchni, o średniej przepuszczalności — 8,5%, o małej przepuszczalności — 3,3% a utwory nieprzepuszczalne — 35,7%.

Na Podhalu utwory o dużej przepuszczalności (żwirowo-piaszczyste) zajmują tylko 11,6% powierzchni, o średniej przepuszczalności — 30,8%, o małej przepuszczalności — 12,6%. Utwory nieprzepuszczalne zajmują 45% powierzchni.

Zjawiskiem korzystnym dla retencji jest występowanie utworów przepuszczalnych na dużej powierzchni. Uszczelnienie wapieni i dolomitów, piaskowców oraz częściowo utworów krystalicznych jest czynnikiem sprzyjającym infiltracji i gromadzeniu się wody w podłożu. Duże upady oraz warstwowanie utworów powiększają ich zdolność retencyjną i ułatwiają dostawanie się wody w głąb.

Wzajemny układ warstw wyrażający się w podścieleniu utworów wodonośnych przez utwory wodoszczelne (pokrywy morenowe podścielone przez utwory krystaliczne, wapienie i dolomity — przez margle, utwory aluwialne — przez utwory fliszowe) jest czynnikiem sprzyjającym tworzeniu się wielu zbiorników wód podziemnych.

Gleby badanego obszaru przeważnie są przepuszczalne dla wody. Zaznacza się to wyraźnie w Tatrach, gdzie duże powierzchnie zajęte są przez gleby pod lasami. Przepuszczalność gleb jest zwiększona przez dużą ilość części szkieletowych i małą miąższość. Przeważające na Podhalu gleby orne, łąkowe i pastwiskowe, w dużej mierze gliniaste, mają ograniczoną zdolność przewodzenia wody, natomiast są bardzo nasiąkliwe. Większą przepuszczalność mają gleby żwirowe.

Ukształtowanie terenu nie sprzyja infiltracji wód. W Tatrach duże nachylenia stoków utrudniają zatrzymywanie wody na powierzchni oraz jej wnikanie w głąb.

Retencja może zachodzić w dnach dolin oraz w kotłach glacialnych odznaczających się mniejszymi spadkami. Małe spadki, jakie występują na terenie Rowu Podtatrzańskiego, w połączeniu z przepuszczalnością podłoża nie stawiają przeszkód akumulacji wód, której rozmiary są ograniczone płytkością warstwy wodonośnej. Na Pogórzu Gubałowskim najlepsze warunki dla gromadzenia wód istnieją w obrębie den dolinnych o małych spadkach. Nachylenia stoków, jakkolwiek o wiele mniejsze niż w Tatrach, w połączeniu z nieprzepuszczalnym podłożem sprzyjają raczej spływowi niż retencji. Rozcięcie obszaru gęstą siecią dolin powoduje drenaż wód podziemnych.

Niekorzystny dla retencji wpływ stosunków orograficznych jest częściowo łagodzony przez szatę roślinną. Porastające zbocza i stoki Tatr lasy reglowe i koso-drzewina, wskutek zatrzymywania wody opadowej przez korony drzew i zwiększenie porowatości gleb, opóźniają spływ powierzchniowy i ułatwiają infiltrację wody.

Korzystnym zjawiskiem dla retencji jest duża ilość opadów śnieżnych. Woda z nich pochodząca wykazuje dłuższy czas obiegu niż deszczowa. Opady śnieżne wpływają dodatnio na zasilanie źródeł.

Osadnictwo skupiające się głównie w dolinie Czarnego Dunajca wpływa niekorzystnie na retencję. Zwarta zabudowa powoduje zmniejszenie powierzchni przepuszczalnych utworów aluwialnych, a tym samym utrudnia infiltrację.

METODY BADAŃ

Retencję obszaru opracowano na podstawie badań źródeł i studzien oraz znajomości budowy geologicznej. Budowa geologiczna, a zwłaszcza właściwości litologiczne skał decydują o rozmiarach wsiąkania i możliwości gromadzenia wód w podłożu.

W dorzeczu Czarnego Dunajca zarejestrowano 567 źródeł. Zostały one zlokalizowane na mapie dokumentacyjnej; określono ich położenie morfologiczne, ekspozycję, typ, wysokość, sposób występowania oraz rodzaj warstwy wodonośnej zasilającej źródła. W czasie badań dokonano pomiaru temperatury powietrza i wody oraz wydajności źródeł, ponadto pomiaru twardości i pH. W pomiarach wydajności źródeł stosowano metodę bezpośrednią, najczęściej podstawionego naczynia. Wydajność dużych źródeł, zwłaszcza wywierzyisk, obliczano z różnicy pomiarów przepływu potoków powyżej i poniżej wywierzyisk. Pomiaru przepływu dokonywano za pomocą młynka hydrometrycznego. Pomiaru wybranych źródeł powtarzano wielokrotnie w różnych porach roku. Wyniki pomiarów zestawiano w kartach źródeł.

Na Podhalu przeprowadzono badania 36 studzien. Dokonano pomiaru głębokości zwierciadła wody oraz głębokości studni, pomiaru temperatury wody oraz jej twardości (metodą Boutron-Boudeta) i pH (metodą kolorymetryczną). Charakterystykę hydrologiczną i geologiczną badanej studni uzyskano drogą wywiadu. Informacje dotyczyły rodzaju warstwy wodonośnej, miąższości warstw przekopanych przy budowie studni, sposobu, szybkości i kierunku napływu wody oraz wahań zwierciadła wody. Pomiaru wybranych studzien powtarzano w odstępach miesięcznych, niekiedy częściej.

Dane dotyczące studzien zestawiono na formularzach. Wykorzystano także materiały stacji wód gruntowych PIHM w Podczerwonem [51]. Zebrany materiał po uporządkowaniu zestawiono w tabelach. Na ich podstawie wyróżniono zbiorniki wód podziemnych i scharakteryzowano typy wód podziemnych.

ŹRÓDŁA

Z ogólnej ilości 567 zbadanych źródeł 356 (63%) występuje w Tatrach, a 211 (37%) na Podhalu. Źródeł skalnych jest 169 (31,9%), większość w Tatrach. Wśród źródeł pokrywowych (47,1%) najliczniejsze są źródła morenowe — 165, występujące jedynie w Tatrach, źródła zwietrzelinowe — 102 — przeważają na Podhalu, podobnie jak źródła zwietrzelinowo-skalne, których jest 119 (21%).

Źródła występują na wysokości 800—1800 m n.p.m. W Tatrach największą ilość źródeł spotykamy na wysokości 1100—1600 m n.p.m. nawiązującej do poziomu wód morenowych. Na Podhalu źródła występują głównie na wysokości do 1000 m. W całym dorzeczu 58% źródeł znajduje się na wysokości 800—1200 m n.p.m. (tabl. I).

Przeciętna gęstość źródeł wynosi w dorzeczu Czarnego Dunajca — 4,6/km², w Tatrach — 4,8/km², na Podhalu — 4,4/km², w Rowie Podtatrzańskim — 2,25/km² oraz na Pogórzu Gubałowskim — 4,8/km². Mało źródeł występuje w obszarze krasowym (2,5/km²), natomiast dużo w obszarze krystalicznym (7,4/km²).

Wydatność źródeł jest bardzo różna, zależy ona od rodzaju, wielkości i zasobności zasilającego je zbiornika wód podziemnych. Z wysokością zmniejsza się wydajność źródeł zasilanych z jednego zbiornika wód podziemnych. Na tym obszarze przeważają małe źródła o wydajności mniejszej niż 0,1 l/sek. Na pogórzu stanowią one 47,6% ogólnej ilości źródeł, w Rowie Podtatrzańskim — 50% i w Tatrach — 20,8% (tab. 6). Na źródła o wydajności do 0,5 l/sek przypada 51,2% ogólnej ilości źródeł w Tatrach, 85% w Rowie Podtatrzańskim i 77,4% na pogórzu. Źródła o wydajności powyżej 100 l/sek występują jedynie w Tatrach, w obszarze krasowym. Także niektóre źródła morenowe okresowo mają wydajność ponad 100 l/sek.

Tabela 6

Wydajność źródeł w dorzeczu Czarnego Dunajca

Wydajność w l/sek	Tatry			Razem w Ta- trach	Podhale		Razem na Pod- halu	Całość dorze- cza
	I A	I B	I C		II A	II B		
do 0,1	42	11	21	74	10	91	101	175
0,1— 0,5	78	18	12	108	7	57	64	172
0,5— 1,0	59	10	9	78	3	24	27	105
1,0— 5,0	67	9	3	79		17	17	96
5,0— 10,0	4	5		8		2	2	11
10,0—100,0	3	2		5				5
ponad 100		3		3				3
Razem	253	58	45	356	20	191	211	567

Obliczenia oparte na pomiarach wydajności wykazują, że źródła regionu tatrzańskiego dostarczają 1424 l/sek, wody, tj. 92,8% ogólnej ilości wody dostarczanej przez źródła badanego dorzecza. Źródła obszaru krasowego (I B) dostarczają 988 l/sek wody (61,1%), a źródła obszaru krystalicznego (I A), głównie morenowe — 466 l/sek (30,4%). Małej ilości wody — 20 l/sek (1,3%) dostarczają źródła obszaru reglowego (I C). Najmniej wody, bo zaledwie 5 l/sek (0,3%), dają źródła Rowu Podtatrzańskiego. Źródła pogórza dostarczają 111 l/sek wody (6,9%), łącznie źródła Podhala dostarczają 116 l/sek wody (7,2%). Ilość wód podziemnych zasilających potoki w wodę jest wyższa, gdyż obok zasilania przez źródła istnieje trudne do określenia zasilanie przez wody podziemne wprost do koryta rzeczne.

Największy odpływ gruntowy i największe zasilanie podziemne zachodzi z bogatych zbiorników wód krasowych. Wynosi on 40,3 l/sek/km² w obszarze krasowym, a 13,7 l/sek/km² w obszarze krystalicznym. Bardzo mały odpływ źródłany — 1,4 l/sek/km² — notowany jest w obszarze reglowym, dolomitowo-łupkowym. Ogółem odpływ z Tatr przez źródła wynosi 19 l/sek/km², tj. 600 mm rocznie. Najmniejszy odpływ źródłany — 0,55 l/sek/km² — obserwowany jest w Rowie Podtatrzańskim, większy — 2,7 l/sek/km² — na pogórzu. Na Podhalu odpływa ze źródeł 2,4 l/sek/km².

Z powyższych danych wynika, że główną rolę w zasilaniu potoków w wodę odgrywają w tym obszarze zbiorniki wód krasowych, następnie morenowych i fliszowych. Wpływ zbiorników wód aluwialnych, które bezpośrednio zasilają potoki w wodę jest niewątpliwy lecz trudny do stwierdzenia.

Stosunki termiczne źródeł znajdujących się na tym obszarze są również zróżnicowane. Wpłynęła na to z jednej strony duża ilość zbiorników wód podziemnych o różnych właściwościach, z drugiej zaś występowanie źródeł na różnych wysokościach. Ze wzrostem wysokości o 100 m obniża się temperatura powietrza o około 0,5°C, a to wpływa na obniżenie temperatury źródeł.

W badanym dorzeczu przeważają źródła o temperaturze 4—8°C, których jest 387 czyli 68%. Źródła o temperaturze wody 3—4°C występują powyżej 1200 m n.p.m. a od 2 do 3°C powyżej 1400 m n.p.m. Rozpiętość temperatur badanych źródeł, od 1,9 do 15°C, jest znaczna. Związek między temperaturą źródeł a wysokością jest najwyraźniejszy u źródeł morenowych, których spadek temperatury wynosi 0,55°C na 100 m wzniesienia. W źródłach krasowych wynosi on 0,45°C/100 m, a w źródłach bijących z utworów krystalicznych 0,5°C [111]. Związek między wydajnością a temperaturą źródeł jest wyraźny. Bardziej wydajne źródła wykazują większą stałość temperatury. W mało wydajnych źródłach silniej zaznacza się wpływ czynników atmosferycznych oraz otoczenia; wykazują one duże wahania temperatury, znaczny wzrost temperatury w lecie, a obniżenie w zimie. Zaznacza się również wpływ termiczny wywierzyisk na zasilane przez nie potoki. Obniżają one temperaturę wód płynących w lecie, a w zimie przeciwdziałają ich zamarzaniu. Źródła krasowe odznaczają się stałymi temperaturami. Świadczy o tym porównanie wyników pomiarów temperatury czterech źródeł podreglowych i wywierzyisk z 1917 r. [40] oraz Źródła Lodowego z 1895 r. [2].

Użytkowanie źródeł jest stosunkowo niewielkie w Tatrach, gdzie brak stałego osadnictwa, wzrasta natomiast na Podhalu. Można tu wyróżnić użytkowanie doraźne, okresowe lub stałe. Formy ujęć wody są różne, od prymitywnych rynien prowadzących strumień wody, przez małe zbiorniki, z których woda doprowadzona jest do użytkowników, najczęściej do schronisk, aż do ujęć wodociągowych zaopatrujących w wodę całe osiedle (źródło podregłowe zaopatrujące w wodę Kościelisko).

Źródła informują o retencji badanego obszaru. Typy źródeł, jakie występują w dorzeczu Czarnego Dunajca, pozwalają stwierdzić, że warstwami wodonośnymi w Tatrach i na Podhalu są zarówno utwory pokrywowe, jak i skalne. Na podstawie wysokości występowania źródeł można wnioskować, że główne zbiorniki wód podziemnych występują na wysokości 800—1200 m n.p.m. Duże zróżnicowanie gęstości źródeł w poszczególnych regionach fizjograficznych pozwala wnosić o zróżnicowaniu wód podziemnych.

Wydajność źródeł, jak i łączna ilość dostarczanej przez nie wody wykazują, że najzasobniejsze zbiorniki wód podziemnych znajdują się w Tatrach w obszarze krasowym oraz krystalicznym. Mała wydajność źródeł i duże jej wahania nie pozwalają na wyróżnienie na obszarze pogórza zasobniejszych zbiorników wód podziemnych.

WODY PODZIEMNE

Cechą charakterystyczną badanego obszaru jest zróżnicowanie występowania wód podziemnych w zależności od budowy geologicznej. Na podstawie analizy zbadanych źródeł i studzien oraz znajomości budowy geologicznej wydzielono w dorzeczu Czarnego Dunajca strefy występowania wód podziemnych [110] (tabl. I).

W T a t r a c h :

1. Strefa południowa w obrębie trzonu krystalicznego o przewadze wód morenowych, nagromadzonych w odizolowanych zbiornikach i z małym udziałem szczelinowych wód krystalicznych.
2. Strefa środkowa w obrębie krasu wierchowego z bogatymi zbiornikami wód krasowych.
3. Strefa północna w obrębie krasu regłowego o przewadze wód w krasowiejących dolomitach i wapieniach dolomitycznych.

N a P o d h a l u :

4. Strefa występowania wód aluwialnych w terasach i stożkach fluwiogłacialnych oraz o małych zasobach wodnych w piaskowcach i pokrywie zwietrzelinowej na obszarze Rowu Podtatrzańskiego.
5. Strefa występowania wód warstwowych i warstwowo-szczelinowych w piaskowcach i pokrywie zwietrzelinowej oraz wód aluwialnych w terasach rzecznych na obszarze Pogórza Gubałowskiego.

Wody w utworach krystalicznych

Występowanie wody w utworach krystalicznych wiąże się z płytką, przypowierzchniową strefą spękań tych utworów. Rozproszone występowanie źródeł szczelinowych nie świadczy o istnieniu wspólnego zbiornika wód podziemnych, lecz o istnieniu samodzielnych odrębnych systemów szczelinowych. Źródła krystaliczne występują na wysokości 1250—1750 m n.p.m. w piętrze regła górnego, kosodrzewiny i hal. Najliczniejsze i najobfitsze źródła o wydajności do kilkunastu l/sek znajdują się w Dolinie Starorobociańskiej (na Stawkach, Szyi i Dwojakach).

Temperatury wód krystalicznych wykazują dużą rozpiętość, od 2 do 9,5°C, zależnie od wysokości nad poziom morza, temperatury powietrza, ekspozycji i wydajności. Pomiary temperatury źródeł krystalicznych w Dolinie Jarząbczej wykazały dobowe wahania dochodzące do 1°C. W mniejszych źródłach zanotowano zmiany temperatury dochodzące do 0,3°C w ciągu godziny, w większych różnice nie przekraczały 0,1°C w ciągu godziny. Duże wahania temperatury, notowane w krótkim odstępie czasu, i szybki spadek temperatury bezpośrednio po opadach śnieżnych świadczy o płytkim występowaniu i szybkim ruchu wody w szczelinach skalnych.

Wody krystaliczne cechuje mały stopień mineralizacji i niewielka twardość nie przekraczająca 1 mval, pH kształtuje się w granicach 6,2—7,2, najczęściej jednak osiąga wartości niższe od 7 [59, 60].

Wody krystaliczne wypływające na powierzchnię przez szczeliny skalne wsiakają w pokrywy rumowiskowe, które przewodzą je do niżej położonych zbiorników wód morenowych. Ruch wody jest szybki, gdyż duże nachylenia stoków utrudniają dłuższe zatrzymywanie wody w pokrywach.

Nieduża ilość rozproszonych i mało wydajnych źródeł świadczy o małych zasobach wód krystalicznych. Źródła bijące z utworów krystalicznych dostarczają około 1 900 000 m³ wody rocznie.

Wody w utworach morenowych

Wody morenowe gromadzą się w utworach morenowych o dużej przepuszczalności, wyścielających kotły i doliny glacialne. Infiltracji wody w głąb sprzyja podścielenie wodonośnych utworów morenowych przez wodoszczelne utwory krystaliczne oraz łagodne, w porównaniu ze stokami, nachylenie nie przekraczające 12°.

Liczne źródła morenowe (165) występują na wysokości od 1050 do 1600 m n.p.m. w piętrze regli i kosodrzewiny [111]. Źródła te występują pojedynczo lub w postaci linii źródeł.

Wody morenowe, podobnie jak wody krystaliczne, cechuje bardzo mały stopień mineralizacji. Twardość czterdziestu zbadanych źródeł nie przekraczała 1 mval, pH utrzymywało się w granicach 6,2—7.

Temperatury wód morenowych wynoszą od 2,5 do 6°C i odznaczają się dużą stałością. Roczne wahania temperatury nie przekraczają 2—3°C. Maksimum obserwowane jest

przeważnie na początku października, a więc z opóźnieniem 2—3 miesięcy w stosunku do temperatury powietrza. W czerwcu na ich temperaturę ma jeszcze wpływ topnienie śniegu. Wyraźnie zaznacza się spadek temperatury źródeł z wysokością ich występowania, który wynosi $0,55^\circ$ na każde 100 m wzniesienia [111].

Wody morenowe są jednym z ważniejszych zbiorników wód podziemnych w Tatrach i tworzą jak gdyby podziemne jeziora Tatr Zachodnich. Można tu wyróżnić dwa odizolowane od siebie zbiorniki: zachodni w zlewni Potoku Chochołowskiego oraz wschodni w zlewni Potoku Kościeliskiego. Do zachodniego należą kontaktujące się zbiorniki w Dolinie Chochołowskiej i Jarząbczej oraz odrębny zbiornik w Dolinie Starorobociańskiej. Do wschodniego należy zbiornik w dolinach Kościeliskiej, Tomanowej i Smreczyńskiej. Są to najważniejsze zbiorniki wody w obszarze krystalicznym. Większe zbiorniki wód morenowych spotyka się po południowej stronie Tatr, gdzie utwory morenowe mają większą miąższość i rozprzestrzenienie. J. M r k o š wyróżnia w Tatrach słowackich aż cztery piętra wód morenowych, wiążąc je z poszczególnymi typami moren [56].

Liczne źródła świadczą o zasobności zbiornika wód morenowych. Wydajność źródeł wynosi od 0,1 do kilkudziesięciu l/sek. Dostarczają one 400 l wody/sek. Najobfitsze źródła występują w Dolinie Jarząbczej. Zbiorniki wód morenowych wykazują jednak duże wahania zasobów w ciągu roku. Najwyższy poziom osiągają późną wiosną pod wpływem roztopów, najniższy — w zimie. W ciągu lata i jesieni poziom wód morenowych ulega obniżeniu do 3 m. Wskutek obniżenia poziomu wód gruntowych zanikają wyżej położone źródła, a większość wód morenowych wypływa na powierzchnię w korycie potoków. Ekspozycja źródeł, w większości północna, północno-zachodnia i północno-wschodnia, oraz zanikanie wyżej położonych źródeł świadczy o ruchu wód gruntowych w kierunku północnym oraz dośrodkowym, skierowanym ku rzece. Zbiorniki wód morenowych są zasilane nie tylko wodami opadowymi, ale także wodami krystalicznymi spływającymi żlebami do kotła lub pochodzącymi z pokryw stokowych. Są one także powiązane z wodami gromadzącymi się w stożkach usypiskowych u wylotów żlebów. Wskutek dużego spadku woda spływająca grawitacyjnie gromadzić się może tylko u ich podstawy znajdującej się w obrębie kotła. Odgrywają one większą rolę w przewodzeniu wody niż w jej gromadzeniu.

Zasobność zbiorników obliczono przyjmując za H u g i e m [29], że porowatość utworów morenowych oraz fluwioglacjalnych wynosi 25%. Powierzchnia utworów morenowych w obszarze krystalicznym wynosi około $6,5 \text{ km}^2$, a średnia miąższość od 4 do 5 m. Obliczona stąd maksymalna zasobność utworów morenowych wynosi $7\,300\,000 \text{ m}^3$.

Przy obniżeniu poziomu wód morenowych o około 3 m zasoby ich zmniejszają się do $3\,000\,000$ — $3\,500\,000 \text{ m}^3$. Około $12\,500\,000 \text{ m}^3$ wód morenowych odpływa w ciągu roku przez źródła i zasila w wodę ciekły tatrzańskie.

Wody w utworach krasowych

Wody krasowe występują w skrasowiakach wapieniach i dolomitach, z których jest zbudowane pasmo wierchowe i reglowe.

W krasie wierchowym wskutek dużej miąższości uszczelinionych wapieni i dolomitów tylko główne potoki (Chochołowski i Kościeliski) docięły się do poziomu wód krasowych, powodując ich drenaż i wypływ powierzchniowy. Dlatego wydajne źródła krasowe — wywierzyska zlokalizowane są w dnach dolin głównych potoków. W dolinach bocznych, w których rozcięcie nie było tak głębokie, istnieje tylko okresowe, a nawet epizodyczne odwodnienie (w okresie opadów lub roztopów). Poza źródłami dolinnymi spotyka się nieliczne, drobne i mało wydajne źródła stokowe, których występowanie uwarunkowane jest istnieniem wkładek nieprzepuszczalnych utworów. Uszczelinienie skrasowiałych utworów, o przeważającym kierunku E-W, ma istotne znaczenie dla podziemnego przepływu wód i dla kształtowania się obiegu wody w tym obszarze. W krasie reglowym wskutek mniejszej miąższości uszczelinionych wapieni i dolomitów doliny boczne docięły się do poziomów wodonośnych drenując je siecią cieków [104]. Zbiorniki te są mniej zasobne w wodę niż w krasie wierchowym, a zasilane przez nie liczne źródła są drobne, rozproszone i cechują się małą wydajnością.

Cechą charakterystyczną krasu wierchowego jest rozdzielenie wodonośnych utworów krasowych przez nieprzepuszczalne łupki margliste, ciągnące się poprzez północne stoki Kominów Tylkowych, Pisaną do Ciemniaka, gdzie zapadają tunelowo pod utwory krasowe, a następnie wynurzają się dalej na wschodzie. Dzielą one obszar na dwie strefy. Przy północnych granicach tych stref spotykane są liczne wypływy powierzchniowe.

Strefę południową Czerwonych Wierchów odwadnia źródło bijące poniżej Hali Smytniej, wypływ Pisanej i sąsiadujące z nim źródło. Część wód wypływu Pisanej pochodzi jednak z potoku, który gubi wodę poniżej Hali Smytniej. Woda potoku znika w ponorach widocznych w korycie rzeki. Do zupełnego zaniku przepływu powierzchniowego dochodzi w okresie niżówek jesiennych i zimowych. Od 1958 r. zanik przepływu powierzchniowego obserwuje się także w okresie letnim. Zjawisko to jest następstwem stałego obniżania poziomu wód gruntowych. O częściowym zasilaniu wypływu Pisanej przez podziemne wody krasowe świadczy temperatura wody wynosząca 5,5—6° w lecie i powyżej 3,6°C [7] w zimie, podczas gdy wody wyłącznie przepływowe (po lewej stronie potoku) wykazują w zimie temperaturę około 1°C, zbliżoną do temperatury wód rzecznych. Kilkanaście lewostronnych źródeł w obrębie strefy Kominów Tylkowych, o temperaturze 6—7,8°C, tworzy linię źródeł powstałą na kontakcie łupków marglistych i nadległych wapieni. S. Z w o l i ń s k i [115] uważa je za wody przepływowe Potoku Kościeliskiego, przeczy temu jednak ich reżim termiczny. Wysoka temperatura wody źródeł przemawiałaby nawet za jej pochodzeniem z większych głębokości. O zasilaniu przez wody podziemne świadczy także wzrost przepływu Potoku Kościeliskiego, wynoszący na odcinku między Halą Smytnią i Bramą Kraszewskiego (przed Źródłem Lodowym) 200—1000 l/sek. Ponieważ wzrost przepływu jest stały, więc woda nie może być dostarczana przez ciek funkcjonujące okresowo, w danym przypadku przez epizodyczny ciek płynący z wąwozu Kraków, który według Zwolińskiego odwadnia ten obszar. Budowa geologiczna wąwozu sprzyja odprowadzaniu

wody w kierunku południowym, wapienie urgonu są tu bowiem podścielone marglami zapadającymi w kierunku południowo-zachodnim.

Łupki margliste i margle Pisanej oddzielają zbiornik południowy od zbiornika krasowego znajdującego się w strefie północnej Czerwonych Wierchów. Strefę tę odwadnia Źródło Lodowe, bijące w dnie doliny, na wysokości 970 m n.p.m., około 2 m powyżej zwierciadła wody potoku. Wody źródła — bijące pod ciśnieniem cechuje niska temperatura wahająca się od 4,1 do 4,9°C. Pomiary temperatury wykonane wcześniej przez L. Birkenmayera [2] i Rehmana [74] świadczą o dużej stałości temperatury wody źródła. W okresie letnim wody Źródła Lodowego oziębiają wody Potoku Kościeliskiego o 0,5—0,9°C. Wyrównanie temperatury wody potoku zachodzi na odcinku kilkusetmetrowej długości (0,8—1 km). W ziemie wody Źródła Lodowego podnoszą temperaturę wody Potoku Kościeliskiego i przeciwdziałają tworzeniu się pokrywy lodowej. Źródło przykorytowe o wydajności kilkunastu do 50 l/sek, bijące w odległości kilkudziesięciu metrów od Źródła Lodowego charakteryzuje się stałą temperaturą wody — 6°C. Jest to temperatura większości źródeł krasowych na tym obszarze. Różnica temperatury świadczy o braku kontaktu między obydwoimi źródłami oraz o odrębnym, szczelinowym systemie krążenia wody. Twardość wód Źródła Lodowego wynosi 6—8°n, Oleksynowa i Komornicki notowali 5°n [59].

Przeprowadzone pomiary wykazały, że wydajność Źródła Lodowego przy stanie niskim i średnim waha się od 245 do 617 l/sek [114]. W ziemie wydajność źródła znacznie się zmniejsza. Trudno jest ustalić wielkość wahań wydajności z powodu braku pomiarów przy stanach ekstremalnych, przypuszczalnie są one kilkunastokrotne. Średnia wydajność źródła wynosi około 500 l/sek i wykazuje w ostatnich latach znaczną tendencję zniżkową. Duża wydajność źródła pozwala przypuszczać, że jest ono zasilane z obszaru większego od jego zlewni powierzchniowej wynoszącej 1,5 km². Ponieważ od południa i północy zlewnię ograniczają nieprzepuszczalne margle, woda może napływać z kierunku wschodniego i południowo-wschodniego. Ten kierunek odwodnienia przyjmuje Rudnicki, który wiąże system Źródła Lodowego z jaskiniami Miętusią i Zimną [80, 81]. L. Sawicki [82] na podstawie różnicy w wielkości odpływu Potoku Kościeliskiego i Chochołowskiego uważał, że zlewnia Potoku Kościeliskiego, wykazująca większy odpływ, rozwija się w kierunku zachodnim kosztem zlewni Potoku Chochołowskiego. Analiza stosunków geologicznych nie daje jednak potwierdzenia. A. Gadm ski sugerował odpływ wód ze zlewni Potoku Kościeliskiego w kierunku południowym [20], przeczą jednak temu wyniki badań prowadzonych w Słowacji [14, 42].

Analiza mapy hydrograficznej Tatr Zachodnich, a zwłaszcza rozmieszczenia i kierunków wypływu wód krasowych, wykazuje, że zlewnia podziemna Potoku Kościeliskiego rozciąga się w kierunku południowo-wschodnim. Na wschód od tej linii większe źródła krasowe, jak np. Wywierzyśko Bystrej, mają ekspozycję zachodnią lub północno-zachodnią. Brak odwodnienia powierzchniowego w górnej zlewni Małej Łąki świadczy o niewielkim zasilaniu przez wody podziemne i o możliwości ucieczki

wód podziemnych. Podobnie w zlewni Potoku Miętusiego, którego źródła na Wyżnej Równi osiągają wydajność kilkudziesięciu l/sek, funkcjonują tylko okresowo na wiosnę i po opadach. Wody podziemne zarówno z Doliny Miętusiej, jak i Małej Łąki odpływają w kierunku zachodnim, zgodnie z przebiegiem szczelin i jaskiń. Nadmiar wód odprowadzany jest przez okresowe źródła. Połączenie Jaskini Śnieżnej w Małej Łące ze Źródłem Lodowym, a tym samym odwodnienie wschodniej części Czerwonych Wierchów przez Źródło Lodowe, zostało udowodnione przez J. Rudnickiego. Stosunki wodne po słowackiej stronie Tatr potwierdzają możliwość zasilania Potoku Kościeliskiego przez wody podziemne z kierunku południowo-wschodniego. Południowe stoki Czerwonych Wierchów (Ciemniaka i Krzesanicy) są bezwodne [14, 42]. Nieprzepuszczalne łupki werfeńskie podścielające uszczelinione wapienie wykazują upad w kierunku północnym, sprzyjającym odpływowi wód w tym kierunku [42]. Powierzchniowo odwadniana jest wschodnia część masywu przez wywierzysko o wydajności od 50 do 60 l/sek, na wysokości 1370 m n.p.m. [42]. Łączny odpływ z tego obszaru wynosi około 80 l/sek [14]. Tak więc analiza stosunków wodnych w dorzeczu i obszarach sąsiednich wykazuje, że Potok Kościeliski jest zasilany wodami spoza dorzecza. Obszarem dostarczającym dodatkowej ilości wody jest masyw Czerwonych Wierchów, a podziemna zlewnia Potoku Kościeliskiego rozciąga się w kierunku południowo-wschodnim i obejmuje swym zasięgiem zachodnią część doliny Małej Łąki oraz południowe stoki Ciemniaka i Krzesanicy.

Zachodnia część masywu Kominów Tylkowych leży w obrębie zlewni Potoku Chochołowskiego. Górne partie są prawie zupełnie bezwodne. W dnie doliny, w Bramie Zawieszistej występują trzy źródła o temperaturze 6°C i o dużych wahanach wydajności. W okresach suszy obniża się ich poziom, a wody odpływają wprost do koryta rzecznego. Odwadniają one prawdopodobnie południowo-zachodnią część Kominów Tylkowych, ale nie jest wykluczone, że zasilają je wody Potoku Starorobociańskiego lub Chochołowskiego. O przynależności tych źródeł do zbiornika krasowego świadczyłoby obniżanie poziomu wody w jesieni i w zimie, które nie powinno zachodzić w przypadku zasilania przez wody rzeczne.

Największym źródłem na tym obszarze jest Wywierzysko Chochołowskie, położone w dnie doliny Potoku Chochołowskiego, na wysokości 988 m n.p.m., przy północnej granicy krasu wierchowego. Ma ono formę stawku — leja o maksymalnej głębokości 1,60 m. Woda ze źródła odpływa dwiema strugami do Potoku Chochołowskiego.

Temperatura wywierzyska wynosi 4,9—6,3°C, a więc wykazuje dość duże wahania, większe niż w źródłach krasowych tego obszaru. Twardość wody Wywierzyska Chochołowskiego, która waha się od 1 do 2 mval, jest niższa od przeciętnej twardości wód krasowych. Zarówno cechy termiczne (duże wahania temperatury), jak i chemiczne (mała twardość) wody wywierzyska świadczą o dopływie wód krystalicznych, tym bardziej że pomiary przepływu wykazują, że Potok Chochołowski gubi wodę powyżej wywierzyska. Ilość gubionej wody wynosi 150—250 l/sek [114]. W okresie zimowym zanika przepływ powierzchniowy. Woda gubiona przez potok wydostaje się częściowo

z powrotem na powierzchnię w korycie rzeki w sąsiedztwie wywierzyska oraz w źródle po lewej stronie potoku.

Wydajność Wywierzyska Chochołowskiego przy niskim i średnim stanie wody wynosi od 300 do 600 l/sek i wykazuje małe wahania. Przyjąwszy, że część wód wywierzyska pochodzi z Potoku Chochołowskiego, trudno ustalić, jaki jest udział wód krasowych w zasilaniu wywierzyska. Pomiary przepływu Potoku Chochołowskiego w Bramie Zawieszistej oraz powyżej i poniżej wywierzyska wykazują, że nie jest on mniejszy niż 100—150 l/sek [114].

Obszar Bobrowca cechuje wyraźna bezwodność i brak powierzchniowych wypływów. Ponieważ pomiary przepływu Potoku Chochołowskiego nie wykazują zasilania wodami podziemnymi z masywu Bobrowca, obszar ten wydzielono jako deficytowy w ogólnym obiegu wody. O szczelinowym krążeniu wody wewnątrz masywu świadczy jednak obecność wody w jaskiniach. Może ona dostawać się do głębszego poziomu, kształtującego się poniżej doliny rzecznej, albo odpływać w kierunku zachodnim i wypływać na powierzchnię po stronie słowackiej. Za tym ostatnim rozwiązaniem przemawiałby fakt, że większość jaskiń i szczelin w Tatrach Zachodnich ma kierunek E-W, zgodny z biegiem warstw. Rozwiązanie tego problemu wymaga jednak rozszerzenia obszaru badań poza granicę państwa.

Szybkość krążenia wody określono na podstawie reakcji stanu wód krasowych na opady w lecie i temperatury powietrza w zimie. Po wydajnych, kilkudniowych opadach obserwowano pojawianie się okresowych źródeł morenowych w Dolinie Kościeliskiej i Tomanowej oraz źródeł krasowych w Dolinie Tomanowej. Źródła morenowe pojawiały się w 1 do 2 dni po opadach, źródła krasowe w 4 do 5 dni, kiedy morenowe zazwyczaj przestawały już funkcjonować. Źródła krasowe czynne były przez kilka dni (do tygodnia). Szybkość krążenia wód krasowych w południowo-zachodniej części masywu Czerwonych Wierchów (Żar), określona na podstawie szybkości pojawienia i czasu funkcjonowania epizodycznych źródeł, wynosi od 5 do 12 dni.

Czas obiegu wody określono także na podstawie szybkości reakcji stanów wody Potoku Kościeliskiego na dodatnie temperatury powietrza występujące w zimie. Powodują one topnienie pokrywy śnieżnej oraz przybór wód w potokach. Okres między wystąpieniem dodatnich temperatur powietrza a przybojem wód w Potoku Kościeliskim, zasilanym przeważnie wodami krasowymi, trwa od 7 do 10 dni. Podniesione stany wody utrzymują się zazwyczaj przez kilka dni, stąd szybkość obiegu wody w utworach krasowych określono na 7 do 14 dni.

Obszar krasu wierchowego odznacza się największą retencją w dorzeczu Czarnego Dunajca oraz w Tatrach, a zbiornik wód krasowych jest najzasobniejszym zbiornikiem wód podziemnych w badanym obszarze. Źródła tego obszaru dostarczają w 1 sek 988 l wody.

Obieg wody w krasie wierchowym charakteryzuje:

— głęboki szczelinowy system krążenia wód wykazujący ścisły związek z budową geologiczną.

— przepływ wód podziemnych w szczelinach ze wschodu na zachód, z czym wiąże się przekraczanie powierzchniowych działów wodnych oraz występowanie obszarów

nadwyżkowych w części wschodniej i deficytowych (odpływ wód z dorzecza) w części zachodniej,

- szybki przepływ wód podziemnych w szczelinach,
- bezwodność stoków,
- koncentracja wypływów powierzchniowych w dnach dolin uwarunkowana głębokim rozcięciem obszaru przez potoki.

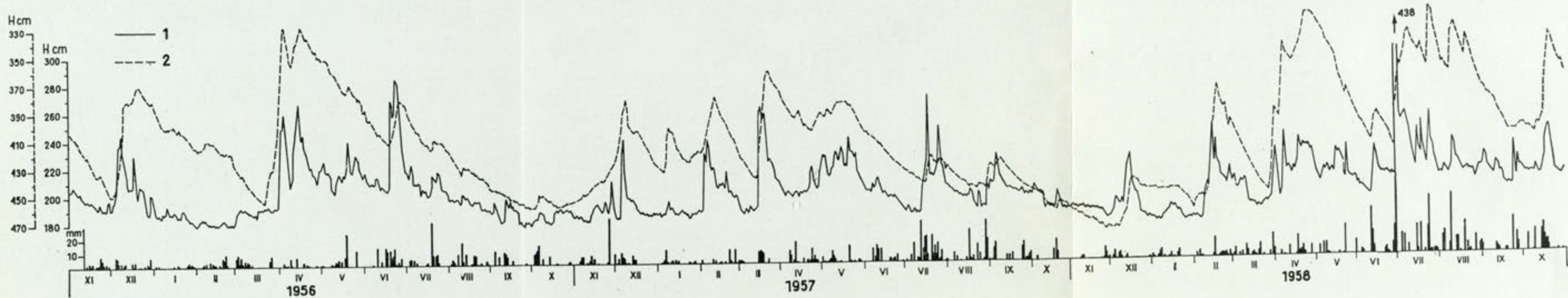
Poza obszarem krasu wierzchowego wody krasowe występują także w obszarze reglowym. Uszczelnienie wapieni serii reglowych dochodzi do 22% [84]. Jednak wskutek mniejszej miąższości występujących tu wapieni i dolomitów, przegradzanych nieprzepuszczalnymi łupkami i marglami [26], nie może się w nim rozwijać tak głębokie krążenie wody, jak w obszarze krasu wierzchowego i nie mogą się utworzyć tak zasobne zbiorniki wód podziemnych. Naprzemianległe występowanie utworów przepuszczalnych i nieprzepuszczalnych w połączeniu z dużymi nachyleniami powoduje przewagę spływu powierzchniowego nad retencją. Dzięki rozcięciu utworów wodonośnych przez potoki oraz docięciu do utworów wodoszczelnych mogła tu się rozwinąć stała sieć rzeczna. Potoki zasilane są przez drobne, rozproszone i mało wydajne źródła, które nie wskazują na występowanie większych zbiorników i zasobów wodnych w podziemiu, w obszarze krasowym — reglowym. Źródła te dostarczają w 1 sek zaledwie kilkadziesiąt litrów wody.

W zlewni Potoku Kościeliskiego na obszarze reglowym większe zasoby wody gromadzą się w wapieniach numulitowych w obszarze Kopek, dając początek nielicznym, lecz wydajnym źródłom podreglowym. Większe źródło o wydajności kilku l/sek znajduje się we Wściekłym Żlebie. Podreglowe źródło krasowe bijące z wapieni numulitowych dostarcza kilkanaście l/sek wody. Wydajność pozostałych źródeł przeważnie nie przekracza 1 l/sek.

O istnieniu zasobów wód krasowych w obszarze reglowym w zlewni Potoku Chochołowskiego świadczy stała dostawa wody do potoku, wynosząca 100—300 l/sek. W sumie tej mieści się dostawa wód przez drobne ciekі, która nie przekracza 50 l/sek. Pozostała część pochodzi z dokorytowego zasilania potoku przez wody podziemne.

Temperatura wody źródeł reglowych wynosi od 5,5 do 8°C. Wymienione większe źródła krasowe cechuje mała zmienność temperatury. Codzienne pomiary temperatury i wydajności jednego z podreglowych źródeł krasowych w Kościelisku wykazały temperatury od 5,8 do 7,8°C i stałą wydajność 0,4—0,8 l/sek. L. K o w a l s k i [40] dla tego źródła podaje temperaturę 5,7—6,02°C (pomiar w 1920 r.). Temperatura źródeł krasowych wykazuje spadek z wysokością wynoszący 0,45°C/100 m [111].

W ostatnich latach zanotowano obniżenie poziomu wód krasowych. Świadczy o tym zanikanie cieków oraz zmniejszanie się wydajności źródeł i przepływu cieków. W ostatnich latach obserwowane są także coraz głębsze stany minimalne wód powierzchniowych [51, 76]. Są one niewątpliwie wywołane obniżeniem stanu wód podziemnych, które powoduje zmniejszenie warstwy czynnej retencji, a w dalszym rozwoju może spowodować istotne zmiany w obiegu wody, w wyniku których można liczyć się z powstaniem deficytowych obszarów, zmniejszeniem przepływu rzek, a tym samym odpływem.



Ryc. 7. Związek opadów, stanów wód gruntowych i stanów wody Czarnego Dunajca w latach hydrologicznych 1956—1958. Stacja wód gruntowych PIHM — Podczerwone. Stacja opadowa i wodowskazowa — Nowy Targ

1 — stany wody Czarnego Dunajca, 2 — stany wód gruntowych

Wody w utworach aluwialnych

Wody aluwialne gromadzą się w utworach żwirowo-piaszczystych, z których są zbudowane terasy Czarnego Dunajca i stożki fluwioglacjalne w Rowie Podtatrzańskim. Wąskie doliny nie sprzyjają rozwojowi zbiorników aluwialnych w obszarze tatrzańskim.

Poziom wód gruntowych w 43 badanych studniach kształtuje się na głębokości 1—7 m, zależnie od miąższości utworów aluwialnych. W terasach niskich zwierciadło wody znajduje się zazwyczaj na głębokości do 2 m, w stożkach fluwioglacjalnych do 6 m. Wahania zwierciadła wody zależą od opadów. Zaobserwowane dobowe wahania wody dochodzą do 1,2 m, a więc osiągają wyższe wartości niż wahania stanów wody w rzece (tab. 7). Jest to wywołane podparciem przez wody rzeczne, utrudniającym odpływ wód gruntowych do rzeki.

Tabela 7

Dobowe wahania stanu wód gruntowych na przykładzie studni w Kościelisku-Kirach 233
(pomiaru wykonano w 1955 r.)

Data pomiaru	Głębokość do zwierciadła wody w m	Wielkość przyboru w m		Opad	
		w studni	w cieku	data	mm
3. VI	3,75			2.VI	50,8
4. VI	2,65	1,10	0,14	3.VI	30,2
11. IX	5,41			(wiatr halny)	
12. IX	5,60	—0,19			
13. IX	5,53	0,07		13. IX	33,2
14. IX	5,32	0,21		14. IX	57,3
15. IX	4,11	1,21	0,40	15. IX	1,5
16. IX	3,60	0,51			

U w a g a: Całkowity przybór wody w studni w dniach 12—16. IX wyniósł 2,0 m.

Roczny przebieg stanów aluwialnych wód gruntowych charakteryzuje się maksimum wiosennym w marcu lub kwietniu zależnie od przebiegu roztopów. Powtórne maksimum jest związane z okresem letnich opadów w czerwcu lub lipcu. Najniższe stany wody notowane są w zimie, odwilże występujące w tym okresie wpływają na podniesienie stanu wód gruntowych (ryc. 7). Wahania stanów wody wynoszą od 1,5 do 3 m. Reakcja na opady jest stosunkowo szybka z powodu dużej przepuszczalności utworów i łatwości infiltracji. W stosunku do deszczów nawalnych przybór wód gruntowych opóźnia się od 1 do 4 dni, przy opadach mniej intensywnych okres ten przedłuża się do dziesięciu dni. Stany wód gruntowych przypominają wodostany rzeki, za którymi podążają z pewnym opóźnieniem. Jak wykazują pomiary, w okresie wiosny i wczesnego lata zwierciadło wody gruntowej kształtuje się powyżej poziomu wody w rzece. W miarę wyczerpywania się zasobów wód podziemnych zwierciadło obniża się i osiąga poziom wody w rzece. Późnym latem i wczesną jesienią kształtuje się ono poniżej poziomu wody w rzece. Świadczy o tym zmniejszenie przepływu rzeki i gubienie wody w aluwiach.

Wody aluwialne wykazują duże zróżnicowanie twardości i pH. Zjawisko to jest wywołane kontaktem z wodami rzeczными oraz ujemnym wpływem gospodarki człowieka. Niezabezpieczone ścieki gospodarcze i gnojówki powodują zmianę składu chemicznego wody i wzrost jej twardości. Twardość badanych wód wynosi 1—5 mval (3,2—12°n), pH 6,5—8,5.

Temperatury wód aluwialnych w okresie letnim wynoszą 6,5—11°C. W zimie temperatury wód aluwialnych wahają się od 3,5 do 6°C. Maksymalne temperatury wód płytkich notowane są w sierpniu, wód głębszych we wrześniu, a niekiedy w początku października. Minimalne temperatury występują w lutym. Temperatury wody postępują z niedużym opóźnieniem za temperaturami powietrza. W zimie opóźnienie trwa około jednego miesiąca, w lecie — od jednego do dwu. Amplituda temperatur wynosi 3,7—9,4°C. Większe wahania temperatury wody w ciągu roku notowane są w studniach z płytkim zwierciadłem wody (tab. 8).

Tabela 8

Wahania temperatury wód aluwialnych na przykładzie wybranych studni

Miejscowość	Nr domu	Temperatura w °C				Amplituda w °C
		maksymalna	1955	minimalna	1956	
Kościelisko	233	8,5	25. VIII—9. IX	5,0	19. II	3,5
				(niższa temperatura wystąpiła w lutym, wskutek zlodzenia nie można było przeprowadzić pomiaru)		
Witów	241	10,9	23. VIII	1,5	28. II	9,4
Witów	236	10,5	23. VIII	4,2	28. II	6,3
Witów	237	8,5	23. VIII	4,8	28. II	3,7
Witów	227	8,9	23. VIII	3,3	28. II	6,6
Witów	207	9,5	23. VIII	1,5	28. II	8,0
Witów	147	10,0	23. VIII	4,8	28. II	5,2
Witów	100	9,5	23. VIII	4,8	28. II	4,7
Witów	148	10,5	23. VIII	2,5	28. II	8,0
Witów	101	10,5	23. VIII	4,5	28. II	6,0

W płytszych wodach aluwialnych, podobnie jak w wodach zwietrzelinowych, obserwowana jest stratyfikacja termiczna, zaznaczająca się wyraźnie w lecie i w zimie. Wykazują to pomiary temperatury wody przeprowadzone na różnych głębokościach.

Zjawiskiem powszechnym w okresie letnim jest ogrzewanie się przypowierzchniowej warstwy wody i gromadzenie się tu cieplejszych mas wody, natomiast z głębokością temperatura się obniża (anotermia). W zimie cieplejsze wody, o większej gęstości gromadzą się w warstwie przydennej (katotermia). Jesienią panują jednakowe temperatury w całym słupie wody (homotermia). W głębszych wodach aluwialnych pomiarów takich nie przeprowadzono z powodu trudności technicznych. Można jednak przypuszczać, na podstawie występowania brzeżnej pokrywy lodowej świadczącej o obni-

zeniu temperatury wody w górnej warstwie wody, że w zimie tworzy się odwrócony układ termiczny. Zjawisko to zachodzi pod wpływem temperatury powietrza i otoczenia, które oddziałują na temperaturę wody powodując zmianę jej gęstości. Najwyraźniej występuje to w wodach płytkich, najbardziej temu wpływowi podległych. Pod względem reżimu termicznego płytkie wody aluwialne, podobnie jak wody zwietrzelinowe, przypominają jeziora.

W nawiązaniu do ukształtowania i rozmieszczenia pokryw aluwialnych można wyróżnić na Podhalu dwa zbiorniki wód aluwialnych: podtatrzański w obrębie Rowu Podtatrzańskiego i podhalański w dolinie Czarnego Dunajca. Są one rozdzielone przełomowym odcinkiem doliny Czarnego Dunajca w Kojsówce. Łączna powierzchnia wodonośnych utworów aluwialnych w dorzeczu wynosi około 6 km², średnia miąższość 5 m, porowatość 25%. Obliczona stąd zasobność zbiorników aluwialnych w dorzeczu Czarnego Dunajca wynosi około 7 500 000 m³, z tego jedna połowa przypada na zbiornik podtatrzański, druga na zbiornik podhalański. Zbiornik podtatrzański ma trochę większą powierzchnię, lecz odznacza się mniejszą miąższością utworów wodonośnych od podhalańskiego. Zasoby wód aluwialnych wykazują duże wahania zależnie od opadów.

Wody aluwialne są w dużym stopniu użytkowane. Sprzyja temu łatwość eksploatacji. Należy zwrócić uwagę, że eksploatacja kamieńca wchodzącego w skład aluwii powoduje pogłębienie koryta rzecznego, dociętego miejscami do fliszowego podłoża. Może to spowodować drenaż wód podziemnych, obniżenie zwierciadła wód aluwialnych, a tym samym ich zubożenie.

Wody w piaskowcach fliszowych

Wody w piaskowcach fliszowych występują na Podhalu, głównie na Pogórzu Gubałowskim, w mniejszym stopniu w Rowie Podtatrzańskim. Gromadzą się one przede wszystkim w piaskowcach warstw chochołowskich i ostryskich. Występują tu wody szczelinowe wypełniające szczeliny i spękania w piaskowcach i wody warstwowe wypełniające pory. Wody szczelinowe występują w bardziej spękanych przypowierzchniowych partiach, na większych głębokościach gromadzą się wody warstwowe. Najczęściej spotykane są wody mieszane — szczelinowo-warstwowe. Rozcięcie obszaru gęstą siecią dolin powoduje wypływ wód na powierzchnię.

O istnieniu zbiorników w piaskowcach fliszowych świadczą liczne źródła skalne (41), skalno-zwietrzelinowe (91) oraz nieliczne studnie w Witowie (Zagrody), Dzianiszu i Kościelisku (Groń, Kierpcówka). Źródła występują w zlewni Magury (920—1080 m n.p.m.), w zlewni potoku Greków (860—1000 m n.p.m.), w zlewni Potoku Dzianiskiego oraz Potoku Głębokiego (900—1000 m n.p.m.) i na zboczach doliny Czarnego Dunajca (810—860 m n.p.m.). Zwierciadło wody w zbadanych studniach znajduje się na głębokości 5—16 m.

Wydajność źródeł wynosi 0,1—5 l/sek. Wahania wydajności źródeł położonych wysoko są większe niż źródeł znajdujących się niżej, które odznaczają się większą

wydajnością. Większość źródeł położonych wysoko zanika w okresach bezdeszczowych. Wskutek małej miąższości ławic piaskowcowych zasoby wodne są nieduże i ulegają szybkiemu wyczerpywaniu w okresach bezdeszczowych. Tym należy tłumaczyć niewielkie wydajności źródeł, duże wahania wydajności oraz okresowe występowanie. Główny poziom wód fliszowych o stałych zasobach nawiązuje do poziomu wody w rzece (studnie niewysychające w Witowie, Zagrodach i Groniu, o głębokości do 16 m). Wody fliszowe znajdujące się w dnie doliny Czarnego Dunajca są powiązane z wodami aluwialnymi. Zwierciadło wody nawiązuje do upadu warstw wodoszczelnych.

Temperatury wód fliszowych wynoszą od 6 do 9°C i wykazują dużą stałość, zwłaszcza w porównaniu z wodami zwietrzelinowymi. Twardość wody wynosi 2,85—5 mval (8—14°n), pH 6,5—7,5.

Na podstawie wydajności źródeł bijących z piaskowców fliszowych, w porównaniu z wydajnością tatrzańskich źródeł krasowych i morenowych, można przypuszczać, że zasoby wodne są tu znacznie mniejsze niż w obszarze tatrzańskim. Badania hydrogeologiczne wykazały, że praktyczna wodochłonność utworów fliszowych w dorzeczu Czarnego Dunajca sięga tylko do głębokości 55 m [13]. Zasoby wodne fliszu oraz obieg wody w utworach fliszowych wymagają szczegółowych badań oraz rozszerzenia obszaru badań.

Wody w utworach zwietrzelinowych

Wody zwietrzelinowe występują głównie na Podhalu. Gromadzą się one w pokrywie gliniasto-piaszczystej na stokach pogórza i fliszowych garbach w Kotlinie Kościeliskiej. W Tatrach wody zwietrzelinowe występują w małym stopniu w obszarze renowym.

Miąższość utworów zwietrzelinowych w podhalańskiej części dorzecza Czarnego Dunajca wynosi 0,5—8 m [13] i jest największa w partiach osuwiskowych. Na stokach pogórza i fliszowych garbach Rowu Podtatrzańskiego wynosi 0,5—2 m. Utwory ilasto-piaszczyste mają dużą porowatość w granicach 44—50%. W dużych osuwiskach tworzą się lokalne zbiorniki wód zwietrzelinowych. W mniejszych występują one tylko okresowo.

Pomiary 78 źródeł zwietrzelinowych (w większości okresowych), 92 źródeł zwietrzelinowo-skalnych (łącznie 170 źródeł) oraz 15 otworów studziennych wykazują, że wody zwietrzelinowe występują płytko pod powierzchnią. Zwierciadło wody występuje na głębokości od 0 do 2 m. Większość źródeł zwietrzelinowych funkcjonuje okresowo podczas roztopów oraz po opadach. Poziom wód zwietrzelinowych ulega dużym wahaniom pod wpływem opadów. W czasie opadów zwierciadło wody podnosi się do powierzchni terenu, osiągając swoje maksimum, natomiast w okresach suszy lub mroźnej zimy osiąga najniższy poziom, a większość studzien wówczas wysycha.

Temperatura wody w lecie wynosi od 9 do 15°C, w zimie ulega znacznemu obniżeniu pod wpływem niskich temperatur powietrza, a powierzchniowa warstwa wody zamarza. Temperatura wody wykazuje dużą zależność od temperatury powietrza, gruntu oraz ekspozycji. W wodach zwietrzelinowych, podobnie jak w płytkich wodach aluwialnych,

występuje uwarstwienie termiczne o układach zmieniających się w poszczególnych porach roku. Świadczą o tym pomiary temperatury wody przeprowadzone na różnych głębokościach w studniach: w Kościelisku na Groniu i w Witowie (tab. 9).

Tabela 9

Pomiary temperatury wody w utworach zwietrzelinowych
na przykładzie wybranych studni

Miejscowość Nr domu	Głębokość w m		Temperatura		
	do zwierciana dla wody	do dna studni	powietrza	wody powier- zchniowej	wody przy- dennej
17. IX. 1955					
Witów 300	1,02	4,90	14,5	12,5	9,5
Witów 301	1,05	3,90	14,5	11,5	10,2
Witów 303	1,03	8,80	13,8	10,5	7,8
Kościelisko 331	0,0	2,03	15,5	10,5	10,5
Kościelisko 162	0,22	2,10	14,5	10,2	10,2
Kościelisko 306	0,45	4,50	13,0	12,5	10,2
(12,0 na głębokości 2 m)					
4. XI. 1955					
Witów 300	1,56	4,80	4,5	7,0	7,0
Witów 301	2,57	3,90	4,7	6,5	6,5
Witów 303	1,26	8,80	4,7	5,8	5,2
Kościelisko 331	0,0	2,03	4,3	5,2	5,2
Kościelisko 162	0,18	2,10	5,7	4,2	5,2
Kościelisko 306	0,83	4,50	5,2	6,5	6,5
23. I. 1956					
Witów 300	4,60	4,80	2,8	4,8 (20 cm warstwa wody)	
Witów 301	brak wody				
Witów 303	4,70	8,80	0,5	5,9	
Kościelisko 331	1,12	2,03	2,8	lód brzo- wy	2,7
Kościelisko 162	0,71	2,10	2,8		2,2
Kościelisko 306	2,75	4,50	2,8		4,8
29. II. 1956					
Witów 300	4,60	4,80	0,0	(woda na dnie)	
Witów 301	brak wody				
Witów 303	6,10	8,80	0,5	4,8	
Kościelisko 331	brak wody,	lód denny	grubości 20 cm		
Kościelisko 162	1,40	2,10	0,0	2,5	
Kościelisko 306	4,10	4,50	2,5	3,8	
4. VI. 1955					
Witów 300	0,50	4,80	17,0	6,3	6,3
Witów 301	0,23	3,90	17,0	6,5	6,5
Witów 303	0,50	8,80	17,5	6,5	6,5

Układ letni

Układ jesienny

Układ zimowy

Układ
wiosenny

Twardość wód zwietrzelinowych jest dość wysoka — od 4,3 do 7,1 mval (12—20°n). Wydajność źródeł zwietrzelinowych jest niewielka i nie przekracza zazwyczaj 0,1 l/sek. Większą wydajność, do kilku l/sek, mają źródła osuwiskowe w rejonie Magury. Ilość wody dostarczanej przez źródła ze zbiorników zwietrzelinowych wynosi od 1,5 do 2 mln m³ rocznie.

Wody zwietrzelinowe występują jako odcięte lub powiązane z innymi zbiornikami wód podziemnych. Odcięte wody zwietrzelinowe tworzą się, gdy w podłożu płytko występują nieprzepuszczalne utwory stanowiące wodoszczelną warstwę. Zazwyczaj towarzyszą im podmokłości. W przypadku występowania w podłożu przepuszczalnych wodonosnych piaskowców następuje łączenie wód zwietrzelinowych z wodami fliszowymi. Wody zwietrzelinowe przyjmują wtedy ich cechy, tzn. trudniej ulegają zamarzaniu i wykazują większą stałość temperatury. Gdy woda występuje głębiej w utworach podłoża, zbiornik w zwietrzelinie się nie tworzy, a funkcja zwietrzeliny ogranicza się do przewodzenia wody. Występowanie odciętych wód zwietrzelinowych wiąże się z obszarem warstw zakopiańskich, zawierających około 80% łupków ilastych. Występowanie wód powiązanych wiąże się z obszarem warstw chochołowskich i ostryskich, które zawierają duży procent piaskowców.

Zasoby wód podziemnych

Z gospodarczego punktu widzenia ważna jest znajomość zasobów wodnych dorzecza. W badanym dorzeczu zagadnienie to nabiera szczególnej wagi ze względu na możliwości zaopatrywania w wodę innych obszarów.

Zasoby zlewni Potoku Kościeliskiego obliczono metodą Mailleta [9] opartą na zależności między wielkością zbiornika podziemnego a ubytkiem wody w rzekach lub źródłach w okresie bezdeszczowym, tzn. wyłącznego zasilania przez wody podziemne. Zależność ta ma formę równania:

$$Q = Q_0 e^{-\alpha(t-t_0)}$$

$$V = \frac{Q}{\alpha}$$

gdzie: V — chwilowa zasobność zbiornika,

α — stopień regresji,

$(t - t_0)$ — długość okresu bezdeszczowego,

Q_0 — stan początkowy odpływu,

Q — wielkość odpływu przy końcu badanego okresu,

e — podstawa logarytmów naturalnych.

Zasobność zbiorników wód podziemnych wykazywała różne wartości zależnie od stanu retencji i długości okresu bezdeszczowego. Dane dotyczą jesieni i zimy, a więc okresu obniżonego stanu retencji. W okresie letnim i wiosennym brak było dłuższych bezdeszczowych okresów, które umożliwiłyby obliczenie zasobności zbiornika tą metodą.

Obliczone w powyższy sposób zasoby wodne w zlewni Potoku Kościeliskiego w dniu 31. X. 1951 r. wynosiły 10 755 000 m³, natomiast w dniu 11. XI. 1951 r. — 9 942 851 m³. Ubytek zasobów wodnych od 1 do 11. XI. 1951 wynosił więc 813 149 m³. Wielkość

ubytku jest zgodna z wielkością odpływu w tym okresie. Odpływ w październiku 1951 r. wielkości 1 811 376 m³, wskutek wyjątkowej suszy był całkowitym odpływem gruntowym, a zasoby wodne w zlewni na początku października 1951 r. były o tę wartość powiększone i wynosiły 12 566 376 m³. Zasoby wodne w zlewni Potoku Kościeliskiego w lutym 1953 r. wynosiły 5 388 387 m³, we wrześniu 1954 r. — 9 596 099 m³, w styczniu 1956 r. — 4 472 471 m³.

Analiza poszczególnych przypadków wykazuje, że zasoby wód podziemnych w zlewni Potoku Kościeliskiego w jesieni, a więc w okresie obniżonego stanu retencji, wynoszą 9—12 mln m³. Zimą ulegają one dalszemu zmniejszeniu i wynoszą 4,5—5,4 mln m³. Są one wystarczające dla utrzymania niskiego odpływu w ciągu kilku miesięcy. Przy wyższym stanie retencji na wiosnę zasoby wodne są przynajmniej kilkakrotnie, a nie wykluczone że kilkunastokrotnie, większe. Udział wód krasowych w zasilaniu Potoku Kościeliskiego przy niskim i średnim stanie wody wynosi 70%, można więc szacować, że przy niskim stanie retencji ich zasoby wynoszą od 4 do 9 mln m³. Najmniejsza zasobność zbiornika wiąże się z okresem zimowym.

Zasoby wód morenowych w zlewni Potoku Kościeliskiego wynoszą 1—3 mln m³. Zasoby wód krasowych w zlewni Potoku Chochołowskiego są mniejsze niż w zlewni Potoku Kościeliskiego. Po uwzględnieniu jednak zlewni Potoku Lejowego i Stanikowego można przyjąć, że zasoby wód krasowych w pozostałej, tatrzańskiej części dorzecza Czarnego Dunajca są do nich zbliżone. Łącznie więc zasoby wód krasowych w tatrzańskiej części dorzecza przy niskim i średnim stanie retencji można oszacować na 9—24 mln m³. Zasoby wód morenowych w zlewni Potoku Chochołowskiego wynoszą 2—4,5 mln m³, łącznie w Tatrach — 3—7,5 mln m³, zależnie od aktualnego stanu retencji. Szacowane zasoby wód aluwialnych na Podhalu wynoszą 7,5 mln m³.

Ogółem zasoby wód podziemnych w dorzeczu Czarnego Dunajca, nie licząc zasobów w piaskowcach fliszowych i zwietrzelinie, wynoszą 20—40 mln m³, zależnie od stanu retencji. Największe zasoby wodne nagromadzone są w regionie tatrzańskim.

Użytkowanie wód podziemnych rozwinięte jest głównie na Podhalu, w mniejszym stopniu w Tatrach. Wody gruntowe wykazują mały stopień zanieczyszczenia oraz mineralizacji i na ogół odpowiadają warunkom stawianym wodzie pitnej. W Tatrach eksploatowane są wody morenowe i krasowe, na Podhalu wody aluwialne i zwietrzelinowe, a w mniejszym stopniu fliszowe.

Opierając się na ogólnie przyjętych normach, obliczono zużycie gospodarce wody na Podhalu na około 200 tys. m³ rocznie. Nie odgrywa ono większej roli w bilansie wodnym dorzecza.

ZBIORNIKI POWIERZCHNIOWE

Brak większych zbiorników naturalnych jest cechą Tatr Zachodnich, w odróżnieniu od Tatr Wysokich, gdzie występują liczne jeziora. Nie mogą się one tu tworzyć z powodu niesprzyjających warunków orograficznych, dalej posuniętego rozwoju rzeźby

i braku przegłębień w kotłach glacialnych. Jeziora tatrzańskie są pochodzenia polodowcowego. Największy w omawianej części dorzecza Czarnego Dunajca jest Staw Smreczyński utworzony przez zatamowanie odpływu moreną boczną. Położony na wysokości 1229 m n.p.m. ma powierzchnię 0,752 ha, maksymalną głębokość 5,3 m, średnią głębokość 1,8 m oraz pojemność 13 540 m³ [93].

Znacznie mniejsze są leżące na wschodnich stokach pod Siwą Przełęczą Siwe Stawki, z których wschodni położony na wysokości 1716 m n.p.m. ma powierzchnię 0,046 ha, maksymalną głębokość 1,8 m, średnią głębokość 0,85 m i pojemność 390 m³, natomiast zachodni, położony na wysokości 1717,7 m n.p.m. ma powierzchnię 0,037 ha, głębokość maksymalną 1 m, głębokość średnią 0,35 m i pojemność 130 m³ [93]. Między stawkami istnieje okresowe połączenie. Obserwowane są wahania poziomu wody dochodzące do 80 cm.

W Dolinie Starorobociańskiej (na Stawkach) występują trzy małe stawki okresowe. Okresowy charakter mają również niewielkie stawki pochodzenia wytopiskowego w Dolinie Jarząbcej, Chochołowskiej, w Kotle Pysznej oraz małe stawki w Kotłach na Ornaku, które tworzą się w zagłębieniach w czasie topnienia śniegów lub po intensywnych opadach.

Na Podhalu brak jest większych naturalnych zbiorników powierzchniowych. Do nielicznych należy płytki, zarastający i wysychający zbiornik w obszarze osuwiskowym Magury, następnie na terasie Czarnego Dunajca w Witowie, powstały wskutek zahamowania odpływu źródeł zboczowych oraz płytki stawek na obszarze osuwiskowym na stokach Palenicy. Łączna pojemność wszystkich zbiorników powierzchniowych jakie tu występują, nie przekracza 15 000 m³ i jest niewielka w porównaniu ze zbiornikami wód podziemnych.

OBSZARY PODMOKŁE

Gromadzenie wody w obszarach podmokłych jest formą retencji przejściowej między retencją powierzchniową a podziemną. Obszary te występują głównie na Podhalu. Duże nachylenia oraz przepuszczalne podłoże nie stwarzają dogodnych warunków dla ich rozwoju w Tatrach.

W Tatrach podmokłości o stałym charakterze występują głównie w sąsiedztwie źródeł, które wypływają z utworów morenowych wyścielających dna dolin. Woda źródeł mając utrudniony odpływ, spowodowany nierównościami terenu, wsiąka w luźny materiał wypełniający przestrzeń między głazami morenowymi i tworzy lokalne podmokłości. Ten typ podmokłości występuje w Suchej Dolinie Smreczyńskiej, w dolnym odcinku Doliny Tomanowej, po lewej stronie Potoku Kościeliskiego w okolicy Młynisk, w Kotle Jarząbcej, w tych miejscach, w których płytko pod powierzchnią występują nieprzepuszczalne utwory. Podobny charakter ma podmokłość związana z wypływem źródeł krasowych na Hali Pisanej. Powierzchnia podmokłości w Tatrach nie przekracza 2 ha.

Na Podhalu i w Rowie Podtatrzańskim obszary podmokłe występują na podłożu mało przepuszczalnej zwietrzliny gliniasto-piaszczystej oraz pokryw żwirowych, płytko podścielonych przez nieprzepuszczalne łupki fliszowe (zakopiańskie). Stagnacji wód sprzyjają małe spadki i związany z nimi wolniejszy odpływ wód. Podmokłości występują na obszarze Molkówki (torfowisko), Habryłówki, w dnie doliny po lewej stronie Kirowej Wody, na Groniu, w dolnym odcinku Potoku Jantolowskiego i na wododzielnym obniżeniu Nędzówek między Kotliną Kościeliską i Zakopiańską. Powierzchnia podmokłości w obrębie Rowu Podtatrzańskiego wynosi 1,1 km².

Na Pogórzu Gubałowskim tereny podmokłe występują przede wszystkim w strefie osuwisk na spłaszczeniach stokowych, gdzie nieprzepuszczalne podłoże i zmniejszenie spadku sprzyjają zatrzymywaniu wód. W przypadku zasilania osuwisk jedynie przez wody opadowe mokradła występują okresowo, jednak częściej spotykane są mokradła stałe, zasilane przez źródła bijące z piaskowców. Podmokłości występują w rejonie Magury, na stokach wododzielnych garbów w Witowie, w zlewni Potoku Iwańskiego, Dzianiskiego oraz na stokach Palenicy.

Powierzchnia obszarów podmokłych zmienia swój zasięg w ciągu roku, największy obserwowany jest wiosną i po długotrwałych opadach, mniejszy w lecie i jesieni wskutek wysychania mokradeł. Woda zaskórna, jaka się w nich gromadzi, zamarza w zimie. Powierzchnia mokradeł w obrębie pogórza wynosi około 4,5 km². Łączna powierzchnia mokradeł występujących w podhalańskiej części dorzecza wynosi 5,6 km². Postępujące prace melioracyjne stopniowo ją zmniejszają.

Mokradła występujące na tym obszarze zawdzięczają swoje istnienie wodom opadowym, gruntowym i rzeczny. Tworzą się wskutek utrudnionego odpływu tych wód.

ODPŁYW

W bilansie wodnym obszaru górskiego odpływ stanowi najważniejszą pozycję po stronie rozchodów. Jego wielkość i przebieg zależą przede wszystkim od wielkości i charakteru opadów oraz od ich rozkładu w czasie. Wpływ środowiska geograficznego, a zwłaszcza rzeźby terenu, na kształtowanie się stosunków wodnych jest w obszarze górskim szczególnie duży.

WARUNKI ODPŁYWU

Ukształtowanie badanego terenu wpływa na zwiększenie odpływu. Duże wysokości względne i bezwzględne, duże nachylenia i spadki ułatwiają powierzchniowy spływ wód i powodują zwiększenie jego szybkości. W całym dorzeczu, którego średnie nachylenie wynosi 18°40', panują dogodne warunki dla odpływu wód. Najdogodniejsze warunki dla odpływu stwarza rzeźba w tatrzańskim obszarze wysokogórskim, mniej dogodne w Rowie Podtatrzańskim. Rozczłonkowanie obszaru gęstą siecią dolin ułatwia odpływ wód z dorzecza.

Budowa geologiczna wpływa na zróżnicowanie warunków wsiąkania i spływu. Występowanie na dużej powierzchni dorzecza (60%) utworów przepuszczalnych umożliwia wsiąkanie znacznej ilości wód i powoduje zmniejszenie wielkości i szybkości spływu. Dotyczy to zwłaszcza obszaru występowania skrasowiałych wapieni i dolomitów oraz utworów glacialnych i fluwioglacialnych. Nieprzepuszczalność utworów krystalicznych w Tatrach i fliszowych (warstwy zakopiańskie) na Podhalu w powiązaniu z dużymi nachyleniami i spadkami zwiększają spływ powierzchniowy.

Występowanie na dużej powierzchni gleb pod lasami wpływa regulująco na spływ wód podczas topnienia śniegów. Zniszczenie struktury gleby wypasem bydła powoduje zmniejszenie jej przepuszczalności i zwiększenie spływu.

Duża ilość opadów w dorzeczu ma główny wpływ na kształtowanie się odpływu. Ulewnie opady powodują duży i szybki spływ.

Wpływ szaty roślinnej na kształtowanie się odpływu jest niewątpliwy. Lasy wywierają regulujący wpływ na przebieg stanów wody i przepływów [4]. Wyraża się to w zmniejszeniu wahań i złagodzeniu ekstremalnych stanów wody i przepływów [16]. Przez utrwalenie gleby korzeniami roślin las zapobiega erozji gleb, ruchom masowemu, splezywaniu i splukiwaniu, a przez to zmniejsza spływ powierzchniowy. Szata roślinna opóźnia spływ wód powierzchniowych i łagodzi wiosenny przybór wód [32, 49]. Podobny wpływ wywiera kosodrzewina spełniająca rolę ochronną wobec niżej położonych lasów.

Gospodarka człowieka na tym terenie, zajęcie coraz większych powierzchni pod osadnictwo, powoduje zmniejszenie powierzchni utworów przepuszczalnych i wpływa na zwiększenie spływu. Eksploatacja kruszywa z koryt rzecznych zwiększa spadek rzeki i przyspiesza odpływ.

MATERIAŁY I ICH OPRACOWANIE

O odpływie w dorzeczu Czarnego Dunajca informują stany wód potoków oraz ich przepływy.

Analizę stanów wody wykonano na podstawie materiałów stacji wodowskazowych PIHM [51]. Dla cieków tatrzańskich wykorzystano materiały stacji wodowskazowej na Kirowej Wodzie w Kościelisku, czynnej od 1917 r. Potoki Podhala scharakteryzowano na podstawie materiałów stacji wodowskazowej na Rogoźniku Wielkim w Ludźmierzu (poza granicami omawianej zlewni) oraz na Czarnym Dunajcu w Nowym Targu (także poza granicami zlewni). Porównawczo wykorzystano materiały stacji wodowskazowych czynnych na Zakopiance w Zakopanem (1949—1958), Siwej Wodzie w Witowie (1918—1934) oraz na Czarnym Dunajcu w Chechołowie i Koniówce (okres międzywojenny). Ponieważ w badanym dorzeczu istnieje tylko jedna stacja wodowskazowa na Kirowej Wodzie, dla poznania wahań stanów wody na innych potokach zainstalowano dodatkowo siedem lat wodowskazowych, a mianowicie: na Potoku Lejowym u wylotu z Tatr, na Siwej Wodzie w profilu mostowym, Potoku Magura przy ujściu,

na Czarnym Dunajcu w Witowie Kojsowkach i Chochołowie oraz na Dzianiskim Potoku powyżej ujścia. Odczytów dokonywano podczas pomiarów przepływu oraz obserwacji.

Na podstawie danych obserwacyjnych wykonano wykresy przebiegu stanów wody: dobowych, miesięcznych i rocznych. Zależność stanów wody od opadów i temperatury powietrza uzyskano przez naniesienie ich na wykres dobowych stanów wody.

Wielkość przepływu cieków określono na podstawie pomiarów wykonanych w latach 1953—1958. Wykorzystano także wyniki pomiarów przepływu wykonanych przez PIHM w latach wcześniejszych [51]. Łącznie wykonano 90 pomiarów przepływu na różnych ciekach w dorzeczu Czarnego Dunajca. W liczbie tej nie uwzględniono pomiarów przepływów małych cieków, wykonanych metodą bezpośrednią. Pomiarów dokonywano przy użyciu młynka hydrometrycznego, a w obliczeniach stosowano metodę wykreślną Harlachera [8, 9]. Pomiaru przepływu zazwyczaj dokonywano w profilu końcowym. Pomiaru przepływów Potoku Chochołowskiego, Kościeliskiego i Czarnego Dunajca przeprowadzano na granicy poszczególnych jednostek geograficznych. Ułatwiło to obliczenie wielkości zasilania w poszczególnych regionach oraz określenie ich roli w odpływie.

Pomiary przepływów przeważnie dotyczą niskich i średnich stanów wody. Brak natomiast z powodu trudności technicznych pomiarów przepływu przy stanach maksymalnych. Przepływ maksymalny obliczono przyjmując dla całego badanego profilu maksymalną prędkość 5 m/sek, zanotowaną w czasie wezbrania w dniu 29. VI. 1958 r.

Wzajemna zależność stanów wody i przepływów przedstawiona została na wykresie krzywych objętości przepływu, sporządzonych dla potoku Kościeliskiego, Chochołowskiego oraz Czarnego Dunajca (ryc. 13, 14, 15). Sumując przepływy dobowe obliczono odpływ z dorzecza Czarnego Dunajca.

SIEĆ RZECZNA

Główną rzeką badanego obszaru jest Czarny Dunajec, który powstaje z połączenia Potoku Chochołowskiego i Kościeliskiego (Siwiej i Kirowej Wody) (tabl. I). Potok Kościeliski przewyższa powierzchnią zlewni i wielkością przepływu Potok Chochołowski.

Potok Chochołowski bierze początek z wydajnych źródeł morenowych bijących na wysokości 1540 m n.p.m., w kotle pod Wołowcem w piętrze kosodrzewiny. Bieg potoku ma kierunek południkowy lub do niego zbliżony. Spadek potoku na obszarze krystalicznym jest duży i wynosi 200‰ , spadki drobnych dopływów dochodzą do 400‰ . Koryto potoku jest wycięte w materiale akumulacyjnym. Liczne podcięcia brzegów świadczą o dużej sile erozji bocznej potoku. Przepływ potoku poniżej ujścia Potoku Jarząbczego dochodzi do 400 l/sek, zmniejsza się jednak wskutek gubienia wody przez potok na Polanie Chochołowskiej. Większym dopływem z obszaru krystalicznego jest Potok Starorobociański. Poniżej jego ujścia Potok Chochołowski wpływa

na obszar krasowy, gubiąc wody w przepuszczalnym podłożu, na odcinku między Bramą Zawieszistą a Wywierzyskiem Chochołowskim, które wydatnie zasilą potok w wodę. Na tym obszarze brak jest stałych dopływów. Drobne, przeważnie okresowe potoki zasilają w wodę Potok Chochołowski na obszarze krasu reglowego. Spadek potoku zmniejsza się stopniowo i staje się bardziej wyrównany; w Tatrach wynosi $64,7^{\circ}/_{00}$, w Rowie Podtatrzańskim — $20,6^{\circ}/_{00}$. Wypływając z Tatr na przedpole, koryto potoku osiąga szerokość około 8 m.

Średni przepływ wynosi około 1200 l/sek. W obrębie Rowu Podtatrzańskiego Potok Chochołowski, zwany Siwą Wodą, tworzy rozległy kamieniec, w którym gubi wodę. Ilość gubionej wody dochodzi do 200 l/sek. Długość potoku w obrębie Tatr wynosi 8,86 km, do połączenia z Kirową Wodą 11,320 km, spadek — $58^{\circ}/_{00}$.

Potok Kościeliski bierze początek ze źródeł morenowych na Hali Pyszej, na wysokości około 1320 m n.p.m., w piętrze regła górnego. Bieg potoku o kierunku NNE nie wykazuje rozwinięcia. Potok jest zasilany przez liczne źródła morenowe. Koryto potoku wycięte jest w materiale akumulacyjnym, widoczne są w nim ślady erozji dennej i bocznej. Na obszarze źródłowym potok płynie ze spadkiem $101^{\circ}/_{00}$, stopniowo się zmniejszającym. Zasilają potok drobne dopływy z obszaru krystalicznego. Największy z nich jest Potok Tomanowy; poniżej jego ujścia rzeka wpływa na obszar krasowy. Przepływ rzeki wzrasta do około 300 l/sek.

W obszarze krasowym zasilają potok liczne, wydajne źródła, położone w dnach doliny. Do największych z nich należy Źródło Lodowe, odwadniające masyw Czerwonych Wierchów. Poniżej Hali Smytniej potok gubi częściowo, a niekiedy całkowicie wodę w ponorach. Ponownie wypływa on na powierzchnię w okolicy Hali Pisanej, poniżej której płynie w wąskiej, stromościennej dolinie, ulegającej rozszerzeniu na obszarze regli, w miejscu występowania mało odpornych łupków i margli. Uchodzi tu Potok Miętusi, jeden z większych dopływów prawostronnych.

Spadek Potoku Kościeliskiego w Tatrach wynosi $46,7^{\circ}/_{00}$, długość — 8,41 km, przepływ osiąga średnią wartość 1458 l/sek. W Kotlinie Kościeliskiej spadek rzeki zmniejsza się do $19,1^{\circ}/_{00}$, a kierunek biegu rzeki zmienia się na północno-zachodni. Rzeka tworzy rozległy kamieniec. Miejscami docina się do fliszowego podłoża. Przed połączeniem z Siwą Wodą uchodzi do niej Potok Lejowy.

Przepływ Czarnego Dunajca po połączeniu obydwu potoków jest mniejszy od ich łącznego przepływu mierzonego u wylotu z Tatr. Świadczy to o gubieniu wody w rozległych stożkach i terasach w Rowie Podtatrzańskim. Czarny Dunajec usypuje tu rozległy kamieniec, przez który rzeka przedziera się kilkoma odnogami. Kamieniec ten jest eksploatowany w Roztokach i w dalszym biegu rzeki. W Roztokach uchodzi do Czarnego Dunajca potoki Jantolowski i Głęboki, odwadniające stoki Palenicy. Zachodnie stoki Pogórza Gubałowskiego odwadniane są przez potoki okresowe.

W przełomie przez Pogórze Gubałowskie dolina i koryto rzeki ulegają wyraźnemu zwężeniu. Powyżej i poniżej przełomu Czarny Dunajec tworzy rozległy kamieniec, w którym gubi wodę. W korycie o szerokości do kilkunastu metrów zaznaczają się wychodnie piaskowców, na których tworzą się szypoty. W przełomie do Czarnego

Dunajca uchodzi Potok Molkówka, a poniżej Potok Magura oraz dwa większe lewostronne dopływy.

W obrębie fliszowego pogórza rzeka płynie w rozległej, wyścielonej aluwiami dolinie. Zasilają ją liczne potoki. Do większych należą prawostronne dopływy: Iwański, Zagrody i największy Dzianiski, a z lewostronnych: Greków i Magalski. Rzeka płynie przez obszar pogórza w kierunku północnym nie wykazując rozwinięcia. Przepływ rzeki w okresie letnim wynosi od 2 do 3,5 m³/sek. Koryto rzeki ulega znacznemu rozszerzeniu do 17 m. Spadek na długości 8,750 km (od połączenia Siwej i Kirowej Wody) wynosi 11,4⁰/100. Długość rzeki w obrębie omawianego dorzecza wynosi 20,070 km, spadek 35,8⁰/100.

Czarny Dunajec stanowi główną arterię wodną omawianego obszaru. Płynąc przez różne jednostki tuziograficzne zbiera z nich dopływy. Dopływy te płynąc z obszarów o różnej rzeźbie, budowie geologicznej, szacie roślinnej i stosunkach klimatycznych mają zróżnicowany system zasilania i wpływają na złożoność i zmienność reżimu Czarnego Dunajca.

Potoki tatrzańskie

Potoki tatrzańskie zasilane są głównie przez źródła morenowe i krasowe. Od potoków podhalańskich różnią się większą długością i zasobnością w wodę oraz większymi spadkami. Długości największych potoków — Chochołowskiego i Kościeliskiego — nie przekraczają 12 km (w obrębie Tatr 9 km).

Spadki większych potoków tatrzańskich są duże — od 40 do 200⁰/100. Do cech charakterystycznych dla profilu potoków tatrzańskich należą częste załamania spadku, wywołane przez liczne progi skalne.

Koryta potoków walnych — Kościeliskiego i Chochołowskiego — są wycięte w utworach fluwioglacjalnych i przeważnie nie docinają się do głębszego podłoża. Poza tym w Tatrach potoki rozcinają litą skałę. Szerokość potoków wzrasta z biegiem od kilku do kilkunastu metrów. W miejscach zwężeń dolinnych i w przełomach jest ona niewielka, natomiast wzrasta w miejscach zasłanych materiałem akumulacyjnym w których często zachodzi zjawisko dziczenia rzeki i przerzucania nurtu. Charakterystyczną cechą potoków jest gubienie przez nie wody w luźnych utworach napływowych, morenowych oraz skrasowiałych. Związane z tym jest zmniejszenie na pewnych odcinkach przepływu lub całkowity zanik wody w korycie.

Potoki tatrzańskie odznaczają się wyrównaniem stanów wody i niedużymi wahaniami, pomijając katastrofalne opady. Zjawisko to jest wywołane równomiernym zasilaniem cieków przez bogate zbiorniki wód podziemnych, głównie krasowych.

Przepływy mniejszych potoków wynoszą około 100 l/sek, większych — jak Kościeliskiego, Chochołowskiego — dochodzą do 1,5 m³/sek. Większe przepływy obserwowane są na wiosnę i po opadach. Cieki płyną z szybkością kilkudziesięciu cm/sek, przy wysokich stanach wody dochodzi ona do 2 m/sek, maskymalnie do 5 m/sek.

Temperatury wód płynących są niskie, o niewielkich amplitudach zarówno do-

bowych, jak i rocznych, które wzrastają z biegiem potoków. Dobowe wahania temperatury w miejscach wypływu potoków z Tatr na ich przedpole dochodzą w okresie letnim do 4°C. W miesiącach zimowych temperatury wody obniżają się do 1°, w lecie wzrastają do 10°C. Zlodzenie związane jest z niskimi temperaturami występującymi w zimie. Zamarzanie cieków utrudniają duże spadki i szybki ruch wody. Stała pokrywa lodowa i przemarzanie do dna występuje tylko na drobnych ciekach, większe zamarzają od brzegu, środek rzeki pozostaje zazwyczaj wolny od lodu. Pokrywa lodowa osiąga przy brzegu od 20 do 30 cm grubości.

P o t o k i p o d h a l a ń s k i e

Potoki, które powstają w obrębie Rowu Podtatrzańskiego, są nieliczne. Biorą początek ze źródeł podreglowych albo z terenów podmokłych i torfowisk, występujących na wysokości 860—940 m (Molkówka).

Potoki odznaczają się małym rozwinięciem; długość ich nie przekracza 3,5 km. Koryta ich wycięte są przeważnie w utworach fliszowych. Spadek potoków w porównaniu z potokami Tatr i pogórza jest mniejszy, osiąga on wartości od 30 do 60‰. Przepływy nie przekraczają kilkunastu l/sek, z wyjątkiem nielicznych potoków.

Potoki fliszowego pogórza zasilane są głównie źródłami skalnymi bijącymi z piaskowców warstw chochołowskich i ostryskich oraz z licznych mokradeł, występujących na obszarze osuwisk. Potoki są krótkie, odznaczają się małym rozwinięciem biegu i dużymi spadkami w granicach od 65 do 170‰. Płyną w głębokich, wciosowych dolinach. Koryta potoków wycięte są w utworach fliszowych. Na wychodniach bardziej odpornych piaskowców tworzą się liczne progi.

W lecie potoki pogórskie niosą małe ilości wody — od kilku do kilkunastu l/sek. Najmniejsze przepływy notowane są w zimie. W okresie roztopów i po opadach przepływy znacznie wzrastają.

Stany wody potoków podhalańskich charakteryzują się dużymi wahaniami i kształtują się głównie pod wpływem opadów. Reakcja stanów wody w stosunku do opadów jest bardzo szybka.

Temperatura wody potoków w okresie letnim kształtuje się zazwyczaj powyżej 10°C i podlega dużym wahanom zależnie od temperatury powietrza. Amplituda wahań dochodzi do kilkunastu stopni Celsjusza. W zimie obserwuje się na małych ciekach zamarzanie do dna, na większych pokrywą lodową.

G ę s t o ś ć s i e c i r z e c z n e j

Cechą obszarów górskich jest duża gęstość sieci rzecznej. Znaczne zróżnicowanie obszaru pod względem geologicznym wpłynęło na nierównomierny rozwój sieci stałej i okresowej, a tym samym na jej gęstość. Przeciętna gęstość stałej sieci rzecznej wynosi 1,340 km/km², okresowej 0,765 km/km² (tab. 10). Podobną gęstość sieci rzecznej ma pozostała część Tatr Zachodnich i Podhala [110].

Mniejsza gęstość stałej sieci rzecznej w Tatrach w porównaniu z Podhalem (mimo większych opadów) spowodowana jest występowaniem na dużej przestrzeni utworów krasowięjących, w których rozwija się głównie okresowa sieć rzeczna. Mała gęstość sieci rzecznej świadczy o przepuszczalności podłoża oraz o zasilaniu cieków przez wody podziemne. Na Podhalu, gdzie przeważa nieprzepuszczalne, fliszowe podłoże, dogodne warunki rozwoju znajdują ciekі stałe, w mniejszym stopniu ciekі okresowe.

Tabela 10

Sieć rzeczna w dorzeczu Czarnego Dunajca

Obszar	Sieć stała w km	Sieć okresowa w km	Gęstość sieci w km/km ²		Stosunek sieci stałej do okresowej
			stałej	okresowej	
I A	43,820	16,575	1,320	0,488	2,7
I B	7,405	19,450	0,319	0,840	0,38
I C	21,825	21,575	1,250	1,230	1,01
Tatry (I)	73,050	57,600	0,980	0,772	1,26
II A	23,145	4,225	2,600	0,475	5,5
II B	68,100	32,650	1,715	0,825	2,08
Podhale (II)	91,245	36,875	1,875	0,760	2,47
Dorzecze Czarnego Dunajca	164,295	94,475	1,332	0,765	1,74

W Tatrach na obszarze krystalicznym (I A) gęstość stałej sieci rzecznej jest 2,7 razy większa od okresowej. Przyczynia się do tego nieprzepuszczalne, krystaliczne podłoże, ułatwiające spływ wód. Na obszarze krasowym, wierchowym (I B) okresowa sieć rzeczna trzykrotnie przewyższa stałą. Wynika to z dużej retencji przepuszczalnego krasowego podłoża, wpływającej na zmniejszenie spływu powierzchniowego. Na obszarze reglowym (I C) panuje równowaga między gęstością stałej i okresowej sieci rzecznej. Obszar ten zbudowany jest zarówno z przepuszczalnych utworów wapienno-dolomitowych, jak i nieprzepuszczalnych łupków i margli.

W Rowie Podtatrzańskim (II A) gęstość stałej sieci rzecznej jest 5,5 razy większa od okresowej. Tak dużą przewagę sieci stałej nad okresową można tłumaczyć tym, że jest to obszar zbiorczy potoków spływających zarówno z Tatr, jak i z Pogórza Gubałowskiego. Małoprzepuszczalne podłoże Rowu Podtatrzańskiego (łupki ilaste) nie sprzyja rozwojowi okresowych potoków.

Na Pogórzu Gubałowskim (II B) występuje 2,5-krotna przewaga sieci stałej nad okresową. Małoprzepuszczalne fliszowe podłoże sprzyja rozwojowi stałej sieci rzecznej.

Gęstość sieci rzecznej i stosunek stałej sieci do okresowej, zależny od stosunków klimatycznych i cech podłoża, stał się jednym z kryteriów wydzielenia na tym obszarze subregionów hydrograficznych. Przy założeniu jednakowych warunków klimatycznych podłoże jest czynnikiem decydującym o charakterze i rozwoju sieci rzecznej.

ZMIENNOŚĆ ZJAWISK WODNYCH W CIĄGU ROKU

Zjawiska wodne ulegają w ciągu roku zmianom ilościowym oraz jakościowym. Najpełniejszy ich rozwój ma miejsce wiosną i wiąże się z roztopami, które zaczynają się na Podhalu i przesuwają się stopniowo w głąb Tatr. Powodują one nasycenie podłoża w wodę, a tym samym zmniejszenie jego przepuszczalności. W wyniku zmniejszenia zdolności retencyjnej podłoża następuje zwiększenie spływu powierzchniowego i wzmoczony rozwój zjawisk wodnych. Czynne są wszystkie potoki okresowe. Cieki prowadzą duże ilości wody, co znajduje odbicie w podniesionych stanach wody i zwiększonych przepływach. Czynne są także okresowe źródła, niekiedy o dużej wydajności lub nawet linie źródeł. Wyflęwy mają miejsce wzdłuż Potoku Ornaczańskiego, Litworowego, Tomanowego i licznych cieków pogórza. W zagłębieniach na stokach i grzbietach tworzą się stawki okresowe zasilane wodą z topniejących śniegów. Występują one na grzbiecie Ornaku (Kotły), na stokach Czerwonego Wierchu w Dolinie Chochołowskiej, Wyżnej Chochołowskiej i Starorobociańskiej (stawki) oraz w Kotle Pysznej w Dolinie Kościeliskiej. W okresie tym zwiększa się znacznie powierzchnia podmokłości.

W miarę wytopiania śniegu zmniejsza się spływ. Stopniowo przestają funkcjonować niektóre okresowe potoki i źródła, zwłaszcza na obszarach wyżej położonych. Ożywają one na krótko w okresie ulew letnich lub długotrwałych opadów. W miejscu występowania okresowych źródeł sączą się drobne wycieki i wysięki, stopniowo zanikające. Zanikają także okresowe stawki. Stan zjawisk wodnych w okresie letnim przedstawiony został na tablicy I.

Pod koniec lata i w jesieni zachodzi dalszy proces zaniku pewnych zjawisk wodnych oraz wydatne zmniejszenie przepływu potoków. Stopniowo zaczynają wysychać obszary podmokłe na Podhalu. Źródła zmniejszają swoją wydajność, mniejsze przestają funkcjonować, wysychają drobne potoki. Jest to okres przejściowy do stadium zimowego, najuboższego pod względem rozwoju i nasilenia zjawisk wodnych. Zmiany w przebiegu i nasileniu zjawisk wodnych w tym okresie zależą od opadów atmosferycznych. Rycina 8 ilustruje występowanie zjawisk wodnych w jesieni.

W okresie zimowym większość źródeł i cieków znajduje się pod pokrywą śnieżną i lodową. Cieki zasilane są niemal wyłącznie przez wody gruntowe, a w okresie odwilży przez wody z topniejącego śniegu. Wskutek obniżenia poziomu wód gruntowych zanikają wyżej położone źródła. Poziom wód krasowych kształtuje się poniżej dna doliny. Powoduje to zanikanie przepływu potoków na pewnych odcinkach (Potok Kościeliski między Smytnią i Pisaną, Potok Chochołowski między Zawieszistą a Wywierzyskiem Chochołowskim). Wpłynęło to na utarte, zwyczajowe przekonanie, że Potok Kościeliski zaczyna się od wypływu Pisanej, uważanego za jego źródło, a Potok Chochołowski od Wywierzyska Chochołowskiego (ryc. 9).

W zimie czynne są tylko nieliczne, odznaczające się większą wydajnością źródła zasilane z bardziej zasobnych i głębokich zbiorników wód podziemnych. Niekiedy o ich istnieniu świadczy tylko lokalne topnienie pokrywy śnieżnej i rozmarzanie gruntu.

Ta zmienność i cykliczność zjawisk wodnych w ciągu roku pod wpływem zmian



Ryc. 8. Mapa hydrograficzna dorzecza Czarnego Dunajca w okresie jesiennym

1 — czynne cieki, 2 — zanik przepływu powierzchniowego, 3 — czynne linie źródeł, 4 — czynne źródła, 5 — źródła o większej wydajności, 6 — mokradła, 7 — wycieki 8 — wysięki

klimatycznych jest cechą charakterystyczną nie tylko obszaru górskiego. Jednak w obszarze górskim wskutek zaostrzenia warunków klimatycznych zmiany te występują bardziej wyraźnie. Piętrowy układ warunków klimatycznych w obszarze górskim powoduje różny ich rozwój w czasie, na stosunkowo niewielkiej przestrzeni.



Ryc. 9. Mapa hydrograficzna dorzecza Czarnego Dunajca w okresie zimowym

1 — czynne cieki, 2 — zanik przepływu powierzchniowego, 3 — czynne linie źródeł, 4 — czynne źródła, 5 — źródła o większej wydajności

STANY WODY

Stany wody Potoku Kościeliskiego charakteryzują się dużym wyrównaniem [8], o czym świadczą małe amplitudy. Wahania średnich rocznych stanów w dziesięcioleciu nie przekroczyły 6 cm, amplitudy roczne — 130 cm (przeciętnie wynosiły 70 cm), amplitudy miesięczne — 100 cm (tab. 11). Amplituda dobową osiągnęła wartość 82 cm, świadcząca o dużej szybkości spływu, była ona jednak mniejsza od notowanej na potokach podhalańskich. Przyczyną wyrównania stanów wody Potoku

Kościeliskiego jest duży udział wód krasowych w zasilaniu potoku oraz duża powierzchnia podziemnej zlewni krasowej. Zbiornik krasowy wpływa dodatnio, wyrównując na przebieg stanów wody Potoku Kościeliskiego. A zatem duże wyrównanie stanów wody jest spowodowane korzystnymi warunkami retencji.

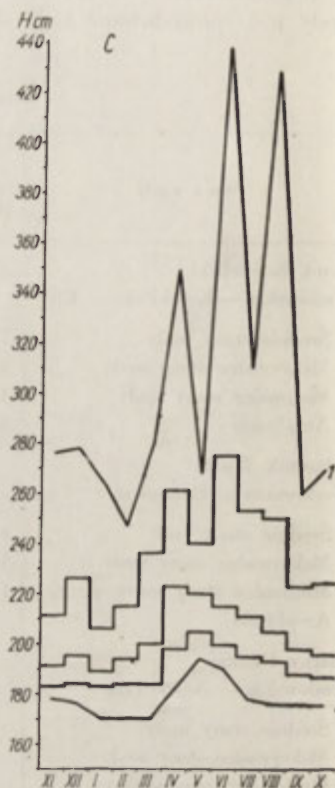
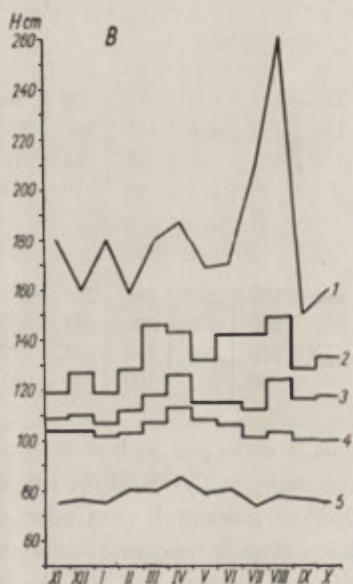
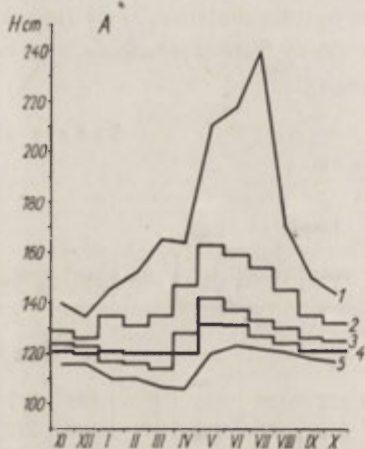
Tabela 11

Główne roczne stany wody w cm

Stany wody	Lata									
	1949	1950	1951	1952	1953	1954	1955	1956	1957	1958
Potok Kościeliski										
Wodowskaz — Kościelisko — Kiry										
Średnie stany wody	131	126	127	128	128	128	131	125	126	127
Maksymalne stany wody	240	160	210	164	170	160	180	176	160	218
Minimalne stany wody	110	115	115	110	111	117	120	106	118	118
Amplituda	130	45	95	54	59	43	64	70	42	100
Rogoźnik Wielki										
Wodowskaz — Ludźmierz										
Średnie stany wody	122	122	123	119	125	117	120	93	87	94
Maksymalne stany wody	181	153	173	187	180	150	270	141	144	208
Minimalne stany wody	103	110	98	94	113	104	87	75	74	75
Amplituda	78	43	75	93	67	46	183	66	70	133
Czarny Dunajec										
Wodowskaz — Nowy Targ										
Średnie stany wody				199	201	197	217	201	202	207
Maksymalne stany wody				349	276	250	429	286	271	438
Minimalne stany wody				176	170	170	188	178	181	177
Amplituda				173	106	80	241	108	90	261

Najwyższe średnie miesięczne stany wody występują w maju pod wpływem roztopów, najniższe w lutym i marcu (ryc. 10 A). Minimalne stany wody kształtują się podobnie do średnich. Minimum zimowe zależy od opadów jesiennych decydujących o stanie retencji w okresie zimowym. Stany minimalne wykazują tendencję do pogłębiania, którą można wytłumaczyć postępującą erozją wgłębną potoku, powodującą drenaż wód podziemnych. W dziesięcioleciu zanotowano absolutne minimum (106 cm—III. 1956 r.). Maksymalne stany wody występują w lipcu i czerwcu. Średnie maksymalne stany wody notowano w maju.

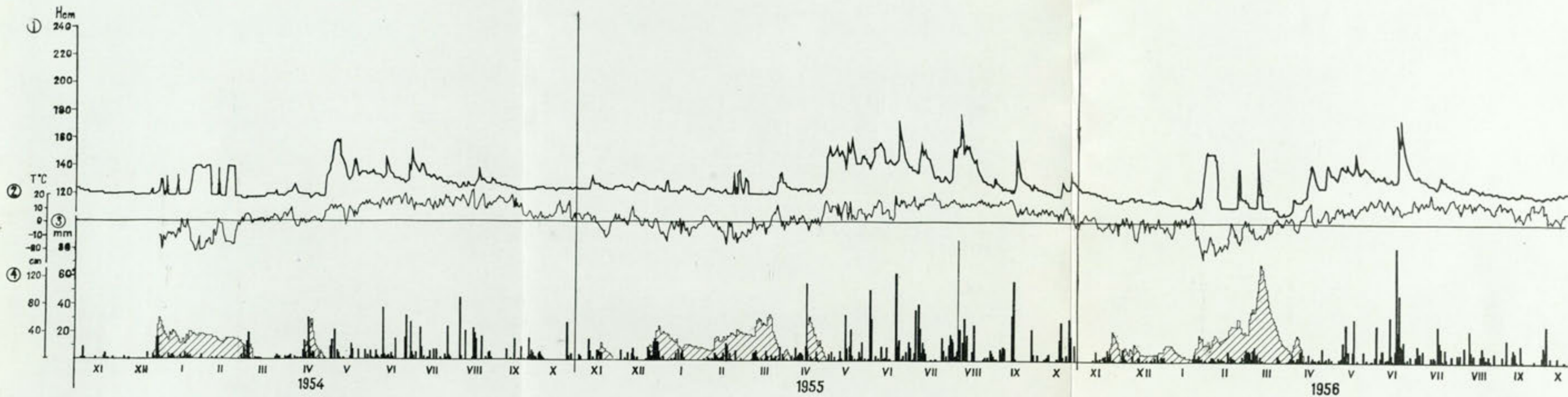
W przebiegu stanów wody Potoku Kościeliskiego zaznaczają się wyraźnie jedno lub dwa maksima wywołane ulewnymi deszczami w okresie lata i wiosny. Reakcja stanów wody w stosunku do deszczów ulewnych jest bardzo szybka, od kilku godzin do 3 dni, zależnie od intensywności deszczu i zdolności retencyjnej podłoża. Po jesiennej i zimowej niżówce wyraźnie zaznacza się wiosenny przybór wód, który zaczyna się w kwietniu i trwa przez maj, a czasem i czerwiec (ryc. 11).



Ryc. 10. Główne miesięczne stany wody: A — Potoku Kościeliskiego w Kościelisku (1949—1958), B — Rogoźnika Wielkiego w Ludźmierzu (1949—1958), C — Czarnego Dunajca w Nowym Targu (1952—1958)

1 — maksymalne, 2 — średnie maksymalne, 3 — średnie, 4 — średnie minimalne, 5 — minimalne

Stany wody innych potoków tatrzańskich, a mianowicie Potoku Chochołowskiego, dopływów Białego Dunajca oraz Białki z Jaworzynką, wykazują podobny przebieg jak stany Potoku Kościeliskiego, różnią się jednak od nich mniejszym wyrównaniem. Cechy wspólne wynikają z podobnego przebiegu opadów i temperatur powietrza, za którymi z pewnym opóźnieniem postępują stany wody. Różnice wywołane są niejednakową zdolnością retencyjną zlewni i różnym typem zasilania potoków. Duża zależność stanów wody od opadów spowodowana jest szybkim spływem powierzchniowym po terenie górskim o dużych nachyleniach stoków.



Ryc. 11. Stany wody Potoku Kościeliskiego w Kościelisku w roku suchym (1954), wilgotnym (1955) i normalnym (1956)

1 — stany wody, 2 — średnia temperatura powietrza, 3 — opady, 4 — pokrywa śnieżna

Stany wód potoków podhalańskich, jak wykazuje przykład Rogoźnika Wielkiego, dopływu Czarnego Dunajca o powierzchni zlewni 126 km², wykazują większe wahania, a tym samym mniejsze wyrównanie niż potoki tatrzańskie (ryc. 10B, tab. 11), wskutek zasilania z mniej bogatych zbiorników wód podziemnych oraz dużego i szybkiego spływu po nieprzepuszczalnym podłożu. Średnie stany roczne wykazują dużą amplitudę (38 cm) i przejawiają wyraźną tendencję zniżkową, prawdopodobnie pod wpływem erozji wgłębnej powodującej obniżenie poziomu dna potoku i zwierciadła wody.

Średnie miesięczne stany wody najwyższą wartość wykazują w kwietniu, a niekiedy w marcu, a więc wcześniej niż potoki tatrzańskie. Przyczyną są wcześniejsze roztopy na Podhalu. Najniższe stany wody notowano w lutym. Charakterystyczną cechą potoków pogórskich jest wzrost średnich stanów w październiku i w grudniu, pod wpływem jesiennych opadów. Minimum występuje zarówno w lecie, jak i w zimie, co świadczy o małej retencji zlewni, małej zasobności zbiorników wód podziemnych i szybkim spływie.

Maksymalne stany wody wykazują małą regularność w występowaniu. Najwyższą wartość (270 cm) osiągnęły w 1958 r. W dziesięcioleciu 1949—1958 maksimum trzykrotnie notowano w lipcu i kwietniu oraz jednorazowo: w styczniu, marcu, sierpniu i październiku. Występowanie maksimum we wszystkich porach roku świadczy o małej retencji zlewni fliszowej. Najwyższe miesięczne stany wody notowane są w sierpniu, mniejsze w marcu, kwietniu, czerwcu i lipcu.

Wahania stanów wody fliszowych potoków pogórskich osiągają duże wartości. Amplitudy miesięczne Rogoźnika Wielkiego dochodzą do 166 cm, roczne — 183 cm, absolutne — 320 cm, są więc przeciętnie dwukrotnie większe niż potoków tatrzańskich. Dobowe wahania stanów wody osiągnęły 126 cm. Reakcja stanów wody po deszczach ulewnych następuje do 12 godzin, po deszczach o mniejszym natężeniu lecz długotrwałych nie przekracza kilku dni.

Większość potoków przepływających przez Rów Podtatrzański ma źródła w Tatrach lub na Pogórzu Gubałowskim. Stany ich wód kształtują się więc pod wpływem potoków tatrzańskich lub pogórskich. Nieliczne, małe potoki, mające źródła w tym regionie, przypominają przebiegiem stanów wody potoki pogórskie.

Stany wody Czarnego Dunajca charakteryzują się mniejszym wyrównaniem niż potoków tatrzańskich (ryc. 10C, tab. 11), wskutek zasilania przez potoki z obszaru fliszowego pogórza, o innym od tatrzańskich reżimie. Średnie roczne stany wody notowane w Nowym Targu wykazują amplitudę 20 cm, czyli większą niż potoki tatrzańskie, a mniejszą niż podhalańskie. Cechą charakterystyczną jest wzrost amplitudy wahań rocznych, miesięcznych oraz dobowych z biegiem rzeki. Absolutna amplituda osiągnęła 451, roczna — 265 cm. Wahania miesięczne wynosiły od 5 do 246 cm. Dobowe wahania stanu wody osiągnęły 220 cm, a więc wartość zbliżoną do amplitudy rocznej i miesięcznej. Świadczy to o bardzo dużym i szybkim spływie powierzchniowym.

Stany wody Czarnego Dunajca kształtują się zarówno pod wpływem potoków tatrzańskich, jak i podhalańskich. Wiosenny przybór wód zaczyna się wcześniej niż na potokach tatrzańskich, zwykle w drugiej połowie marca lub w kwietniu. Jest on wywołany wcześniejszymi roztopami na Podhalu i wysokimi stanami wody potoków pogórskich. Roztopy w kwietniu i maju w części tatrzańskiej i związane z nimi przybór wód pozwala na utrzymanie do czerwca wyższego stanu wody. Maksimum występuje w okresie letnim. Pod wpływem ulewnych opadów lub długotrwałych lecz o mniejszej intensywności, obejmujących jednak całe dorzecze, następuje kumulacja wód płynących z Tatr i Podhala. Powoduje to nakładanie się fali powodziowej i przyczynia się do zwiększenia rozmiarów letnich wezbrań. Szybkość przemieszczania się fali powodziowej wywołanej opadami o większym zasięgu jest bardzo duża i wynosi 5 m/sek. Wezbrania wiosenne zostają złagodzone różnym w czasie przebiegiem roztopów w Tatrach i na Podhalu. Niżówki występują w okresie jesiennym, natomiast w grudniu zaznacza się lekki wzrost stanów wody pod wpływem opadów, których nie wchłania nieprzepuszczalne (często zamrożone) fliszowe podłoże. Przejawia się wtedy wpływ potoków pogórskich. W miesiącach zimowych występują niskie stany wody (ryc. 7).

Analiza przebiegu stanów wody wykazuje, że z biegiem rzeki zaciera się wpływ potoków tatrzańskich na stany wody Czarnego Dunajca, a wzrasta wpływ potoków fliszowych. Głębokie niżówki zimowe występujące na Czarnym Dunajcu w dalszym jego biegu w obszarze fliszowego Podhala, które odbijają się niekorzystnie na stanach wody Dunajca, autorka tłumaczy postępującym z biegiem rzeki wpływem potoków fliszowych. Niżówki zimowe są znacznie głębsze niż na Białym Dunajcu. W dorzeczu Czarnego Dunajca (do połączenia z Białym Dunajcem) tylko jedna piąta powierzchni przypada na zlewnie potoków tatrzańskich, podczas gdy w dorzeczu Białego Dunajca prawie połowę powierzchni zajmują zlewnie potoków tatrzańskich. W wyższym też stopniu zaznacza się wyrównujący wpływ potoków tatrzańskich. Tak więc już od samych źródeł Czarny Dunajec odznacza się zróżnicowanym reżimem wodnym.

Podział potoków na podstawie analizy stanów wody

Ze względu na przebieg i wahania wodostanów wyróżniono w dorzeczu Czarnego Dunajca:

1. Potoki o wyrównanych stanach wody. Wykazują one dwa maksima: w okresie letnim i wiosennym (opadowe i drugorzędne roztopowe), oraz niżówki: wczesnojesienną i zimową. Najwyższe średnie stany wody przypadają na maj. Należą do nich potoki tatrzańskie zasilane z obszarów krasowych i morenowych, charakteryzujących się dużą retencją: Potok Kościeliski i Miętusi.

2. Potoki o mniejszym wyrównaniu stanów wody. Wykazują one podobny przebieg stanów wody jak potoki grupy pierwszej, jednak różnią się od nich większymi wahaniami. Należą do nich ciekły tatrzańskie zasilane:

a) z wysokogórskich obszarów krystaliczno-morenowych: Potok Chochołowski, Jarząbczy, Starorobociański, Iwaniacki, Tomanowy;

b) z wysokogórskich obszarów krystalicznych: dopływy potoków Starorobociańskiego, Kościeliskiego i Chochołowskiego w górnym biegu;

c) ze średniogórskich obszarów wapienno- lub dolomitowo-łupkowych: Potok Lejowy oraz drobne ciekły obszaru regłowego: Głębowiec, Wielkie Koryciska, Małe Koryciska, Koziniec, z Wielkiej Suchej Równi, ze Wściekłego Żlebu i inne; wyróżniają się one wcześniejszym przyborem wiosennym. Drobne ciekły regłowe charakteryzują się głębokimi niżówkami w okresie późnego lata, wczesnej jesieni i zimowym.

3. Potoki o dużych wahaniami stanów wody. Maksimum występuje zazwyczaj w okresie letnim, nie jest jednak wykluczone w innych porach roku. Minimum występuje zarówno w okresie letnim, jak i zimowym. Najwyższe średnie stany wody notowane są w kwietniu lub marcu. Charakterystyczny w przebiegu stanów jest ich wzrost w okresie jesiennym. Do grupy tej należą potoki podhalańskie zasilane z obszarów fliszowych odznaczających się małą retencją: Potok Jantolowski, Głębokki, Magura, Iwański, z Zagród, Dzianiski, Greków, Mągalski i inne.

WAHANIA STANÓW WODY ORAZ ICH PRZYCZYNY

Wahania wodostanów i postępujące równoległe z nimi wahania przepływów na ciekach, w dorzeczu Czarnego Dunajca, obserwowane są w ciągu całego roku. Najwyższe wartości osiągają one w okresie letnim, mniejsze lecz stałe wahania notowane są na wiosnę, sporadyczne w zimie. Już P o l pisał o wezbraniach Dunajca [67]: „Wody gościnne bywają na Dunajcu pierwsze, gdy śniegi i lody w Tatrach tają, drugie o św. Janie, trzecie o św. Jakubie”.

W a h a n i a w i o s e n n e. W okresie wiosennym notowany jest stały przybór wód pod wpływem dodatnich temperatur powietrza powodujących topnienie pokrywy śnieżnej. W przypadku powolnego topnienia śniegu dużą rolę odgrywa parowanie, które zmniejsza odpływ.

Potoki tatrzańskie cechuje wolny, stopniowy przybór wód trwający od 10 do 55 dni, zależnie od stosunków termicznych i grubości pokrywy śnieżnej. Występuje on wskutek stopniowego, posuwającego się w kierunku źródeł zaniku pokrywy śnieżnej. Przeciętna wysokość przyboru wynosi 60 cm. Przybór wód wywołany roztopami nie osiąga wysokości wezbrań letnich. Opadanie wód jest także stopniowe i nie trwa krócej niż jeden miesiąc.

W potokach podhalańskich przybór wód jest znacznie szybszy, trwa od kilku dni do 2 tygodni (wyjątkowo 4). Krótszy jest także okres opadania wód.

Przyczyną wahań wiosennych są stosunki termiczne. Dodatnie temperatury powietrza utrzymujące się przez dłuższy czas powodują całkowity zanik pokrywy śnieżnej oraz spływ wód roztopowych. Wezbrania typu roztopowego w badanym dorzeczu są zazwyczaj niegroźne i mają regularny, umiarkowany przebieg. Mogą one być znacznie zwiększone przez opady deszczowe (V. 1951 r.). Spływ wód jest ułatwiony przez nasycone

wodami roztopowymi podłoże. Tak więc w okresie wiosennym obok wezbrań wyłącznie roztopowych spotykane są opadowo-roztopowe, o większych rozmiarach lecz rzadziej występujące.

Wahania letnie. Główną przyczyną wahań w okresie letnim są opady. Nie zawsze jednak duże opady wywołują widoczny przybór wód. Opady o równej wysokości powodują często różny przyrost stanu wody. Na podstawie analizy warunków towarzyszących wezbraniom można sądzić, że wielkość wezbrania zależy od intensywności opadów i od stanu retencji zlewni. Wzmoczone parowanie w okresie letnim wpływa na zmniejszenie wielkości spływu.

W miesiącach wiosennych (kwietniu, maju i czerwcu), kiedy podłoże jest znacznie nasycone, opady powyżej 60 mm na dobę wywołują duże wahania stanów wody. W miesiącach letnich widoczny przybór wód wywołują opady o intensywności powyżej 80 mm na dobę. Do pokonania bezwładności podłoża i nasycenia w wodę, a częściowo do pokrycia zwiększonego parowania w okresie letnim potrzebne jest 20 mm opadu. Reakcja na opady o tej intensywności następuje do 24 godzin.

W przypadku opadów o intensywności powyżej 100 mm na dobę reakcja następuje w ciągu kilkunastu godzin. Opady o tej intensywności powodują zawsze duży spływ powierzchniowy i duży przybór wód. Wskutek intensywności opadu, za którym nie nadąża wsiąkanie, zostaje znacznie zmniejszona zdolność retencyjna podłoża, a dominujący staje się wtedy wpływ nachylenia terenu powodujący duży i szybki spływ powierzchniowy. Opady kilkudniowe o mniejszej intensywności zostają w większej części wchłonięte przez podłoże. Dotyczy to nawet opadów o wysokości do 200 mm (jeżeli nie przekraczają 50 mm na dobę). Najwyższe wezbrania notowane są po opadach typu nawalnego, o wysokości powyżej 100, a nawet 150 mm na dobę (24. VI. 1958, 19. VII. 1959 r.), oraz po długotrwałych opadach obejmujących całe dorzecze.

W potokach podhalańskich do wywołania przyboru wód o około 40 cm wystarczają opady o intensywności powyżej 30 mm na dobę. Wskutek nieprzepuszczalności podłoża wpływ retencji jest tu o wiele mniejszy, natomiast wzrasta wpływ czynnika orograficznego, jakim są nachylenia, mimo ich mniejszej niż w Tatrach wielkości. W Tatrach, wyłączwszy opady typu nawalnego, w przypadku nawet długotrwałych lecz o mniejszej intensywności opadów o występowaniu wezbrań decyduje stan retencji podłoża i jego budowa geologiczna. Po nasyceniu podłoża, w wypadku dłużej trwających opadów wzrasta wpływ czynnika orograficznego; spływ przeważa nad retencją.

Tak więc wezbrania w okresie letnim na tym obszarze można zaliczyć, według klasyfikacji J. L a m b o r a [46], do opadowych. Wśród nich występują wezbrania typu ulewnego, wywołane przez deszcze o charakterze nawalnym, lub wezbrania typu rozlewnego, wywołane przez opady długotrwałe obejmujące większą część dorzecza [54].

Do tego samego typu można zaliczyć wezbrania jesiennie na potokach pogórskich.

Zimowe wahania stanów wody są znacznie mniejsze niż letnie. Analiza stanów wody Potoku Kościeliskiego wykazuje, że wynoszą one przeciętnie około 20 cm i nie przekraczają 45 cm. Przybór wód trwa jeden do dwu dni, a niekiedy podwyższony stan wody utrzymuje się przez kilka dni. Jakie są ich przyczyny? I. Gieysztor, która nie

stwierdza podobnych wahań na Białce Tatrzańskiej, przypuszcza, że „wezbrania w Potoku Kościeliskim w okresie zimowym zależą od krążenia wód w skałach krasowych. Czy nie jest to woda, którą co pewien czas wylewają syfony?” [22]. Dla wyjaśnienia tego zjawiska konieczne jest rozpatrzenie poszczególnych przypadków i towarzyszących im warunków atmosferycznych:

1. I. 1949 r. Zaobserwowano na Potoku Kościeliskim przybór wody w wysokości 20 cm. Przybór poprzedził wiatr halny i opad deszczu. Jednocześnie zanotowano zmniejszenie miąższości pokrywy śnieżnej z 46 na 36 cm.

11. I. 1950 r. przybór wody o 30 cm poprzedził czterodniowy okres występowania dodatnich temperatur powietrza. Od 1 do 10 lutego miąższość pokrywy śnieżnej zmniejszyła się o 16 cm. (z 50 na 34 cm) [51].

24. I. 1952 r. przyrost wodostanu o 26 cm poprzedziło występowanie dodatnich temperatur powietrza. Miąższość pokrywy śnieżnej zmniejszyła się w ciągu kilku dni o 20 cm (z 90 na 70 cm) [51].

W styczniu 1953 r. przybór wody był notowany kilkakrotnie: 21 (12 cm) i 27 (15 cm) oraz 7 lutego (12 cm). Na ciekach pogórskich wahania w dniu 29 i 30 stycznia osiągnęły 53 cm, a więc były znacznie wyższe. W okresach przyboru i poprzedzających je obserwowano dodatnie temperatury powietrza oraz opad śniegu z deszczem. Notowano także zmniejszenie miąższości pokrywy śnieżnej dochodzące do 20 cm [51].

W 1954 r. wahania zimowe wystąpiły kilkakrotnie. Piątego stycznia zanotowano wzrost stanu wody o 14 cm. Od 1 do 8 stycznia pokrywa śnieżna zmniejszyła miąższość z 60 na 29 cm, czyli o 31 cm. W dniu 13 stycznia stan wody wzrósł o 15 cm; przybór wód notowany był także na ciekach pogórskich. Od 24 stycznia do 6 lutego zanotowano przybór wód o 20 cm, trwający 2 tygodnie. Poprzedziło go występowanie dodatnich temperatur powietrza. Jednak w okresie przyboru panowały temperatury ujemne dochodzące do kilkunastu stopni poniżej zera. Przybór wód wystąpił jednocześnie z zamrożeniem rzeki. W tym okresie nie notowano wyraźnego zaniku pokrywy śnieżnej (ryc. 11).

W lutym 1955 r. wahania dochodziły do 18 cm. Poprzedziło je występowanie dodatnich temperatur powietrza. Nie notowano zaniku pokrywy śnieżnej (ryc. 11).

W lutym 1956 r. przybór wód rzędu 30—40 cm utrzymywał się przez 10 dni (ryc. 11). Wysoki stan wód wystąpił w czasie silnych mrozów. Średnia temperatura powietrza wynosiła $-13,8^{\circ}\text{C}$, a minimalna $-33,5^{\circ}\text{C}$. Wcześniej notowano występowanie dodatnich temperatur powietrza.

Podobnie w 1957 r. (17, 18 stycznia) przybór wód o 20 cm nastąpił po występowaniu dodatnich temperatur powietrza, w okresie mrozów.

W 1958 r., 5 i 6 stycznia w początkowym okresie opadów śnieżnych i tworzenia się pokrywy śnieżnej zanotowano dwukrotnie przybór wód o 40 cm. W danych o zlodzeniu zanotowano, że w tych dniach lód spłynął. Można więc ten przybór wiązać z okresem odwilży. Ponowny przybór wód dochodzący do 45 cm zaobserwowano w okresie 25—29 stycznia. Poprzedziło go wystąpienie wysokich temperatur i stopniowe zmniejszanie się pokrywy śnieżnej.

Rozwiązanie zagadnienia utrudnia brak szczegółowych obserwacji stanów wody na małych potokach oraz obserwacji pokrywy śnieżnej i wiatrów halnych. W przypadku zaniku pokrywy śnieżnej nie wiadomo, jaki procent ulega topnieniu, a jaki osiadanii wskutek wzrastającej z czasem gęstości śniegu. Zagadnienia wezbrań zimowych nie można ograniczać tylko do Potoku Kościeliskiego czy też potoków zasilanych przez obszary krasowe, gdyż wahania w zimie dochodzące do kilkudziesięciu centymetrów są obserwowane zarówno na Czarnym Dunajcu, Potoku Chochołowskim, jak i na potokach pogórskich oraz na Białym Dunajcu [51, 71]. Nie jest wiadomo, z powodu braku odpowiednich obserwacji, czy wezbrania zimowe obejmują tylko obszar krasowy, czy całe dorzecze Potoku Kościeliskiego. Występowanie wezbrań na innych potokach pozwala przypuszczać, że obejmują one całe dorzecze. Jeżeli obserwowane są one tylko w obszarze krasowym, opóźnienie w ich występowaniu może być wywołane dłuższym czasem krążenia wody w utworach krasowych.

Nawet pobieżna, z powodu braku szczegółowych materiałów, analiza wykazuje, że w większości przypadków wezbrania zimowe spowodowane są warunkami atmosferycznymi, głównie termicznymi. Dodatnie temperatury powietrza powodują topnienie pokrywy śniegowej oraz przybór wód. Następuje on z pewnym opóźnieniem wynoszącym przeważnie 7—10 dni, najczęściej już w okresie występowania bardzo nieraz niskich temperatur. Stopienie 10-centymetrowej warstwy pokrywy śniegowej, przyjmując nawet najmniejszą gęstość 0,1, daje w dorzeczu Potoku Kościeliskiego około 350 000 m³ wody. Jest to ilość zapewniająca przepływ około 4 m³ przez całą dobę oraz wzrost stanu wody o 20—25 cm. W przypadku większej gęstości śniegu lub większej miąższości stopionej warstwy ilość wody wzrasta, a wyższy stan wody może utrzymywać się przez kilka dni.

Czy woda wezbraniowa pochodzi, jak to sugeruje Gieysztor, z „przelewów syfonowych” [22]? Uaktywnienie syfonów może zachodzić w ciągu całego roku. Występowanie tego typu wahań w okresie letnim może być maskowane przez wezbrania typu opadowego. Wahań tych jednak nie stwierdzono w okresie jesiennym. Badania wielu jaskiń w dorzeczu Potoku Kościeliskiego wykazują niski stan wód w zimie.

W czasie opadów lub odwilży szczeliny oraz jaskinie bardzo szybko wypełniają się wodą [103]. Różnica w szybkości spływu wód powierzchniowych i podziemnych powoduje pewne opóźnienie reakcji stanów wody. Opóźnienie zatem od 7 do 10 dni, jakie normalnie występuje, można przyjąć jako ewentualny czas krążenia wody w utworach krasowych, a zimowe wahania stanów wody potoków uzasadnić termicznymi przyczynami.

TYPY WEZBRAŃ

Biorąc pod uwagę przyczyny wezbrań wyróżniono w dorzeczu Czarnego Dunajca wezbrania: termiczne, opadowe i termiczno-opadowe.

Wśród opadowych występują wezbrania: typu ulewnego i rozlewnego. Wezbrania typu ulewnego są wywołane opadami o intensywności przekraczającej 80 mm, a w części tatrzańskiej 100 mm na dobę. Charakteryzuje je duży spływ powierzchni-

wy. Wezbrania typu rozlewnego są wywołane długotrwałymi opadami, o wysokości ponad 150 mm, w ciągu 2—3 dni. Przebieg ich zależy od stopnia retencji podłoża.

Termicznymi nazwano wezbrania w okresie zimowym i wiosennym wywołane dodatnimi temperaturami powietrza powodującymi topnienie pokrywy śniegowej. Wśród wezbrań termicznych wyróżniono: roztopowe i odwilżowe.

Wezbrania roztopowe występują wiosną pod wpływem dodatnich temperatur powietrza. Stopniowy przybór wody trwa w Tatrach od 10 dni do 1,5 miesiąca, a na Podhalu od 3 dni do 2 tygodni. Wezbrania odwilżowe występują w zimie. Są one wywołane dodatnimi temperaturami powietrza powodującymi częściowy zanik pokrywy śnieżnej.

Wezbrania termiczno-opadowe są odmianą wezbrań roztopowych, powiększonych przez opady. Pod wpływem obfitych opadów deszczowych następuje duży i szybki przybór wód. Spływ wód jest ułatwiony przez nieprzepuszczalne, nasycone wodą podłoże.

PRZEPLYWY POTOKÓW

Przeplwy potoków wykazują ścisły związek ze stanami wody. Przeplwy potoków tatrzańskich wahają się od kilku do 1500 l/sek. Przeplwy potoków obszarów krystalicznych i krystaliczno-morenowych: Tomanowego, Kościeliskiego w górnym biegu, Jarząbczego, Starorobociańskiego, Chochołowskiego w górnym biegu, wynoszą przy średnim stanie 100—300 l/sek. Największy przepływ osiągają potoki u wylotu z Tatr, a mianowicie Potok Chochołowski około 1,2 m³/sek, Potok Kościeliski około 1,5 m³/sek (ryc. 12).

W ostatnich latach przepływy potoków, a zwłaszcza Kościeliskiego, wykazują tendencję do zmniejszenia. Jest to prawdopodobnie wywołane obniżeniem poziomu wód krasowych, zaobserwowanym w 1958 r. i zmniejszonym zasilaniem z tego zbiornika. Przy postępującym obniżaniu poziomu wód podziemnych należy się liczyć z dalszym zmniejszeniem przepływu.

Przeplwy potoków podhalańskich wahają się od niewielkich, nie przekraczających 1 l/sek na drobnych, często okresowych ciekach, do 200 l/sek na potokach średniej wielkości (Molkówka, Magura, Dzianiski). Przepływ największych potoków (Rogoźnik Wielki) osiąga 1 m³/sek [101].

Tabela 12

Wielkość średnich przepływów (Q)

Nazwa potoku	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	Rocznie
Potok Kościeliski	0,903	0,789	0,920	0,900	0,745	1,538	3,315	2,525	2,218	1,586	1,052	0,996	1,458
Czarny Dunajec	1,896	1,982	1,819	1,774	1,840	5,000	7,290	5,808	5,101	3,490	2,314	2,092	3,520



Ryc. 12. Mapa przepływów. Potoki o przepływie w l/sek

1 — do 10, 2 — 10—50, 3 — 50—100, 4 — 100—200, 5 — 200—500, 6 — 500—1000, 7 — 1000—3000, 8 — powyżej 3000, 9 — całkowity zanik przepływu, 10 — zmniejszenie przepływu

Średni przepływ Czarnego Dunajca w profilu końcowym (w Chochołowie) wynosi $3,520 \text{ m}^3$ (tab. 12). Średnie miesięczne przepływy nawiązują w swoim przebiegu do przepływu potoków tatrzańskich. Z biegiem rzeki zanika wpływ potoków tatrzańskich, a wzrasta wpływ potoków pogórskich z fliszowego Podhala, co powoduje zwiększenie wahań przepływów.

Miarą wahań przepływów jest stosunek przepływu maksymalnego do minimalnego. Stosunek przepływów maksymalnych do minimalnych u potoków podhalańskich jest o wiele wyższy niż u potoków tatrzańskich, większe są również wahania przepływów. Maksymalny przepływ Potoku Kościeliskiego przewyższa 11 (1954 r.) do 142 (1949 r.) razy przepływ minimalny. Wahania te w porównaniu z innymi rzekami karpackimi są nieduże. Maksymalny przepływ Dunajca w Czorsztynie przewyższa 445 razy minimalny, Wisły w Goczałkowicach 227, Sanu w Dynowie 620 razy [64]. Maksymalny przepływ Białej Dunajcowej przewyższa 3300 razy przepływ minimalny.

ZMIANY WIELKOŚCI PRZEPŁYWU Z BIEGIEM RZEKI

Pomiary przepływu wykonane jednocześnie w różnych przekrojach cieku i przy różnych stanach wody wykazują, że wielkość przepływu podlega zmianom nie tylko w czasie, lecz także z biegiem rzeki, w miarę powiększania się zlewni i długości cieku (tab. 13). W pewnych przypadkach mimo wzrostu zlewni i długości cieku przepływ rzeki ulega zmniejszeniu. Ilustrują to następujące dane.

Pomiary wykonano 12. VI. 1957 r. przy stanie wody wyższym od średniego. Na całej długości Potoku Kościeliskiego obserwowany był wzrost przepływu. Przepływ na granicy obszaru krystalicznego (Hala Smytnia) wynosił $1,469 \text{ m}^3/\text{sek}$, na granicy obszaru krasowego (Kira Miętusia) $2,468 \text{ m}^3/\text{sek}$, u wylotu z Tatr $3,248 \text{ m}^3/\text{sek}$. Wynika z tego, że udział obszaru krystalicznego w zasilaniu cieku przy stanie wysokim w danym przypadku wynosił 45%, krasowego 31%, dolomitowo-lupkowego 24%. W tym samym czasie przepływ Potoku Chochołowskiego u wylotu z Tatr wynosił $1,974 \text{ m}^3/\text{sek}$, a w miejscu połączenia z Po-

tokiem Kościeliskim tylko 1,930 m³/sek. W dniach poprzedzających pomiar opady nie przekroczyły 12 mm, a przybór wody kilku centymetrów. Przepływ w części tatrzańskej kształtował się jeszcze pod wpływem wód pochodzących z płytkiej infiltracji po roztopach. W Rowie Podtatrzańskim, w którym roztopy i związany z nimi spływ wód nastąpiły wcześniej, podłoże było częściowo przesuszone i mogło wchłonać wody gubione przez potok.

6. VIII. 1957 r. Średni stan wody. Przepływ Potoku Kościeliskiego na granicy obszaru krystalicznego wyniósł 0,560 m³/sek, na granicy obszaru krasowego — 1,525 m³/sek, a u wylotu z Tatr tylko 1,334 m³/sek. Przy stanie średnim obszar krystaliczny dostarcza 30%, a obszar krasowy 70% wód potoku. W obszarze dolomitowo-lupkowym i częściowo w Rowie Podtatrzańskim zachodzi ucieczka wód w przepuszczalne aluwia. Pomiar przepływu Potoku Chochołowskiego na granicy obszaru krystalicznego wykazał 0,678 m³/sek, w krasowym początkowo zmniejszył się do 0,442 m³/sek, a na granicy obszaru krasowego wzrósł do 0,945 m³/sek, u wylotu z Tatr wyniósł 1,116, przy ujściu (Rów Podtatrzański) zmniejszył się do 0,997 m³/sek. Zmniejszenie przepływu było spowodowane gubieniem wody w uszczelinionych utworach krasowych oraz w przepuszczalnych aluwiach.

Przepływ Czarnej Dunajki mierzony na Kojsołkach wyniósł 2,535 m³/sek, a więc tyle ile łączny przepływ Potoku Kościeliskiego i Chochołowskiego powiększony o przepływ dopływów: Lejowego i Molkówki. W profilu końcowym przepływ wskutek gubienia wody w aluwiach uległ zmniejszeniu do 2,245 m³/sek.

W ogólnym bilansie obszar tatrzański dostarczył 96% wód do ciek, obszar podtatrzański mimo gubienia wody przez rzekę wykazał pewną dostawę w wysokości 4%, w obszarze pogórskim przepływ uległ zmniejszeniu o 19%.

16—20. VIII. 1957 r. Stan wody kształtował się poniżej średniego. Opady w dniach poprzedzających pomiar nie przekroczyły 7 mm. 19. VIII notowany opad wyniósł 19 mm. Potok Kościeliski na całej

Tabela 13

Jednoczesne pomiary przepływu w różnych profilach w m³/sek
(wykonane w 1957 r.)

Potok Kościeliski	Data pomiaru			
	12. VI	6. VIII	19. VIII	5. IX
Stan wodowskazu	136	127	124	133
Hala Smytnia	1,469	0,560	0,313	0,657
Brama Kraszewskiego	1,640	1,280	0,533	0,739
Poniżej Lodowego Źródła	—	1,525	0,888	1,394
Kira Miętusia	2,468	—	0,998	1,574
Profil wodowskazowy	3,248	1,334	1,005	1,974
Potok Chochołowski	13. VI	7. VIII	16. VIII	11. IX
Zawiesista	—	0,678	0,378	0,726
Powyżej Wywierzyska Chochołowskiego	—	0,442	0,196	—
Poniżej Wywierzyska Chochołowskiego	—	0,945	0,494	0,836
Siwe Turnie	1,974	1,116	0,790	—
Połączenie z Kirową Wodą	1,930	0,997	0,594	0,927
Czarna Dunajec		9. VIII	20. VIII	14. IX
Kojsołki		2,535	1,556	2,317
		2,245	2,070	3,417

długości wykazał wzrost przepływu. Obszar krystaliczny dostarczył 31% wód. Obszar krasowy — wierchowy (po uwzględnieniu przepływu Potoku Miękusiego) 67—69%. Obszar reglowy, dolomitowo-łupkowy nie wykazał dostawy wód. W Potoku Chochołowskim (z wyjątkiem odcinka stałego gubienia wody w obszarze krasowym) obserwowano przyrost przepływu na całej długości ciek. Ubytek wody wskutek ginięcia w aluwacjach w Rowie Podtatrzańskim wynosił 9%.

5. 9. 1957 r. Stan wody powyżej średniego wywołany dwudniowymi opadami w wysokości 38 mm. W Potoku Kościeliskim na całej długości obserwowany był wzrost przepływu. Obszar krystaliczny dostarczył 33% ogólnej ilości wód, obszar krasowy 45%, obszar dolomitowo-łupkowy 22% wód. W Potoku Chochołowskim na całej długości obserwowany był wzrost przepływu (pomiar przeprowadzony był kilka dni później).

Pomiar przeprowadzony na Czarnym Dunajcu w dniu 14. IX. 1957 r., po jednodniowym opadzie o wysokości 9 mm, wykazał wzrost przepływu i dostawę wód zarówno z obszaru Rowu Podtatrzańskiego, jak i z pogórza. Dopływ wód z pogórza wyniósł 33%. Świadczy to o dużej szybkości spływu wody po utworach nieprzepuszczalnych i o małej ich retencji.

Powyższe przykłady świadczą, że zmiany wielkości przepływu z biegiem rzeki mogą przyjmować wartości dodatnie lub ujemne. Wzrost wielkości przepływu następuje w wyniku zasilania rzeki w wodę dostarczaną przez dopływy lub przez wody podziemne bądź to w postaci wydajnych źródeł, bądź też dokorytowego dopływu. Zmniejszenie przepływu na pewnych odcinkach może być następstwem gubienia wody w przepuszczalnych utworach podłoża. Wielkość strat zależy od aktualnego stanu retencji podłoża i stopnia jego nasylenia wodą.

Gubienie wody przez potoki w przepuszczalnych utworach podłoża jest zjawiskiem powszechnym zwłaszcza przy niskich i średnich stanach wody. Przy wysokich stanach wody zjawisko to zanika wskutek zmiany warunków retencji podłoża nasyconego wodą. Jest ono obserwowane w Potoku Kościeliskim na obszarze krasowym w uszczelinionym, wapiennym podłożu, między Halą Smytnią a Pisaną. W okresie zimowym dochodzi do całkowitego zaniku przepływu powierzchniowego, a woda wydostaje się na powierzchnię dopiero poprzez wypływ na Hali Pisanej i wypływy poniżej Raptawickiej Turni. Od 1958 r. po letnim wezbraniu obserwowano zjawisko całkowitego zaniku przepływu powierzchniowego także w okresie letnim i jesiennym. Świadczy to o obniżeniu poziomu wód krasowych.

Gubienie wody w krasowym podłożu obserwuje się także w Potoku Chochołowskim powyżej Bramy Zawiesistej, gdzie część wód potoku przepływa podziemnie przez jaskinię Rybią, na odcinku kilkudziesięciu metrów, i wydostaje się powtórnie na powierzchnię w Bramie Zawiesistej. Ubytek wód poniżej Bramy Zawiesistej dochodzi do 100% w zimie, a do 50% w lecie. Gubiona woda wydostaje się na powierzchnię częściowo w korycie rzeki powyżej wywierzyiska, a częściowo w Wywierzyisku Chochołowskim i w małym wywierzyisku po lewej stronie potoku.

Gubienie wód obserwuje się u wylotu potoków tatrzańskich na przedpole, zwłaszcza w przepuszczalnych utworach teras i stożków napływowych. Ilość gubionej wody dochodzi do 25%. Zjawisko to wyraźnie występuje w Potoku Chochołowskim i Lejowym. Z gubieniem wody w przepuszczalnych utworach aluwialnych spotykamy się także w Czarnym Dunajcu, głównie w okresie niskich stanów wody; przy stanach średnich obserwowany jest niewielki wzrost przepływu. Ilość gubionej wody dochodzi do 20%.

Zjawisko gubienia wody w utworach fluwioglacjalnych jest notowane w Potoku Kościeliskim na Hali Ornak i w Potoku Chochołowskim na Polanie Chochołowskiej. Jest ono obserwowane także w dorzeczu Białego Dunajca [110] oraz po południowej, słowackiej stronie Tatr w dorzeczu Popradu Potoki tatrzańskie z reguły całkowicie lub częściowo gubią wodę w stożkach napływowych. Zjawisko to obserwuje się także w potokach podhalańskich.

UDZIAŁ POSZCZEGÓLNYCH REGIONÓW W ZASILANIU POTOKÓW W WODĘ

W Tatrach główną rolę w zasilaniu w wodę Potoku Kościeliskiego odgrywa obszar wierchowy — krasowy, który przy niskich i średnich stanach dostarcza około 70% ogólnej ilości wody. Pozostała część, tj. 30%, pochodzi z obszaru krystalicznego. Przy wysokich stanach wody najwięcej (33—46%) wody dostarcza obszar krystaliczny, następnie krasowy (35—45%), a najmniej dolomitowo-łupkowy (13—24%). Zaznacza się więc wyraźnie dodatni, wyrównujący wpływ obszaru krasowego na przebieg stanów wody i przepływów, wynikający z dużej retencji zlewni krasowej. Dostawa wód z obszaru krystalicznego przy niskich i średnich stanach wody jest mniejsza, natomiast wzrasta przy wysokich. Świadczy to o mniejszej retencji obszaru i większej szybkości spływu.

Obszar dolomitowo-łupkowy nie odgrywa żadnej roli w zasilaniu potoku w wodę przy stanach niskich i średnich, natomiast powiększa znacznie wielkość przepływu przy stanach wysokich. Dowodzi to mniejszej retencji obszaru i szybkiego spływu. Na obszarze dolomitowo-łupkowym i krystalicznym spływ jest szybszy niż na obszarze krasowym. Jest to spowodowane różnymi warunkami retencji.

Trochę odmiennie kształtują się stosunki w zlewni Potoku Chochołowskiego, gdzie głównym dostawcą wody przy stanach niskich, średnich i wysokich jest obszar krystaliczny. Ilość dostarczanej wody przy niskich i średnich stanach wynosi 48—60%, przy wysokich wzrasta do 80%. Dostawa z obszaru krasowego jest mniejsza, lecz bardziej stała. Stanowi ona 15—25% ogólnej ilości wód. Dostawa wód z obszaru dolomitowo-łupkowego wynosi 15—25%.

W czym należy szukać przyczyny różnic między zasilaniem Potoku Kościeliskiego i Chochołowskiego? Zlewnie wykazują podobieństwo w zasadniczych cechach klimatycznych, orograficznych i w charakterze szaty roślinnej. Podobna jest także budowa geologiczna. Potoki płyną przez obszary zbudowane z utworów o zbliżonej przepuszczalności. Różnią się one natomiast typem zasilania obydwu potoków, wynikającym z różnicy wielkości poszczególnych obszarów zasilania. Powierzchnia obszaru krasowego jest w zlewni Potoku Kościeliskiego (16 km²) dwukrotnie większa niż w zlewni Potoku Chochołowskiego (8 km²). Potok Kościeliski wykazuje ponadto dodatkowe zasilanie podziemnymi wodami krasowymi spoza dorzecza, a w zlewni Potoku Chochołowskiego istnieje możliwość odpiływu wód krasowych do sąsiednich zlewni. O reżimie Potoku Chochołowskiego decyduje obszar krystaliczny, zajmujący największą powierzchnię (19,6 km²). Potok Kościeliski można nazwać potokiem o krasowo-morenowym typie

zasilania, a Potok Chochołowski potokiem o morenowo-krasowym typie zasilania. Różny sposób zasilania potoków jest przyczyną większego wyrównania przepływów Potoku Kościeliskiego oraz większych wahań Potoku Chochołowskiego.

W tatrzańskiej części dorzecza Czarnego Dunajca obszar krystaliczny dostarcza 38% wody, krasowy — 48% i dolomitowo-łupkowy — 14%.

Czarny Dunajec jest rzeką o złożonym systemie zasilania. Największy udział w zasilaniu w wodę ma region tatrzański. Przy niskich i średnich stanach wody dostarcza on około 90% ogólnej ilości wody. Region podhalański dostarcza pozostałą ilość tj. około 10%. Zlewnia pogórska bywa często, zwłaszcza w okresie niżówek, deficytowa. Przy wysokich stanach wody potoki pogórskie dostarczają 30% ogólnej ilości wód Czarnego Dunajca. W dalszym biegu rzeki zaciera się wpływ zasilania wodami tatrzańskimi, natomiast wzrasta wpływ zasilania wodami fliszowego pogórza.

WIELKOŚĆ ODPLYWU

Odływ z dorzecza Potoku Kościeliskiego obliczony dla dziesięciolecia 1949—1958 wynosi 46 032 729 m³ rocznie. W poszczególnych latach odływ wahał się od 32 718 384 (1950) do 59 463 504 m³ (1955) (tab. 14). Uzyskana wartość odplywu średniego jest mniejsza o 22% niż obliczona przez I. Gieysztor [22]. Różnica ta wynika z innego przebiegu krzywej objętości przepływów, do konstrukcji której Gieysztor wykorzystwała tylko 6 pomiarów przepływu.

Z analizy odplywów miesięcznych Potoku Kościeliskiego wynika, że odływ półrocza letniego przewyższa dwukrotnie odływ półrocza zimowego. Jest to charakterystyczne dla rzek górskich. Odływ miesięczny osiąga najwyższe wartości w maju i w czerwcu pod wpływem roztopów w Tatrach, najniższy notowany jest w miesiącach

Odływ w latach

Zlewnia Potoku Kościeliskiego	XI	XII	I	II	III	IV
1949	1 959 552	1 590 624	1 961 712	1 061 902	1 391 904	5 797 440
1950	2 299 968	2 344 032	3 399 840	1 750 464	1 499 904	4 380 048
1951	3 115 152	3 107 376	1 924 128	1 568 592	2 061 072	3 816 720
1952	1 521 936	1 762 992	1 419 984	1 046 304	2 130 624	8 074 080
1953	3 724 272	2 074 464	1 855 440	1 627 344	1 698 192	3 848 256
1954	1 894 752	1 061 056	2 641 680	3 623 184	1 750 032	1 912 896
1955	2 384 640	2 333 664	2 156 112	2 171 664	2 335 264	2 218 752
1956	2 101 249	1 657 326	1 490 401	5 486 832	2 051 136	3 818 190
1957	2 220 481	1 892 161	2 337 121	1 797 121	3 097 441	3 553 761
1958	2 019 601	2 492 641	5 469 120	1 859 760	2 218 320	2 466 720
1949—1958	2 324 160,3	2 111 633,6	2 465 553,8	2 200 616,7	2 025 388,9	4 188 686,3
%	5,06	4,6	5,35	4,8	4,3	9,1
Dorzecze Czarnego Dunajca 1949—1958	4 914 432	5 308 589	4 872 009	4 291 660	4 928 256	12 960 000

jesiennych i zimowych. W dorzeczu Czarnego Dunajca, podobnie jak w dorzeczu Potoku Kościeliskiego, najwyższy odpływ miesięczny obserwowany jest w maju. Wysokie wartości osiąga także odpływ w czerwcu, lipcu oraz kwietniu. Odpływ w kwietniu przewyższa odpływ w sierpniu. Jest to spowodowane wcześniejszym przebiegiem roztopów na Podhalu.

Odpływ z pozostałej części Tatr, czyli ze zlewni Potoku Chochołowskiego i Lejowego, jest zbliżony do odpływu ze zlewni Potoku Kościeliskiego. Różnicę wielkości odpływu ze zlewni Potoku Kościeliskiego i Chochołowskiego wyrównuje odpływ ze zlewni Potoku Lejowego. Dlatego wielkość odpływu z tatrzańskiej części dorzecza Czarnego Dunajca można w przybliżeniu oszacować na 90 mln m³ wody rocznie z obszaru Podhala — 16 mln m³, a z całego dorzecza 106 mln m³ wody. Główną rolę w kształtowaniu się odpływu w górnej części dorzecza Czarnego Dunajca odgrywa region tatrzański.

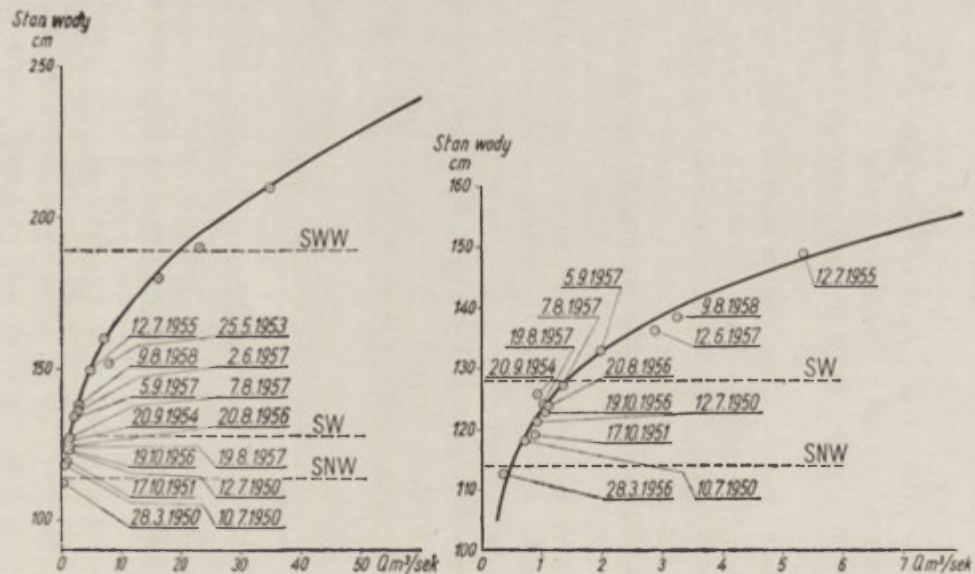
Odpływ wykazuje wyraźny związek z opadami, za którymi postępuje z pewnym opóźnieniem. Współczynnik odpływu określający stosunek odpływu do opadu nie podlega jednak tej regule. W latach suchych wykazuje on zazwyczaj większe wartości (odwrotnie niż odpływ), natomiast mniejsze w latach wilgotnych. Wyższą wartość współczynnika odpływu w latach suchych można wytłumaczyć wzmocnionym zasilaniem przez wody podziemne.

Niezależnie od zmian w czasie, współczynnik odpływu wykazuje duże zróżnicowanie w poszczególnych zlewniach, w zależności od warunków orograficznych i retencji zlewni. Najwyższym współczynnikiem odpływu w dorzeczu Czarnego Dunajca charakteryzują się wysokogórskie zlewnie tatrzańskie, w których wskutek dużego nachylenia następuje szybki spływ wód. Duży współczynnik odpływu ze zlewni tatrzańskich (ponad 0,70) wpływa na wielkość współczynnika odpływu w dorzeczu Czarnego Dunajca

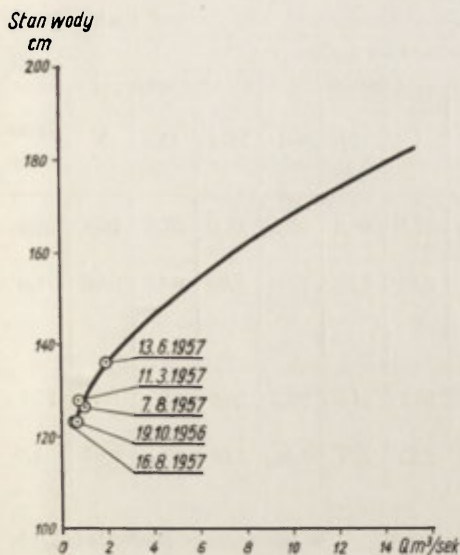
1949—1958 w m³

Tabela 14

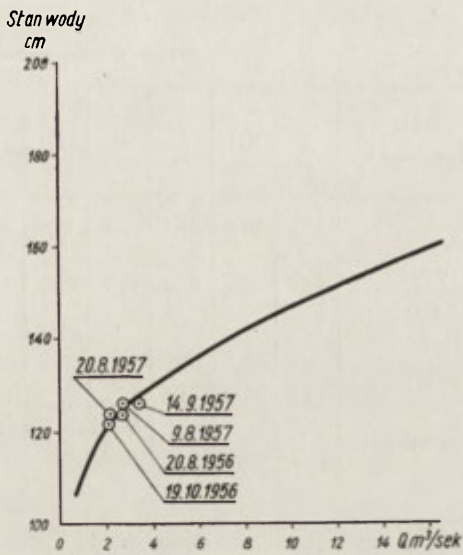
V	VI	VII	VIII	IX	X	Rocznie
6 883 056	4 278 960	1 806 736	7 435 584	2 422 224	1 836 000	54 699 321
3 297 888	2 273 184	2 045 952	4 359 312	2 414 016	2 653 776	32 718 384
14 960 160	7 639 920	3 506 112	2 261 088	1 879 200	1 811 376	47 650 896
7 879 248	6 452 784	2 849 472	1 802 304	2 824 416	4 658 688	42 422 823
9 247 824	6 935 760	4 293 216	4 342 876	3 389 472	2 705 616	45 742 752
7 964 352	4 556 304	4 901 472	2 966 544	2 291 388	2 219 661	38 583 216
11 564 640	11 322 720	6 858 432	10 057 392	3 659 904	2 380 320	59 463 504
8 496 231	9 859 968	4 745 607	2 094 401	2 203 201	2 369 521	47 174 063
8 174 563	4 537 563	5 529 600	3 298 321	3 367 441	2 758 321	42 563 456
10 322 640	7 600 729	5 750 611	3 071 520	2 818 800	3 218 400	49 308 862
8 879 060,2	6 545 745,3	5 854 783,7	1 248 936,2	2 727 000,2	2 660 163,4	46 032 728,6
19,3	14,2	12,6	9,23	5,93	5,8	100%
19 525 536	15 034 336	13 662 518	9 347 616	5 997 888	5 603 213	106 466 053



Ryc. 13. Krzywe objętości przepływów Potoku Kościeliskiego w Kościelisku



Ryc. 14. Krzywa objętości przepływów Potoku Chocholowskiego w Witowie



Ryc. 15. Krzywa objętości przepływów Czarnego Dunajca w Chocholowie

(0,63). Współczynnik odpływu z fliszowych zlewni podhalańskich jest mniejszy (0,55). Najwyższym współczynnikiem odpływu (ponad 0,80) charakteryzują się krasowe zlewnie tatrzańskie, odznaczające się dużą retencją i dużymi zasobami wody. Zasilanie wodami podziemnymi pochodzącymi z innych dorzeczy wpływa także na zwiększenie współczynnika odpływu w zlewniach krasowych.

O d p ł y w j e d n o s t k o w y. Średni roczny odpływ jednostkowy ze zlewni Potoku Kościeliskiego wynosił 38,6 l/sek/km² i wahał się w poszczególnych latach od 27,4 (1950) do 51,2 l/sek/km² (1955). Podobną wielkość odpływu jednostkowego — 38,32 l/sek/km² — podaje S a w i c k i [83]. Różnica jest prawdopodobnie większa, nie przekracza jednak 10%, gdyż Sawicki uwzględnił prawdopodobnie rzutowaną powierzchnię zlewni. Uzyskany przez Gieysztor [22] wynik 54,1 l/sek/km² wydaje się zbyt wysoki.

Średni miesięczny odpływ jednostkowy ze zlewni Potoku Kościeliskiego kształtował się w wysokości od 21,9 (marzec) do 95,7 l/sek/km² (maj) (tab. 15). Wysoki odpływ w maju świadczy o dużej retencji pokrywy śnieżnej i małej retencji nasyconego wodą podłoża.

Minimalny odpływ jednostkowy wynosił 8 l/sek/km², maksymalny — 1600 l/sek/km².

Odpływ jednostkowy z regionu tatrzańskiego jest mniejszy niż ze zlewni Potoku Kościeliskiego, wynosi przeciętnie 30 l/sek/km². Wykazuje on zmianę ze wzrostem powierzchni dorzecza. W dorzeczu Czarnego Dunajca wynosił 27,1 l/sek/km². W poszcze-

Tabela 15

Odpływ jednostkowy (q) w l/sek/km²

Potok Kościeliski	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	Rocz- nie
q	23,9	20,8	24,3	23,8	19,9	40,5	87,5	66,8	58,5	42,0	27,8	26,4	38,6
$\frac{q \text{ mies.}}{q \text{ r.}}$	0,62	0,54	0,63	0,62	0,52	1,05	2,27	1,73	1,50	1,08	0,72	0,68	1,0
Czarny Dunajec													
q	14,6	15,2	14,0	13,6	14,2	38,5	56,1	44,7	39,2	26,0	17,8	16,1	27,1
$\frac{q \text{ mies.}}{q \text{ r.}}$	0,58	0,61	0,55	0,54	0,56	1,52	2,22	1,77	1,56	1,06	0,71	0,64	1,0

gólnych miesiącach wahał się od 13,7 do 56 l/sek/km². W zlewniach podhalańskich odpływ jednostkowy jest mniejszy i wynosi od 8 do 25 l/sek/km². W wielkości odpływu jednostkowego Czarnego Dunajca przejawia się wpływ zasilania przez potoki tatrzańskie. Odpływ jednostkowy Rogoźnika Wielkiego, potoku podhalańskiego, o tej samej powierzchni zlewni, jest trzykrotnie mniejszy.

ODPŁYW GRUNTOWY

W powierzchniowym odpływie wód z dorzecza biorą udział wody podziemne, stanowiące tzw. odpływ gruntowy, oraz wody opadowe odprowadzane bezpośrednio przez potoki. Tę część odpływu, zwaną niekiedy odpływem powierzchniowym, nazwano odpływem terenowym. Nazwa ta wydaje się słuszniejsza, gdyż oprócz odpływu powierzchniowego (odpływ gruntowy + odpływ terenowy) może zachodzić równolegle podziemny odpływ wód ze zlewni.

Odpływ gruntowy jest miarą czynnej retencji zlewni oraz zasobów wód podziemnych. Wielkość odpływu gruntowego określono na podstawie wydajności źródeł oraz analizy minimalnych stanów wody i przepływów. Z pewnym uproszczeniem można stwierdzić, że wielkość miesięcznego odpływu gruntowego odpowiada minimalnemu odpływowi miesięcznemu. Odpływ gruntowy ze zlewni Potoku Kościeliskiego wynosi 60,5% odpływu powierzchniowego, tj. 797 mm rocznie. Poprzez źródła odpływa 600 mm (75%), bezpośrednie zasilanie potoków przez wody gruntowe wynosi 197 mm [114] (tab. 16).

Odpływ gruntowy, osiągający w Tatrach duże wartości, zmniejsza się znacznie na Podhalu. W Rowie Podtatrzańskim odpływ źródłany wynosi zaledwie 35 mm, na Pogórzu Gubałowskim około 100 mm. Dużą rolę, zwłaszcza w Rowie Podtatrzańskim, odgrywa bezpośrednie zasilanie rzeki przez wody podziemne, mimo to odpływ gruntowy

na Podhalu jest znacznie mniejszy niż w Tatrach. Jest to spowodowane mniejszą zasobnością zbiorników wód podziemnych.

Udział odpywu gruntowego w odpywie powierzchniowym określa współczynnik odpywu gruntowego, najwyższy w miesiącach zimowych (0,70—0,80), kiedy potoki są niemal wyłącznie zasilane przez wody gruntowe. Niekiedy jednak w zimie w czasie odwilży notowany jest duży odpyw terenowy. Spływ ułatwiony jest przez zamrożone podłoże. Z tego powodu współczynnik odpywu wielkich wód zimowych jest zazwyczaj wyższy od współczynnika odpywu letnich wielkich wód [63].

Tabela 16

Bilans wodny zlewni Potoku Kościeliskiego
dla okresu dziesięciolecia 1949—1958 w mm

Składniki bilansu	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	Rocznie
Opady	86,0	89,0	86,0	77,5	91,0	111,0	146,0	237,5	207,0	182,5	124,5	102,0	1540,0
Odpyw	67,9	61,2	71,4	63,8	58,5	115,5	256,4	187,5	171,5	123,1	78,9	77,3	1333,0
Odpyw gruntowy	54,5	53,3	45,1	39,1	39,4	55,1	125,5	184,0	83,1	69,0	58,0	60,3	794,7
Deficyt odpywu	18,1	27,8	14,6	13,7	32,5	-4,5	-110,4	50,0	35,5	59,4	45,6	24,7	207,0
Parowanie	8,4	7,2	9,4	9,3	14,6	25,2	44,9	51,5	45,2	41,8	30,5	17,0	305,0
Zmiany retencji	9,7	20,6	5,2	4,4	17,9	-29,7	-155,3	-1,5	-9,7	17,6	15,1	7,7	-98,0

I. Gięsztor [22] na podstawie krzywej wysychania szacuje odpyw gruntowy ze zlewni Potoku Kościeliskiego na 65%. Wynik ten nie budziłby zastrzeżeń, gdyby nie to że autorka podaje identyczny odpyw gruntowy ze zlewni Białki Tatrzańskiej. Potok Kościeliski wykazuje jednak dodatkowe zasilanie wodami podziemnymi spoza dorzecza i dlatego odpyw gruntowy z jego zlewni powinien być większy niż ze zlewni Białki.

Wysoka wartość współczynnika odpywu gruntowego w regionie tatrzańskim, nie spotykana na ogół w zlewniach górskich, świadczy o dużej retencji obszaru i udziale wód podziemnych w zasilaniu potoków. Fakt ten zasługuje tym bardziej na podkreślenie, ponieważ w obszarach źródłowych — wskutek większych opadów, nachyleń i spadków wpływających na zwiększenie spływu — współczynnik odpywu gruntowego ulega zwykle zmniejszeniu. Szczególnie duży odpyw gruntowy notowany jest w zlewniach o charakterze krasowym.

KLASYFIKACJA POTOKÓW

Za podstawę klasyfikacji potoków w dorzeczu Czarnego Dunajca przyjęto system zasilania. Decyduje on o przebiegu stanów wody i przepływów, czyli

o ich reżimie. Wyróżniono potoki o prostym i złożonym systemie zasilania. Do pierwszej grupy zaliczono potoki o jednolitym, a do drugiej potoki o zmieniającym się z biegiem systemie zasilania, wskutek zmian w stosunkach odpływu i retencji.

W zasilaniu potoków w wodę biorą udział opady deszczowe i śnieżne oraz wody podziemne. Można więc mówić o deszczowym, śnieżnym oraz gruntowym typie zasilania. Wśród potoków o prostym reżimie wyróżniono:

1. Gruntowo-śnieżno-deszczowe. Należą do nich potoki o przewodze zasilania gruntowego. Odpływ gruntowy jest większy niż 50%, a odpływ w maju oraz czerwcu jest większy niż w lipcu. Do tego typu należą wysokogórskie potoki tatrzańskie zasilane ze zbiorników krasowych i morenowych (Kościeliski, Miętusi).

2. Śnieżno-gruntowo-deszczowe. Charakteryzuje je odpływ gruntowy 40–50%. Odpływ w maju oraz czerwcu przewyższa odpływ w lipcu. Do grupy tej należą wysokogórskie potoki tatrzańskie, krystaliczno-morenowe (Chochołowski w górnym biegu, Jarząbczy, Starorobociański, Tomanowy, Kościeliski w górnym biegu).

3. Śnieżno-deszczowo-gruntowe. Odpływ gruntowy jest mniejszy niż 40%. Należą tu wysokogórskie potoki krystaliczne, których odpływ w maju oraz w czerwcu jest większy niż w lipcu (Iwaniacki, Smreczyński, dopływy potoków Chochołowskiego i Kościeliskiego z obszaru krystalicznego) oraz te potoki reglowe, które wykazują wyższy odpływ w kwietniu niż w lipcu (Lejowy).

4. Deszczowo-śnieżno-gruntowe. Odpływ gruntowy jest mniejszy niż 40%. Odpływ w miesiącach wiosennych (roztopowy) jest równy lub mniejszy niż w miesiącach letnich (deszczowy). Tu należą potoki podhalańskie oraz drobne potoki reglowe.

Do cieków o złożonym systemie zasilania należy Czarny Dunajec, który w tatrzańskim biegu wykazuje reżim gruntowo-śnieżno-deszczowy, a na obszarze Podhala początkowo śnieżno-gruntowo-deszczowy, a następnie śnieżno-deszczowo-gruntowy.

BILANS WODNY DORZECZA

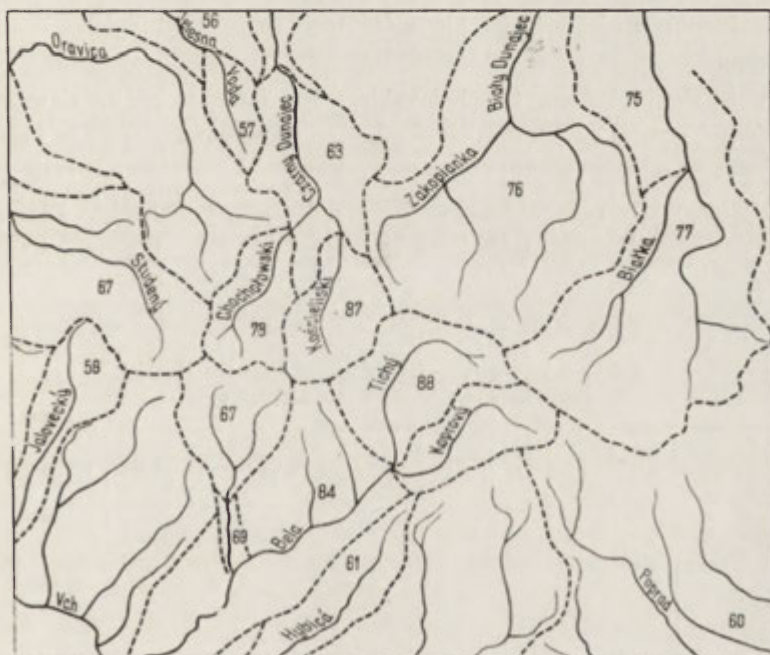
Bilans wodny przedstawia wzajemny układ opadów, odpływu, parowania i retencji w badanym dorzeczu [10]. Został on obliczony dla dziesięciolecia 1949–1958. Wielkość poszczególnych składników bilansu wodnego, opadów, odpływu i odpływu gruntowego obliczono, z wyjątkiem parowania (wyznaczonego ze wzorów empirycznych), na podstawie pomiarów, natomiast zmiany retencji z różnicy między opadami a odpływem i parowaniem — zgodnie z równaniem bilansowym P e n c k a [66, 79]. Ze względu na małą powierzchnię zlewni i górski charakter obszaru możliwość stosowania wzorów empirycznych dla obliczenia bilansu wodnego i jego poszczególnych składników jest bardzo ograniczona. Wyniki obliczeń zestawiono w tabelach 16–18. Bilans wodny dorzecza na tle bilansu wodnego innych zlewni tatrzańskich (ryc. 16) oraz niektórych alpejskich przedstawia tabela 19.

Badania wykazały, że bilans wodny nie jest jednakowy dla całego badanego obszaru. W tatrzańskiej części dorzecza opady wynoszą 1540 mm, straty 260 mm. Odpływ jest

bardzo duży, wynosi 1280 mm, współczynnik odpływu 0,83. Tak wysokie współczynniki odpływu notowane są w wysokogórskich zlewniach alpejskich [58, 64, 78], pirenejskich [64] oraz Tatr słowackich [90].

Bilans wodny poszczególnych zlewni jest także zróżnicowany. W zlewni Potoku Kościeliskiego odpływ wynosi 1333 mm, a współczynnik odpływu — 0,87. Z obliczeń wynika, że straty w zlewni Potoku Kościeliskiego są mniejsze niż parowanie, a tym samym istnieje dodatkowe zasilanie zlewni w wodę. Przyczyną tego zjawiska mogą być opady poziome, które w obszarach górskich osiągają znaczne wartości [17]. W tym przypadku jednak podobne zjawisko powinno występować w innych zlewniach tatrzańskich. Strat mniejszych niż parowanie nie zanotowano ani w tatrzańskiej części dorzecza Popradu [69], ani w dorzeczu Jaworzyny i Białki Tatrzańskiej [22, 69]. Opady poziome nie mogą więc być przyczyną tego zjawiska. Ponieważ nie jest ono notowane w zlewniach zbudowanych z utworów krystalicznych, można je zawęzić do zlewni przynajmniej w części zbudowanych z utworów krasowych, w których krążenie wody może zachodzić na większej przestrzeni i w różnych kierunkach, niezależnie od przebiegu powierzchniowych działów wodnych.

Analiza stosunków wodnych w obszarze krasowym (rozdział o wodach w utworach krasowych) wykazuje, że jest on nadwyzkowy pod względem dostawy wody, a podziemna zlewnia Potoku Kościeliskiego jest powiększona o górną część zlewni Małej Łąki



Ryc. 16. Odpływ z dorzecza Czarnego Dunajca i dorzeczy sąsiednich (w procentach opadów)

i południowe stoki Ciemniaka i Krzesanicy. Bilans wodny pozwolił ustalić nadwyżkę w wysokości 98 mm, która odpowiada odpływowi gruntowemu ze zlewni krasowej o powierzchni 4—5 km², odznaczającej się dużą retencją. Potok Kościeliski jest zatem zasilany dodatkowo wodami podziemnymi z obszaru położonego na południo-wschód od swojej zlewni powierzchniowej. Określiwszy wielkość parowania w Tatrach na 260 do 350 mm, należy dodatkową dostawę wód do Potoku Kościeliskiego określić w granicach od 50 do 140 mm, co odpowiada zlewni o powierzchni od 3 do 7 km².

I. Gieysztor [22] oblicza, że dostawa wód z sąsiednich zlewni do Potoku Kościeliskiego wynosi 20 194 447 m³, tj. 433 mm rocznie. Powierzchnię dodatkowego obszaru alimentacyjnego określa na 19 km² i przypuszcza, że zlewnia podziemna Potoku Kościeliskiego rozciąga się w kierunku wschodnim. Założywszy, że dostawa wód z sąsiednich zlewni ma miejsce tylko poprzez zasilanie wodami podziemnymi, a odpływ gruntowy (zasilanie podziemne) w tym obszarze, według Gieysztora, wynosi 65%, to powierzchnia dodatkowego obszaru alimentacyjnego powinna wynosić nie 19 a 30 km², tzn. byłaby nieznacznie mniejsza od powierzchniowej zlewni Potoku Kościeliskiego.

Tak dużej powierzchni krasowej o głębokim, szczelinowym krążeniu wód nie ma we wschodniej części Tatr, odwadnianej przez wydajne wywierzyiska (Bystrej, Olczyjskie). W zlewni Potoku Cichego, po południowej słowackiej stronie Tatr, notowany jest wysoki współczynnik odpływu — 0,88 [90]. Ewentualny obszar podziemnej alimentacji Potoku Kościeliskiego nie może więc sięgać zbyt daleko w kierunku południowym.

Odpływ ze zlewni Potoku Chochołowskiego jest mniejszy niż ze zlewni Potoku Kościeliskiego i wynosi 1200 mm rocznie. Jest to spowodowane tym, że Potok Chochołowski jest w mniejszym stopniu zasilany wodami krasowymi. Istnieje tu także możliwość odpływu wód z dorzecza, z obszaru Bobrowca. Wielkość strat pozwala przypuszczać, że odpływ wód z dorzecza dochodzi do 30 mm rocznie (z powierzchni około 1,5 km²).

Tabela 17

Bilans wodny górnej części dorzecza Czarnego Dunajca
dla okresu dziesięciolecia 1949—1958 w mm

Składniki bilansu	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	Rocznie
Opady	75,5	70,4	68,8	64,2	79,2	97,1	130,3	212,4	192,9	167,9	117,5	91,8	1368,0
Odpływ	38,1	42,6	39,1	34,6	39,8	105,5	158,6	122,3	111,2	74,1	49,0	46,1	861,0
Deficyt odpływu	37,4	27,8	29,7	29,6	39,4	—8,4	—28,3	90,1	81,7	93,8	68,5	45,7	507,0
Parowanie	9,6	8,4	10,4	11,4	15,1	30,6	53,3	58,4	55,1	51,9	35,7	20,1	360,0
Zmiany retencji	27,8	19,4	19,3	18,2	24,3	—39,0	—81,6	31,7	26,6	41,9	32,8	25,6	147,0

W bilansie wodnym dorzecza Czarnego Dunajca (tab. 17) w porównaniu z bilansem zlewni tatrzańskich uderza wysokość strat. Składają się na nie: wzmożone parowanie, użytkowanie gospodarcze wody, które jednak nie jest duże, a mianowicie nie przekracza na Podhalu 200 000 m³ rocznie, oraz odpływ podziemny wskutek gubienia wody przez rzekę w aluwiach wypełniających dno doliny Czarnego Dunajca. O odpływie podziemnym świadczy zmniejszenie przepływu Czarnego Dunajca przy stanach niskich i średnich. Postępujący drenaż wód podziemnych przez rzekę przyczynia się do zmniejszenia zasobów wód podziemnych i pogłębienia stanów niżówkowych, a tym samym do powiększenia strat.

Obliczone dane bilansowe wykazują wyższe wartości niż obliczone za pomocą wzoru I s z k o w s k i e g o [9] oraz metody genetycznej K a j e t a n o w i c z a [31]. Wzory wykazują wartości zaniżone dla zlewni górskich (tab. 18).

Tabela 18

Zestawienie danych bilansowych dla dorzecza Czarnego Dunajca

Autor	Powierzchnia dorzecza w km ²	Średnia wysokość w m n.p.m.	Opady w mm	Odpływ w mm	Straty w mm	Współczynnik odpływu
Kajetanowicz	123,221	1160	1130	580	550	0,52
(Kajetanowicz, po uwzględnieniu rzeczywistych opadów)	123,221	1160	1368	848	520	0,62
I szkowski	123,221		1368	750	618	0,55
Ziemońska	123,221	1170	1368	861	507	0,63

W zestawieniu z danymi bilansowymi innych zlewni tatrzańskich i podhalańskich (tab. 19) obliczony bilans wodny badanego dorzecza wykazuje wartości zbliżone, co świadczy o jednolitym systemie wodnym tej części Tatr i Podhala. Charakterystyczna dla zlewni krasowych jest mała ilość strat i duży współczynnik odpływu, ponad 0,80

Tabela 19

Bilans wodny wybranych zlewni

Potok	Powierzchnia zlewni w km	Opad w mm	Odpływ w mm	Straty w mm	Współczynnik odpływu w %	Charakter zlewni
Dorzecze Dunajca						
Kościeliski w obrębie Tatr	34,1	1540	1333	207	86,8	wysokogórska, krasowo-krystaliczno-morenowa
Chochołowski w obrębie Tatr	35	1540	1200	340	78,0	wysokogórska, krystaliczno-morenowo-krasowa
Czarny Dunajec (do Chochołowa)	123,221	1328	861	507	63,0	górska, krystaliczno-krasowo-fliszowa

Potok	Powierzchnia zlewni w km	Opad mm	Odpyływ w mm	Straty w mm	Współczynnik odpływu w %	Charakter zlewni
Białka z Jaworzynką [69]	101,0	1460	1130	330	77,0	wysokogórska, krystaliczno-krasowa
Poprad (Matejovce) [69]	311,067	866	517	349	60,0	górska, krystaliczno-krasowo-fliszowa
Dorzecze Wagu [90]						
Czarny Wag	60,728	1055	520	535	49,0	
Baca	116,624	991	710	281	72,0	wysokogórska, krystaliczna
Tichy	57,452	1417	1252	165	88,0	wysokogórska, krystaliczno-krasowa
Koprova	31,283	1439	1211	228	84,0	wysokogórska, krystaliczna
Bela	105,858	1386	1170	216	84,0	wysokogórska, krystaliczno-krasowa
Bystrá	9,842	1068	665	403	62,0	wysokogórska, krystaliczna
Račkový (wodowskaz Račková Dolina)	34,900	1280	858	422	67,0	wysokogórska, krystaliczna
Račkový (ujście)	42,124	1223	839	384	69,0	
Jaloveski	50,736	1031	602	429	58,0	
Jelesná Voda	19,700	895	511	384	57,0	fliszowa
wod. Hladovka						
Jelesná Voda (ujście)	64,695	840	467	373	56,0	fliszowa
Studený	126,641	1148	769	376	67,0	krystaliczno-krasowo-fliszowa
Hybicá	45,035	844	511	333	61,0	krystaliczna
Dorzecze Innu [58]						
Pilzbach	309,0	1170	950	220	80	wysokogórska
Ötztaler Ache	893,0	1240	1030	210	83	wysokogórska
				(parowanie 250 mm)		
Malach	245,0	1200	900	300	77	wysokogórska
Sill	259,0	1300	880	420	67	wysokogórska
Ziller	1436,0	1480	1200	280	80	wysokogórska
Inn do Schalkelhof	2152,1	1240	930	310	75	wysokogórska
Inn od Schalkelhof do Insbrucka	3642,2	1237	830	407	67	wysokogórska
Inn od Insbrucka do Kufstein	3710,0	1432	980	452	69	wysokogórska

(Potok Tichy, Kościeliski, Bela). Współczynnik odpływu ze zlewni krystalicznych nie jest mniejszy niż 0,60, a niekiedy osiąga ponad 0,80, zwłaszcza w zlewniach wysokogórskich. Współczynnik odpływu ze zlewni fliszowych kształtuje się powyżej 0,55.

Z danych bilansowych wynika, że charakterystyczną cechą obszaru wysokogórskiego jest mała ilość strat oraz wysoki współczynnik odpływu. Wpływają na to warunki klimatyczne, powodujące zmniejszenie parowania, oraz rzeźba terenu, zwłaszcza duże nachylenia i spadki potoków przyczyniające się do dużego i szybkiego odpływu wód. Występujący w dorzeczu Czarnego Dunajca wysoki współczynnik odpływu (0,63) jest charakterystyczny dla dorzeczy górskich. Współczynnik odpływu powyżej 0,70 charakteryzuje dorzecza wysokogórskie. W dorzeczu Czarnego Dunajca wysokogórski charakter mają zlewnie potoków tatrzańskich.

REGIONY HYDROGRAFICZNE

Szczegółowa analiza zebranych materiałów hydrograficznych wykazuje, że cechą obszaru górskiego jest duża ilość opadów oraz duży odpływ, które decydują o jego spływowym charakterze. Ten typ obiegu wody pozwala wyróżnić obszar górski jako odrębną jednostkę hydrograficzną. Przedstawicielem tej „górskiej krainy hydrograficznej” jest karpacka część dorzecza Wisły, w której opady wynoszą ponad 700 mm rocznie, a współczynnik odpływu ponad 0,40.

Zróznicowanie opadów i odpływu wyrażające się w zmianie wielkości współczynnika odpływu pozwala na wydzielenie mniejszych jednostek hydrograficznych — regionów. Na przykładzie dorzecza Czarnego Dunajca wydzielono następujące regiony [112]:

I. Region tatrzański reprezentujący dorzecze wysokogórskie o współczynniku odpływu większym niż 0,70.

II. Region podhalański reprezentujący dorzecze górskie o współczynniku odpływu nie mniejszym niż 0,55.

Zróznicowanie hydrograficzne w obrębie regionów pozwala na wydzielenie jeszcze mniejszych jednostek hydrograficznych — subregionów. Za podstawę podziału przyjęto stosunek gęstości stałej sieci rzecznej do okresowej, który jest wykładnikiem stosunków retencji i odpływu w zlewni (tabl. II), podobnie jak współczynnik odpływu gruntowego lub odpływ jednostkowy. Wydzielenie subregionów na tej podstawie jest łatwiejsze i daje możliwość porównania z innymi obszarami, podczas gdy pozostałe kryteria wymagają szczegółowych studiów małych zlewni, a wskutek ich braku dają mniejsze możliwości porównawcze.

W regionie tatrzańskim wydzielono:

I A. Subregion krystaliczny, wysokogórski, o przewodzie stałej sieci rzecznej nad okresową, spływowo-infiltracyjnym charakterze i współczynniku odpływu gruntowego wynoszącym 0,40—0,50.

I B. Subregion wapienno-dolomitowy, wysokogórski (krasowy), o przewodzie okresowej sieci rzecznej nad stałą, infiltracyjnym charakterze i o współczynniku odpływu gruntowego wynoszącym 0,70.

I C. Subregion dolomitowo-łupkowy, średniogórski, o równowadze występowania stałej i okresowej sieci rzecznej, spływowo-infiltracyjnym charakterze i współczynniku odpływu gruntowego mniejszym niż 0,40.

W ramach regionu podhalańskiego wydzielono:

II A. Subregion aluwialno-łupkowy, kotlinowy, o allochtonicznej sieci rzecznej i dużej przewodze stałej sieci rzecznej nad okresową, infiltracyjno-spływowym charakterze i współczynniku odpływu gruntowego większym niż 0,40.

II B. Subregion piaskowcowo-łupkowy, średniogórski, o umiarkowanej przewodze stałej sieci rzecznej nad okresową, spływowym charakterze oraz współczynniku odpływu gruntowego mniejszym niż 0,25.

Podział ten różni się od wcześniejszego [109, 110], w którym w dorzeczu Czarnego Dunajca wydzielono trzy regiony: tatrzański, podtatrzański i podgórski. Na podstawie szczegółowej analizy materiałów i przyjętego kryterium podziału słuszniejsze wydaje się wydzielenie jednego regionu podhalańskiego na miejsce podtatrzańskiego i podgórskiego.

REGION TATRZAŃSKI

Region tatrzański zajmuje 60,7% powierzchni dorzecza Czarnego Dunajca. W części południowej, wierzhowej, reprezentuje on dorzecze wysokogórskie, w części północnej, reglowej — dorzecze średniogórskie.

Średnia wysokość obszaru wynosi 1390, maksymalna — 2175 m n.p.m. Średnie nachylenie stoków wynosi 25°25'. Utwory o dużej przepuszczalności zajmują 52,5% powierzchni. Są to uszczelinione wapienie i dolomity oraz pokrywy morenowe i rumowiskowe. Lasy reglowe i kosodrzewina zajmują 63,5% powierzchni.

Region tatrzański charakteryzuje duża ilość opadów biorących udział w obiegu wody, małe parowanie i straty oraz wysoki współczynnik odpływu. Ilość opadów w regionie tatrzańskim wynosi 1540 mm rocznie. Z tego około 80% odpływa ciekami. Te cechy charakteryzują obszar spływowy.

Mimo dużego odpływu uwarunkowanego rzeźbą terenu, dużymi nachyleniami stoków i spadkami rzek, retencja regionu tatrzańskiego jest znaczna. Świadczy o tym wysoki współczynnik odpływu gruntowego (0,60), rzadko notowany w górskich dorzeczach. Te cechy pozwalają określić region tatrzański jako spływowo-infiltracyjny. Duże zróżnicowanie w zakresie retencji i odpływu wynika ze zróżnicowanych warunków środowiska geograficznego.

Region tatrzański ma rozwinięty system wód podziemnych zarówno szczelinowych, jak i warstwowych. Wody podziemne dają początek licznym źródłom o wydajności nie spotykanej w obszarze fliszowego Podhala i fliszowych Karpat. Duża gęstość źródeł, charakterystyczna dla obszaru górskiego, wynosi 4,8 km².

Gęstość sieci rzecznej jest duża, mniejsza jednak niż w obszarze fliszowego Podhala. Gęstość stałej sieci rzecznej (0,980 km/km²) nieznacznie przewyższa okresową (0,772 km/km²). Dzięki dużej retencji obszaru i zasilaniu przez zasobne zbiorniki wód podziemnych, ciekі tatrzańskie charakteryzuje wyrównanie stanów wody.

Region tatrzański dostarcza rocznie około 90 mln m³ wody. Ilość dostarczanej z Tatr wody decyduje o reżimie Czarnego Dunajca w jego górnym odcinku. Wpływ ten przejawia się w wyrównaniu niskich i średnich stanów wód Czarnego Dunajca.

Subregion krystaliczny

Wysokogórski subregion krystaliczny obejmuje obszar tatrzańskiego trzonu krystalicznego, o rzeźbie glacialnej. Występuje tu największa wysokość bezwzględna (2175 m n.p.m.). Średnia wysokość obszaru wynosi około 1500 m n.p.m. Nachylenia stoków osiągają ponad 25°; mniejsze spotyka się w obrębie kotłów lodowcowych i dolin. Wzniesienia zbudowane są z utworów krystalicznych, kotły oraz doliny wypełnione są materiałem morenowym, fluwioglacjalnym i usypiskowym odznaczającym się dużą przepuszczalnością. Utwory przepuszczalne zajmują 32% powierzchni subregionu. Zalesienie (50,8%) jest mniejsze niż w pozostałych częściach Tatr.

Duże nachylenie terenu, duże wysokości względne oraz duża powierzchnia zajęta przez nieprzepuszczalne utwory stwarzają na tym obszarze dogodne warunki spływu wód opadowych. Spływ jest w pewnej mierze łagodzony przez występowanie lasów i kosodrzewiny, zajmujących tu mniejszą powierzchnię niż w pozostałej części Tatr. Dodatkowo wpływa na retencję wysoki procent opadów śnieżnych, długie zaleganie pokrywy śnieżnej oraz powolne jej zanikanie w okresie wiosennym.

Zasobne zbiorniki wód podziemnych mogą się tu tworzyć dzięki dużym rozmiarom kotłów glacialnych i znacznej szerokości zlodowaconych dolin wypełnionych morenami. Zbiorniki wód morenowych pełnią funkcję jezior w tej części Tatr Zachodnich. Wskutek dalej posuniętego rozwoju rzeźby i braku przegłębień w kotłach nie ma na tym obszarze warunków dla powstania zbiorników powierzchniowych — jezior. Głównym rezerwuarem wód podziemnych w tym obszarze są zbiorniki morenowe, zasoby których wynoszą około 7 mln m³. Zasilają one liczne źródła morenowe. Oprócz źródeł morenowych występują źródła skalne zasilane przez wody krążące w spękanej, przypowierzchniowej strefie utworów krystalicznych. Źródła subregionu krystalicznego dostarczają 600 l/sek wody. Wskutek płytkości zasilających je zbiorników wykazują one duże wahania wydajności oraz głębokie, zimowe niżówki. Gęstość źródeł jest duża — 7/km².

Obszar krystaliczny cechuje duża gęstość stałej sieci rzecznej wynosząca 1320 km/km². Przewyższa ona trzykrotnie okresową, która wynosi 0,488 km/km². Sieć rzeczna ma charakter koncentryczny. Potoki wykazują śnieżno-gruntowo-deszczowy system zasilania. Współczynnik odpływu gruntowego wynosi 0,40—0,50. Mniejszy udział wód gruntowych w zasilaniu potoków odbija się na przebiegu stanów wody, które wykazują większe wahania wydajności oraz głębokie niżówki zimowe (podobnie jak źródła).

Na podstawie sposobu zasilania potoków można określić obszar krystaliczny jako spływowo-infiltracyjny. Jest to zasługą glacialnej rzeźby, dzięki której mogą się tu tworzyć zasobne zbiorniki wód podziemnych. Obszar krystaliczny o rzeźbie fluwialnej reprezentuje reżim spływowy.

Prawie 48% wód Potoku Chochołowskiego pochodzi z subregionu krystalicznego, który decyduje o jego reżimie. W Potoku Kościeliskim tylko 30% wód pochodzi z tego subregionu.

W skład subregionu krystalicznego wchodzi: górna część zlewni Potoku Chochołowskiego, zlewnia Potoku Jarząbczego i Starorobociańskiego oraz górna część zlewni Potoku Kościeliskiego.

Subregion wapienno-dolomitowy (krasowy)

Subregion krasowy — wysokogórski — wiąże się z obszarem występowania uszczelinionych wapieni i dolomitów pasma wierzchowego. Odnacza się on równie dużymi wysokościami bezwzględными jak subregion krystaliczny, ma jednak mniejszą wysokość maksymalną (2123 m n.p.m.). Średnie nachylenia stoków osiągają ponad 25°, maksymalne ponad 70°. Utwory łatwo przepuszczalne zajmują aż 84,7% powierzchni. Ich powszechne występowanie stwarza szczególnie dogodne warunki retencji. Mniej natomiast korzystne jest występowanie dużych nachyleń ułatwiających spływ powierzchniowy. Jest on w dużej mierze łagodzony działaniem szaty roślinnej porastającej strome stoki. Lasy reglowe oraz płaty kosodrzewiny zajmują 64% powierzchni.

Dzięki dużej zdolności retencyjnej krasowego podłoża, w którym zachodzi głębokie, szczelinowe krążenie wody, tworzą się tu zasobne zbiorniki wód podziemnych. Rozcięcie skrasowiałego górotworu przez konsekwentnie spływające główne ciekі (Chochołowski, Kościeliski) powoduje drenaż wód podziemnych i ich wypływ na powierzchnię w postaci wydajnych wywierzysk. Zaznacza się wyraźny kontrast między bezwodnymi stokami, rozciętymi suchymi, subsekwentnymi dolinami, równoległymi do kierunku żył wodnych, a obfitującymi w wodę dolinami cieków głównych. Duża retencja obszaru krasowego decyduje o jego infiltracyjnym charakterze. Świadczy również o nim wysoki współczynnik odpływu gruntowego (ponad 0,70).

Mimo dużej retencji obszar krasowy charakteryzuje się znacznym odpływem. Współczynnik odpływu wynosi tu ponad 0,80. Wpływają na to duże nachylenia i spadki, które powodują szybki odpływ wód po ulewnych deszczach (opady o małej intensywności wsiąkają w przepuszczalne podłoże), a także duża szybkość krążenia wody w skałach krasowych oraz zasilanie wodami podziemnymi pochodzącymi z innych dorzeczy. Zasilanie obcymi wodami i odpływ podziemny wód z dorzecza są możliwe dzięki dużemu uszczelinieniu utworów krasowych. Dlatego w obszarze krasowym, obok zlewni z dużym odpływem, są również zlewnie o małym odpływie, a nawet deficytowe.

Charakterystyczna dla tego obszaru jest mała gęstość źródeł oraz słaby rozwój stałej sieci rzecznej (0,319 km/km²), która znacznie ustępuje okresowej (0,840 km/km²). Mała gęstość sieci rzecznej, przeważnie nie przekraczająca 0,4 km/km², jest charakterystyczna dla zlewni krasowych.

Subregion krasowy dostarcza 70% wód Potoku Kościeliskiego i 25% wód Potoku Chochołowskiego. Wpływ zasilania wodami krasowymi zaznacza się w dużym wyrównaniu wodostanów i przepływów Potoku Kościeliskiego. Ciekі zasilane wodami krasowymi wykazują gruntowo-śnieżno-deszczowy system zasilania. Zasoby wód krasowych przy średnim stanie retencji wynoszą około 15 mln m³.

Do subregionu krasowego należy zlewnia Potoku Chochołowskiego od ujścia Potoku Starorobociańskiego do Polany Huciska oraz część zlewni Potoku Kościeliskiego od ujścia Potoku Tomanowego do Starych Kościelisk.

Subregion dolomitowo-łupkowy

W obrębie pasma reglowego reprezentuje on dorzecze średniogórskie. Jest to obszar o najmniejszych wysokościach względnych i bezwzględnych (1491 m n.p.m) w tatrzańskiej części dorzecza Czarnego Dunajca. Średnie stromości nie przekraczające 25° są mniejsze niż w pozostałych subregionach. Utwory przepuszczalne: wapienie i dolomity, zajmują tu 45% powierzchni. Mają one mniejszą miąższość niż na obszarze krasowym i są przeławiczone nieprzepuszczalnymi łupkami. Powierzchnia zalesiona wynosi 95,7%.

Subregion dolomitowo-łupkowy ma pewne wspólne cechy z subregionem wapienno-dolomitowym, jak szczelincwe krążenie wód w dolomitach i wapieniach dolomitycznych, a różni się większym spływem powierzchniowym i mniejszą zdolnością retencyjną podłoża. Świadczy o tym odpływ gruntowy nie przekraczający 0,40.

Obszar ten jest rozczłonkowany gęstą siecią dolin, stale lub okresowo odwadnianych. Wskutek małej miąższości utworów wodonośnych potoki docięły się do poziomów wodonośnych, powodując wypływy w postaci licznych, drobnych, rozproszonych źródeł, wycieków i wysięków.

Gęstość źródeł wynosi 3/km²; są one mało wydajne i nie świadczą o większych zasobach wodnych. Gęstość stałej sieci rzecznej (1,250 km/km²) pozostaje w równowadze do gęstości sieci okresowej (1,230 km/km²). Cieki tego obszaru wykazują śnieżno-deszczowo-gruntowy system zasilania.

Subregion ten, o charakterze spływowo-infiltracyjnym, dostarcza 25% wód do Potoku Chochołowskiego, natomiast bierze niewielki udział w zasilaniu Potoku Kościeliskiego.

Do subregionu tego należą zlewnie potoków: Chochołowskiego, Lejowego i Kościeliskiego, w granicach Tatr Reglowych.

REGION PODHALAŃSKI

Region podhalański zajmuje 39,3% powierzchni dorzecza Czarnego Dunajca. W części południowej, w obrębie Rowu Podtatrzańskiego reprezentuje dorzecze typu kotlinowego, a w części północnej w obrębie Pogórza Gubałowskiego — dorzecze średniogórskie. Średnie wzniesienie wynosi 930 m n.p.m., wysokości względne nie przekraczają 250 m, maksymalna wysokość — 1233 m n.p.m. Średnie nachylenie stoków wynosi około 8°. Utwory o dużej przepuszczalności: aluwia i osady fluwioglacjalne, zajmują zaledwie 11,6% powierzchni. Wypełniają one mało przepuszczalne dno doliny Czarnego Dunajca. Zalesienie jest nieduże, wynosi 28%.

Ilość opadów w regionie podhalańskim jest wysoka (1200 mm rocznie), mniejsza jednak niż w wysokogórskim regionie tatrzańskim. Współczynnik odpływu wynosi ponad 0,60. Parowanie i straty są większe niż w regionie tatrzańskim. Mimo mniejszego niż w Tatrach współczynnika odpływu, region ten w większym stopniu ma charakter spływowy. Świadczy o tym mały współczynnik odpływu gruntowego, kształtujący się poniżej 0,30. Region podhalański cechuje duży odpływ i niewielka retencja uwarunkowana małą przepuszczalnością fliszowego podłoża. Różnica w przepuszczalności utworów powoduje zróżnicowanie stosunków retencji w obrębie kotlin podtatrzańskich oraz pogórza.

Charakterystyczna dla regionu podhalańskiego jest duża gęstość stałej sieci rzecznej (1,875 km/km²) przewyższająca gęstość okresową (0,760 km/km²). Ciekii podhalańskie odznaczają się deszczowo-śnieżno-gruntowym systemem zasilania.

Region podhalański dostarcza rocznie około 16 mln m³ wody do Czarnego Dunajca. Z biegiem rzeki wzrasta wpływ regionu podhalańskiego na reżim Czarnego Dunajca. Przejawia się on w zaostreniu stanów ekstremalnych.

Subregion aluwialno-lupkowy

Subregion aluwialno-lupkowy zajmujący obszar Rowu Podtatrzańskiego reprezentuje zlewnię kotlinową. Charakteryzuje się on najmniejszymi w dorzeczu wysokościami względnymi i bezwzględными oraz nachyleniami. Średnia wysokość subregionu wynosi 864 m n.p.m., średnie nachylenie terenu — 5°50'. Przepuszczalne utwory aluwialne i fluwioglacjalne zajmują 37,4% powierzchni. Zalesienie jest tutaj tak duże, jak w regionie tatrzańskim (63,2%).

Występowanie przepuszczalnych pokryw aluwialnych i fluwioglacjalnych w powiązaniu z nieprzepuszczalnymi utworami podłoża oraz małymi nachyleniami stwarza dogodny warunki płytkiej infiltracji wód zarówno opadowych, jak i rzecznych. Infiltracja jest ograniczona małą miąższością pokryw aluwialnych. Szczególną rolę w przewodzeniu i gromadzeniu wody mają stożki fluwioglacjalne. Zasoby wód aluwialnych wynoszą około 3,5 mln m³.

Zwierciadło wód gruntowych występuje na głębokości 2—5 m, a stany wód gruntowych wykazują ścisły związek ze stanami wody w rzece i opadami. Potoki rozcinające obszar powodują drenaż wód aluwialnych. Z wypływem wód gruntowych na powierzchnię wiąże się występowanie licznych podmokłości. Tworzeniu ich sprzyjają małe nachylenia i płytkie występowanie nieprzepuszczalnego, fliszowego podłoża.

Źródła są nieliczne (2,25/km²), natomiast przeważa dokorytowe zasilanie cieków przez wody gruntowe. Współczynnik odpływu gruntowego nie jest mniejszy niż 0,40. Obszar kotliny ma charakter przepływowy. Rozwija się w nim przeważnie allochtoniczna sieć rzeczna. Składają się na nią ciekii płynące z Tatr i pogórza. Dzięki temu stała sieć rzeczna w obrębie kotliny odznacza się bardzo dużą gęstością (2,6 km/km²), natomiast gęstość sieci okresowej jest mała (0,475 km/km²). Ciekii biorące początek w kotlinie są

nieliczne, krótkie i mało zasobne. Kotlinę cechuje samodzielny system wód podziemnych oraz brak samodzielnego systemu sieci rzecznej. Subregion ten reprezentuje zlewnię przepływową o infiltracyjno-spływowym charakterze.

Subregion fliszowo-piaskowcowy

Subregion średniogórski, fliszowo-piaskowcowy, obejmuje obszar fliszowego pogórza. Średnia wysokość terenu wynosi 950, maksymalna — 1233 m n.p.m. Wysokości względne są tu większe niż w subregionie aluwialno-lupkowym, o wiele jednak mniejsze niż w regionie tatrzańskim. Średnie nachylenie stoków wynosi $8^{\circ}45'$. Utwory o dużej przepuszczalności zajmują zaledwie 5,9% powierzchni. Stopień zalesienia (21%) jest niezwykle niski.

Mała przepuszczalność fliszowego podłoża i znaczne wylesienie obszaru powodują przewagę spływu powierzchniowego nad retencją. Niski współczynnik odpływu gruntowego nie przekraczający 0,25 dowodzi o spływowym charakterze obszaru.

Główne zbiorniki wód podziemnych tworzą się w osadach piaskowcowych oraz aluwialnych wypełniających dno doliny Czarnego Dunajca. Oprócz nich spotykane są okresowe zbiorniki w pokrywie zwietrzelinowej oraz w osuwiskach. Z płytkimi zbiornikami wód zwietrzelinowych wiąże się występowanie licznych podmokłości charakterystycznych dla tego obszaru.

Wypływy wód gruntowych na powierzchnię są liczne ale mało wydajne. Nie świadczą one o większych zasobach wody w podziemiu. Gęstość źródeł jest duża ($4,8/\text{km}^2$); podobnie jak w Tatrach dostarczają one jednak znacznie mniej wody i odznaczają się dużymi wahaniami wydajności.

Wskutek małej przepuszczalności podłoża rozwija się tu gęsta stała sieć rzeczna ($1,715 \text{ km}/\text{km}^2$) przewyższająca okresową ($0,825 \text{ km}/\text{km}^2$)

Cieki o zasilaniu typu deszczowo-śnieżno-gruntowego są ubogie w wodę i charakteryzują się dużymi wahaniami wodostanów. Subregion ten wykazuje mały udział w zasilaniu Czarnego Dunajca podczas niskich i średnich stanów wody, natomiast odgrywa dużą rolę w dostawie wody przy stanach wysokich. W ten sposób wpływa niekorzystnie na wodostany Czarnego Dunajca powodując zwiększenie ich wahań.

Do subregionu tego należą zlewnie fliszowego Podhala.

WNIOSKI

Dorzecze Czarnego Dunajca jest bardzo zróżnicowane. W jego obrębie znajdują się obszary wysokogórskie, średniogórskie i kotlinowe. Są to obszary o różnej rzeźbie, budowie geologicznej, stosunkach klimatycznych i szacie roślinnej. Wpływ środowiska geograficznego przejawia się w przestrzennym, regionalnym zróżnicowaniu zjawisk oraz stosunków wodnych; klimat decyduje o ich przebiegu w czasie. Wskutek odmien-

nych warunków spływu i retencji w poszczególnych regionach hydrograficznych wykształcił się różny typ obiegu wody.

Obieg wody w dorzeczu górskim ma charakter spływowy. Duży i szybki odpływ uwarunkowany jest przede wszystkim ukształtowaniem terenu (dużymi nachyleniami, wysokościami oraz znacznym rozczłonkowaniem obszaru), budową geologiczną (nieprzepuszczalnością podłoża lub pokryw) oraz stosunkami klimatycznymi (dużymi opadami). W dorzeczu o zróżnicowanych warunkach środowiska geograficznego, jakiego przykładem jest dorzecze Czarnego Dunajca, obieg wody jest bardzo skomplikowany, zależnie od budowy geologicznej. Budowa geologiczna dorzecza Czarnego Dunajca przypomina obszary alpejskie o jądrze krystalicznym z otoczką osadowych skał mezozoicznych.

W dorzeczu wysokogórskim, krystaliczno-morenowym, o rzeźbie glacialnej, obieg wody ma charakter spływowo-infiltracyjny. Rzeźba (szerokie kotły i doliny lodowcowe) oraz budowa geologiczna (przepuszczalne utwory morenowe spoczywające na nieprzepuszczalnym, krystalicznym podłożu) stwarzają możliwości płytkiej infiltracji wód. W dorzeczu wysokogórskim, krystalicznym, o rzeźbie fluwialnej panuje spływowy typ obiegu wody. Rzeźba (wąskie doliny rzeczne) oraz budowa geologiczna (nieprzepuszczalne, krystaliczne podłoża) nie stwarzają warunków dla infiltracji wód. W dorzeczu wysokogórskim, wapienno-dolomitowym, o rzeźbie fluwialnej lub glacialnej, w warunkach daleko posuniętego rozwoju krasu panuje infiltracyjny typ obiegu wody. Budowa geologiczna (uszczelinione, krasowe podłoża) mimo niekorzystnych warunków orograficznych stwarza dogodne warunki infiltracji wód i umożliwia głębokie krążenie wody.

Obieg wody w dorzeczu średniogórskim, dolomitowo- lub wapienno-łupkowym, o rzeźbie fluwialnej ma charakter spływowo-infiltracyjny lub infiltracyjno-spływowy, zależny od stopnia retencji podłoża.

W dorzeczu średniogórskim, fliszowo-piaskowcowym, o rzeźbie fluwialnej obieg wody ma charakter spływowo-infiltracyjny, natomiast w dorzeczu fliszowo-łupkowym — charakter spływowy. Rzeźba (nachylenia, rozczłonkowanie obszaru, wąskie doliny) oraz budowa geologiczna (nieprzepuszczalne, fliszowo-łupkowe podłoża) ułatwiają i przyspieszają proces odpływu wód. Przepuszczalność podłoża w dorzeczu fliszowo-piaskowcowym umożliwia pewną infiltrację wód.

W dorzeczu kotlinowym, aluwialno-łupkowym, obieg wody ma infiltracyjno-spływowy charakter. Ukształtowanie (małe nachylenia) oraz budowa geologiczna (przepuszczalne utwory fluwialne i fluwioglacjalne na łupkach ilastych) umożliwiają płytką infiltrację wód. Region ten ma charakter przepływowy.

Dorzecze Czarnego Dunajca reprezentuje obszary górskie o podobnej budowie geologicznej. Taki układ dorzecza, w którym obszary spływowe leżą powyżej obszarów infiltracyjnych, jest korzystny dla kształtowania się obiegu wody w obszarze górskim. Powoduje on opóźnienie odpływu oraz zatrzymywanie wód w dorzeczu górskim.

Poszczególne regiony hydrograficzne odgrywają różną rolę w ogólnym obiegu wody. Region tatrzański, w którym dzięki dogodnym warunkom retencji (zwłaszcza w subre-

gionie wapienno-dolomitowym) mogą tworzyć się zasobne zbiorniki wód podziemnych, dostarcza do Czarnego Dunajca przeważającej ilości wody i decyduje o dostawie wód przy niskich i średnich stanach wody. Zbiornik krasowy, występujący w tym regionie, jest ważnym rezerwuarem wód podziemnych i wpływa dodatkowo na wyrównanie stanów wody i przepływów potoków tatrzańskich oraz Czarnego Dunajca. Region tatrzański charakteryzuje zarówno duży odpływ, jak i duża retencja (duży współczynnik odpływu oraz duży współczynnik odpływu gruntowego).

Region podhalański wskutek małych zasobów wód podziemnych dostarcza niewielkich ilości wody przy niskich i średnich stanach wody, natomiast dużych przy stanach wysokich. Poprzez zaostrenie stanów ekstremalnych wpływa on niekorzystnie na reżim cieków podhalańskich oraz Czarnego Dunajca w jego dolnym odcinku. W odróżnieniu od tatrzańskiego, region podhalański charakteryzuje duży odpływ oraz małą retencja (duży współczynnik odpływu oraz mały współczynnik odpływu gruntowego).

Dzięki dużej retencji regionu tatrzańskiego, większość cieków tatrzańskich zasilana z bogatych zbiorników wód podziemnych wykazuje gruntowo-śnieżno-deszczowy lub śnieżno-gruntowo-deszczowy system zasilania. U cieków podhalańskich zasilanych z uboższych zbiorników wód podziemnych deszczowo-śnieżny system zasilania przeważa nad gruntowym. Czarny Dunajec, który płynie przez różne regiony hydrograficzne i zbiera z nich dopływy, wykazuje złożony system zasilania.

LITERATURA

- [1] A w ł a s e w i c z W., (1953), Sposób określania odpływów rzek przy pomocy mapy parowania. *Gosp. Wodna*, R. 13, z. 6, Warszawa, s. 202—205.
- [2] B i r k e n m a y e r L., (1896), Zapiski termo- i hypsometryczne kilku źródeł tatrzańskich. *Spraw. Komisji Fizjogr. PAU*, t. 31, cz. I, Kraków, s. 247.
- [3] B r z o z o w s k i J., (1960), Ruch turystyczny w schroniskach tatrzańskich w 1958 r. *Ruch turystyczny. Materiały i dokumenty 1*, Warszawa, s. 61—76.
- [4] B u r g e r H., (1943), Einfluss des Waldes auf den Stand der Gewässer. *Mitteilungen der schweizerischen Anstalt für das forstliche Versuchswesen*. Bd 23, Zürich.
- [5] C h o m i c z K., (1951), O najwyższych opadach krótkotrwałych i dobowych w Polsce. *Gosp. Wodna*, R. 11, z. 7—8, Warszawa, s. 10—17.
- [6] C h o m i c z K., (1955), Deszcze nawalne w Zakopanem. *Przegl. Met. i Hydr.* R. 8, z. 3—4, Warszawa, s. 257—263.
- [7] C h o d o r o w s k a W., C h o d o r o w s k i A., 1959, Kilka danych o warunkach środowiskowych zbiorników wodnych w jaskiniach tatrzańskich (*Biospeleologica Polonica II*). *Speleologia*, t. 1, nr 1—2, Warszawa.
- [8] C z e t w e r t y Ń s k i E., (1955), *Hydrologia*. Poznań — Warszawa.
- [9] D ę b s k i K., (1955), *Hydrologia kontynentalna*. Cz. I, *Hydrometria*, Warszawa.
- [10] D ę b s k i K., (1956), Zagadnienie opracowania bilansu wodnego zlewni rzecznych. *Gosp. Wodna*. R. 16, z. 1, Warszawa, s. 41—42.
- [11] D ę b s k i K., (1959), *Hydrologia kontynentalna*. Cz. II. *Fizyka wody, opady atmosferyczne i parowanie*. Warszawa.

- [12] Dobrzański B., Malicki A., (1949), Gleby województwa krakowskiego i rzeszowskiego. *Annales UMCS, Sec. B. vol. 4, Lublin, s. 117—134.*
- [13] Dokumentacja geologiczno-inżynierska do założenia koncepcyjnych. Zbiornik i zaporę na rzece Czarny Dunajec w Kojsówce. (1961) Przeds. Geol. Bud. Wodnego „Hydrogeo”, Kraków, (rękopis).
- [14] Droppa A., (1961), Vysokohorsky kras Červených Vrchov. Slovensky kras. Shornik Muzea Slovenského krasu v Lipt. Mikulási. R. 3, 1959—1960, Bratislava.
- [15] Dub O., (1954), Vseobecná hydrologia Slovenska. Vyd. Slov. Akademie Vied, Bratislava.
- [16] Engler A., (1919), Untersuchungen über den Einfluss des Waldes auf den Stand der Gewässer, Zürich.
- [17] Ermich K., (1931), Próba określenia tzw. opadów poziomych w obiegu wody w przyrodzie. Referat. PT Leśne, Warszawa.
- [18] Figula K., (1956), Monografia Górnego Dunajca. Prace i studia Kom. Gosp. Wod. PAN, Warszawa, s. 327—357.
- [19] Flis J., (1949), Zastosowanie mapy stromości przeciętnych do wydzielenia i charakterystyki regionów Sądeckich. *Czas. geogr. t. 20, Wrocław, s. 226—237.*
- [20] Gadoński A., (1929), Nienormalność odwodnienia północnych stoków Czerwonych Wierchów w Tatrach. *Streszcz. ref. Pam. II Zj. Slov. Geogr. Etnogr. t. 1, Kraków.*
- [21] Gieysztor I., (1960), Próba obliczenia gradientu opadowego w Tatrach Polskich. *Gosp. Wodna R. 20, z. 4, Warszawa, s. 168—170.*
- [22] Gieysztor I., (1961), Studia hydrologiczne nad potokami tatrzańskimi. Opady i odpływ na obszarze zlewni Bialki i Potoku Kościeliskiego. *Prace geogr. nr 26, Warszawa.*
- [23] Gołąb J., (1947), Hydrogeologia zachodniego Pasma Gubałowskiego. *Biul. PIG, 32, Warszawa.*
- [24] Gołąb J., (1952), Tektonika Podhala. *Geol. Biul. Inf. PIG, z. 1, Warszawa.*
- [25] Gołąb J., (1959), Zarys stosunków tektonicznych fliszu zachodniego Podhala. *Biul. IG 149, Warszawa, s. 225—240.*
- [26] Guzik K., (1939), Serie reglowe na zachód od Doliny Kościeliskiej w Tatrach. *Biul. PIG. 18, Warszawa, mapa.*
- [27] Hess M., (1965), Piętra klimatyczne w Polskich Karpatach Zachodnich. *Zesz. Nauk. UJ, Prace geogr. z. 12, Kraków.*
- [28] Holle A., (1909), Einteilung und Orometrie des Tatragebirges nebst einem Beitrag zur Wald und Knieholzgrenze. *Wien.*
- [29] Hug J., (1949), Das Grundwasser der Schweiz. *Association Internationale de Limnologie théorique et appliquée. Travaux. Vol. 10, Stuttgart.*
- [30] Instrukcja do zdjęcia hydrograficznego Polski. (1958) *Dok. geogr. z. 3, Warszawa.*
- [31] Kajetanowicz Z., (1962), Genetyczne podstawy obliczeń hydrologicznych. *Budownictwo Wodne nr 3. Politechnika Krakowska, Zesz. Nauk. nr 11, Kraków.*
- [32] Kalweit H., (1953), *Der Wasserhaushalt. T. 1, 2, Berlin.*
- [33] Karasiński T., (1959), Opady atmosferyczne w Tatrach. *Wiad. Służby Hydr. i Met., t. 6, z. 5, Warszawa.*
- [34] Kataster sił wodnych Polski. *Les forces hydrauliques de la Pologne. Dunajec. Wyd. Min. Rob. Publ. i Państw. Służby Hydrogr. w Polsce.*
- [35] Klimaszewski M., (1946), Podział morfologiczny południowej Polski. *Czas. geogr. t. 17, z. 3—4, Wrocław, s. 133—182.*
- [36] Klimaszewski M., (1952), Rzeźba Podhala. *Czas. geogr. t. 21—22. Wrocław, s. 237—250.*
- [37] Klimaszewski M., (1958), Pogląd na rozwój geomorfologiczny Tatr Polskich. *Przewodnik VI Ogólnopolskiego Zjazdu PTG, Kraków, s. 19—31.*
- [38] Kosińska-Bartnicka S., (1930), Wiatry terenowe na Podhalu i w Tatrach. *Prace geofiz. z. 8, Warszawa.*
- [39] Kowalski K., (1953), *Jaskinie Polski. T. 2, Warszawa.*

- [40] K o w a l s k i L., (1920), Podreglowe źródła północnej strony Tatr. Spraw. Komisji Fizjogr. PAU, t. 53/54, Kraków.
- [41] K s i ą ż k i e w i c z M., S a m s o n o w i c z J., (1952), Zarys geologii Polski. Warszawa.
- [42] K u b i n y D., (1961), Krasové systémy w obalových seriach Liptovských a Nizkých Tatier. Slovensky kras. Sborník Múzea Slovenskeho krasu v Lipt. Mikulasi. R. 3, Bratislava.
- [43] K u l c z y ń s k i M., P a w ł o w s k i B., S z a f e r W., (1925), Zespoły roślinne w Dolinie Kościeliskiej. Spraw. PAU, t. 30, nr 7, Kraków.
- [44] K u l c z y ń s k i M., P a w ł o w s k i B., S z a f e r W., (1927), Zespoły roślinne w Tatrach. Część I. Zespoły roślin w Dolinie Chochołowskiej. Kraków.
- [45] K u ź n i a r W., (1910), Eocen Tatr i Podhala. L'eocone dans la Tatra et au Podhale. Spraw. Komisji Fizjogr. PAU, t. 44, Kraków, s. 26—76.
- [46] L a m b o r J., (1954), Kłasyfikacja typów powodzi i ich przewidywanie. Gosp. wodna, R. 14, z. 4, Warszawa.
- [47] L e s z c z y c k i S., (1938), Region Podhala. Podstawy geograficzno-gospodarcze planu regionalnego. Kraków.
- [48] L e w i ń s k a J., (1956), Kierunki wiatrów w polskich Tatrach. Przegl. geofiz., R. 1 (9), z. 1, Warszawa, s. 23—26.
- [49] L ü t s c h g - L o e t s c h e r O., (1949), Boden und Vegetation im Wasserhaushalt des Hochgebirges. Zusammenhang zwischen Niederschlag, Vegetation, Boden, Versickerung und Verdunstung. Zum Wasserhaushalt der Schweizer Hochgebirges, B. 1, Teil 3, Abt, Zürich.
- [50] Materiały do bilansu wodnego Polski (1951) Prace PIHM, z. 9, Warszawa.
- [51] Materiały stacji obserwacyjnych PIHM i Hydrologicznej Służby Słowacji. Archiwum PIHM.
- [52] M i c h a l c z e w s k i J., (1955), Usłonecznienie i zachmurzenie w Zakopanem. Przegl. met. i hydr. R. 8, z. 3—4, Warszawa, s. 227—233
- [53] M i c h a l i k A., (1958), Budowa geologiczna Tatr. Przewodnik VI Ogólnopolskiego Zjazdu PTG, Kraków, s. 3—18.
- [54] M i k u l s k i Z., (1954), Katastrofalne powódzie w Polsce. Czas. geogr. z. 4, Warszawa, s. 387—396.
- [55] M i l a t a W., (1937), Pokrywa śnieżna w Karpatach. Biul. Komisji Studiów Ligi Popierania Turystyki. Kraków.
- [56] M r k o š J., (1924—1926). Hydrologické poměry Vysokých Tater a jich vliv salubritní. Sborník I. Sj. Praha.
- [57] N a w a r a K., (1960), Skład litologiczny żwirów Białki i Czarnego Dunajca w zależności od frakcji Acta Geol. Pol., vol. 10, nr 3, Warszawa, s. 455—471.
- [58] O b e r h a u s e r H., (1955), Hydrographische Studien über den alpinen Inn. Tiroler Wirtschaftsstudien. Innsbruck.
- [59] O l e k s y n o w a K., K o m o r n i c k i T., (1958), Materiały do znajomości wód w Tatrach. Cz. 4. Dolina Kościeliska. Zesz. Nauk. WSR w Krakowie, nr 6, Rolnictwo z. 5, Kraków, s. 13—44.
- [60] O l e k s y n o w a K., K o m o r n i c k i T., (1958), Materiały do znajomości wód w Tatrach. Cz. 5. Dolina Chochołowska. Zesz. Nauk. WSR w Krakowie, nr 10, Rolnictwo z. 7, Kraków, s. 17—48.
- [61] O r l i c z M., (1954), O stosunkach anemometrycznych na szczytach tatrzańskich. Wiad. Sl. Hydr. i Meteor. t. 3, z. 4, Warszawa, s. 38—59.
- [62] O r l i c z M., O r l i c z o w a J., (1955), Inwersje temperatury na północnym sklonie Tatr. Przegl. meteor. i hydr. R. 8, z. 3—4, Warszawa, s. 235—255.
- [63] P a r d é M., (1954). Beziehungen zwischen Niederschlag und Abfluss bei grossen Sommerhochwasser. Bonner Geogr., Abhandl., H. 15, Bonn.
- [64] P a r d é M., (1957), Rzeki. Warszawa.
- [65] P a w ł o w s k i B., (1956), Flora Tatr. T. 1. Rośliny naczyniowe. Warszawa.
- [66] P e n c k A., R u v a r a c V., (1896), Die Abfluss und Niederschlagsverhältnisse von Böhmen nebst Untersuchungen über Verdunstung und Abfluss von grösseren Landflächen. Geogr. Abhandl. B. 5, H. 5, Wien.

- [67] Pol W., (1887), Rzut oka na północne stoki Karpat. Dzieła prozą Wincentego Pola, t. 3, Lwów.
- [68] Pomianowski K., Rybczyński M., Wójcicki K., 1933—1939, Hydrologia. Cz. 1—3, Warszawa.
- [69] Poprad (Slovenské povodie Visly), (1951). Hydrologická studia. Vyskumny ustav vodohospodarsky v Bratislave. Bratislava.
- [70] Rabowski F., (1925), Budowa Tatr. Pasma wierchowe. Spraw. PIG 3, Warszawa.
- [71] Rabowski F., Goetel W., (1925), Budowa Tatr. Pasma reglowe. Spraw. PIG 3, Warszawa.
- [72] Rabowski F., (1959), Serie wierchowe w Tatrach Zachodnich (High Tatric series in Western Tatra). Prace IG, t. 27, Warszawa.
- [73] Regionalna geologia Polski (1951—1953), Praca zbiorowa, t. 1, Karpaty, z. 1—2, Kraków.
- [74] Rehman A., (1895), Tatry pod względem geograficzno-fizycznym opisane. Lwów.
- [75] Roczniki Hydrograficzne 1917—1938. Dorzecze Wisły. Państw. Śl. Hydr. w Polsce, Warszawa.
- [76] Roczniki Meteorologiczne PIHM, 1954—1958. Warszawa
- [77] Romer E., (1949), Regiony klimatyczne Polski. Wrocław.
- [78] Rosenauer F., (1947), Wasser und Gewässer in Oberösterreich. Schriftenreihe der O — Ö. Landesbaudirektion Nr 1, Linz.
- [79] Rosłoński (1946), Kurs hydrogeologii. Kraków.
- [80] Rudnicki J., (1958), Geneza jaskiń systemu Lodowego Źródła i ich związek z rozwojem Doliny Kościeliskiej. Acta Geol. Pol., v. 8, nr 2, Warszawa, s. 131—132.
- [81] Rudnicki J., (1958), Kilka uwag o rozwoju jaskiń w Dolinie Kościeliskiej i Miętusiej. Przgl. geol. nr 3, Warszawa, s. 131—132.
- [82] Sawicki L., (1912), Hydrografia ziem polskich. Encyklopedia Polska, t. 1, PAU, Kraków.
- [83] Sawicki L., (1928), Atlas jezior tatrzańskich. Kraków.
- [84] Sobol H., (1959), Badania stosunków wodnych i zjawisk krasowych na terenie cieplicy w Jaszczurówce. Speleologia, t. 1, nr 1/2, Warszawa.
- [85] Sokołowski M., (1927), O górnej granicy lasu w Tatrach. Kraków 1927.
- [86] Sokołowski S., (1959), Zarys geologii Tatr. IG, Biul. Inf. 149, Warszawa, s. 19—98.
- [87] Sprawozdanie z konferencji tatrzańskich, (1929), Wiad. geogr., R. 7, Kraków, s. 113—169.
- [88] Starkel L., (1957), Charakterystyka morfologiczna Regionu Podtatrzańskiego. Dok. geogr., z. 2, Warszawa.
- [89] Staszic S., (1955), O ziemiorodztwie Karpatów. Warszawa.
- [90] Statny Vodohospodarsky plan Českoslovenké republiky. Povodie Vahu. Bratislava 1954—1960.
- [91] Steinhaus H., (1947), O wskaźniku stromości przeciętnej. Przgl. geogr. 21, Warszawa s. 107—108.
- [92] Strzemski M., (1954), Gleby województwa krakowskiego. Przgl. geogr. t. 26, z. 4, Warszawa, s. 54—101.
- [93] Szafłarski J., (1936), Morfometria jezior tatrzańskich. Cz. 1. Jeziora Tatr Polskich. Wiad. Śl. Geogr. nr 1, Warszawa.
- [94] Szczęsna T., Kłapa M., (1961), Klimat Hali Gąsienicowej 1949—1958. Dok. geogr. z. 1, Warszawa.
- [95] Tatrzański Park Narodowy. (1962), Praca zbiorowa, PAN, Zakład Ochrony Przyrody, t. 21, Kraków.
- [96] Turkiewicz-Chrupkova A., Opis hydrograficzny dorzecza Rogoźnika Bystrego. Rękopis.
- [97] Unrug R., (1957), Współczesny transport i sedimentacja żwirów w dolinie Dunajca. Acta Geol. Pol., vol. 7/2, Warszawa, s. 217—257.
- [98] Werner-Więckowska H., (1954), Zadania i metody geograficznego badania wód gruntowych. Przgl. geogr. t. 26, z. 2, Warszawa, s. 106—135.
- [99] Wisniewski W., (1953), Atlas opadów atmosferycznych w Polsce, 1891—1930. Warszawa.
- [100] Wit K., Opis hydrograficzny dorzecza Białego Dunajca, Rękopis.
- [101] Wit K., (1957), Charakterystyka hydrograficzna Regionu Podtatrzańskiego. Dok. geogr. z. 2, Warszawa.

- [102] W ł o d e k J., (1926), Notatka o koncentracji jonów wodorowych niektórych wód Doliny Kościeliskiej i Chochołowskiej. (Note on the H-ion concentration of some waters in the Chochołowska and Kościeliska valleys, Tatra mountains, Poland). Spraw. Kom. Fizjogr. PAU, Kraków.
- [103] W ó j c i k Z., (1960), O krasie i jaskiniach Tatr. Wierchy, t. 28, Kraków, s. 207—216.
- [104] W r z o s e k A., (1933), Z badań nad zjawiskami krasowymi Tatr Polskich. Wiad. St. Geogr. R. 7, Warszawa.
- [105] W r z o s e k A., (1958), Z problematyki geograficzno-gospodarczej regionu podtatrzańskiego. Przewodnik VI Ogólnopolskiego Zjazdu PTG, Cz. 1, Kraków, s. 50—56.
- [106] Z badań geologicznych wykonanych w Tatrach, (1959), Biul. IG 139, Warszawa.
- [107] Z e j s z n e r L., (1844), O temperaturze źródeł Tatrowych i pasm przyległych. Biblioteka Warszawska, t. 2. Warszawa.
- [108] Z i e m o Ń s k a Z., W i t K., (1958), Stosunki hydrograficzne Tatr. Przewodnik VI Ogólnopolskiego Zjazdu PTG, Cz. 1, Kraków, s. 32—41.
- [110] Z i e m o Ń s k a Z., W i t K., (1960), Hydrografia Tatr Zachodnich. Objąsnienia do Mapy Hydrograficznej Tatry Zachodnie 1 : 50 000. Kraków.
- [111] Z i e m o Ń s k a Z., (1960), Związek temperatury źródeł morenowych z wysokością ich występowania na północnych stokach Tatr Zachodnich. Przegl. geogr. t. 32, z. 3, Warszawa, s. 239—245.
- [112] Z i e m o Ń s k a Z., (1963), The Water Circulation in the Czarny Dunajec Basin. Bull. de l'Académie Polonaise des Sciences. Série des sci. géol. et géogr. Vol. 11. No 4, s. 239—245.
- [113] Z i e m o Ń s k a Z., 1964, Water Balance in a High-Mountain Region illustrated by the Example of the Western Tatra Mts. Geogr. Pol. 2, s. 103—107.
- [114] Z i e m o Ń s k a Z., Obieg wody w górnej części dorzecza Czarnego Dunajca. Rękopis.
- [115] Z w o l i Ń s k i S., (1955), Tatrzański rejon jaskiniowy. Światowid, t. 21, Kraków.

ЗОФИЯ ЗЕМОЊСКА

ОБОРОТ ВОДЫ НА ГОРНОЙ ТЕРРИТОРИИ НА ПРИМЕРЕ БАСЕЙНА ЧЕРНОГО ДУНАЙЦА

Резюме

Предметом настоящей работы является оборот воды на горной территории с дифференцированными элементами географической среды, а также определение влияния территорий различного рельефа и геологического строения на режим водотоков. Эти вопросы представлены на примере бассейна реки Черный Дунаец, поверхность которого составляет 123 км². Река Черный Дунаец возникает из слияния Хохоловского и Косъцелиского потоков. Длина реки в исследуемом бассейне составляет 20,070 км, уклон — 38⁰/оо.

Южная часть бассейна находится в пределах Западных Татр, северная — в районе Подгаля. Своим геологическим строением он напоминает альпийские территории с кристаллическим ядром, окруженным оболочкой наносных пород. Южная часть бассейна, в пределах Татр, обладающая чертами высокогорного (гляциального) рельефа, построена из кристаллических пород, сланцев и гнейсов, а также из моренных образований. Центральная часть, имеющая черты высокогорного (флювиального) рельефа, построена из трещиноватых скарстовевших известняков и доломитов. Северная часть Татр, обладающая чертами среднегорного рельефа, построена из известняков, доломитом и мергелей. В пределах Подгаля бассейн имеет черты среднегорного рельефа и построен из флишевых образований. Южная часть, имеющая характер котловины, устлана флювиогляциальными образованиями. Климат и растительный покров исследуемого бассейна имеют этажное расположение.

Метод. Ввиду большой дифференциации отдельных элементов географической среды в бассейне Черного Дунайца господствуют различные условия формирования оборота воды. Для изучения закономерностей водооборота на горной территории различного рельефа, построенной из пород различной проницаемости, в 1953—1955 гг. была проведена подробная гидрографическая съемка бассейна масштабом

1 : 25 000. Заключалась она в регистрации и локализации на топографической карте всех возможных проявлений водооборота. Гидрографическая съемка проводилась на основе единовременных наблюдений и измерений, касавшихся как поверхностных, так и подземных вод. Гидрографическая карта послужила основанием для выбора на отдельных территориях с различным рельефом и геологическим строением характерных гидрографических объектов, которые в 1955—1958 годах подвергались постоянным систематическим наблюдениям в разные времена года и при различных состояниях погоды. Всего было проведено 90 измерений течения в водотоках, 1600 измерений источников, 195 измерений колодцев.

Осадки. Для подсчета величины осадков, выпадающих в бассейне, была использована зависимость осадков от высоты над уровнем моря. Была сконструирована кривая зависимости и подсчитано ее уравнение для северных склонов Татр:

$$P = -17 + 5,3 H - 0,279 H^2 + 0,0049 H^3$$

(P — осадки в дсм, H — высота над уровнем моря в гектометрах).

Бассейн Черного Дунайца характеризуется очень большим количеством осадков. В татринской (высокогорной) части бассейна выпадает 1540 мм осадков в год, в Подгальянском рве (котловинной части бассейна) — 1155 мм, в Погорье (в среднегорной части бассейна) — 1240 мм в год. Бассейн Черного Дунайца получает в среднем 1370 мм осадков в год. Северные склоны получают больше осадком, чем южные.

Испарение измерялось с помощью эмпирической формулы Кузина-Авласевича и Парде, сравнительным образом были использованы результаты лизиметрических исследований. Полученная величина испарения составляет в Татрах 305 мм, в бассейне Черного Дунайца — 360 мм в год. В рассматриваемом бассейне росту испарения благоприятствуют крупные лесные массивы, а также сильные сухие ветры, особенно — фен. На уменьшение величины испарения в бассейне Черного Дунайца влияет северная экспозиция территории, а также большая абсолютная высота и — связанная с ней — низкая температура воздуха.

Ретенция. В бассейне Черного Дунайца выступает большая дифференциация в области ретенции. Несмотря на большие наклоны, ретенция территории довольно значительна. Она обусловлена тем, что на большой территории выступают проницаемые образования, накапливающие осадковые и талые воды. Вследствие дифференцированного геологического строения имеется несколько подземных водоемов, обладающих различными чертами, а также отчетливо отмеченной широтной зональностью. Здесь выступают, продвигаясь

с юга, воды в кристаллических образованиях (трещинные), воды в моренных образованиях, воды в карстовых образованиях, воды в аллювиальных образованиях, воды во флишевых образованиях и воды в продуктах выветривания. Ввиду своего распространения, ресурсов и участия в питании водотоков водой самую главную роль играет карстовый водоем, образовавшийся в трещиноватых известняках и доломитах верховой полосы. Об этом свидетельствует большая производительность источников. Источники, питающиеся из карстового водоема, дают в секунду 988 литров воды, т. е. 40,3 л/сек/км². Кристаллические и моренные источники дают 466 л/сек воды, т. е. 13,7 л/сек/км².

Оборот воды в верховом карсте характеризуют: глубокая трещинная система водообращения, указывающая на тесную связь с геологическим строением, проток подземных вод в трещинах с востока на запад, несогласие подземных и поверхностных водоразделов, а также выступление областей с избытком в восточной части и дефицитных (отлив вод из бассейна) — в западной части, быстрый проток подземных вод в трещинах, отсутствие воды на склонах, концентрация поверхностных истоков в днах долин, обусловленная глубоким расчленением территории потоками.

Карстовый водоем производит положительное выравнивающее регулирующее действие на ход уровня воды в татринских водотоках и Черного Дунайца. Благоприятные условия ретенции и инфильтрации влияют на то, что водные ресурсы подземных водоемов в Татрах значительно больше, чем на Подгале.

Сток. Для определения величины стока были сконструированы консумпционные кривые расходов, основанные на результатах измерений течения. Деление стока на поверхностный и подземный было проведено на основании производительности источников и анализа самых низких уровней воды. Уровень воды в татринских потоках, питающихся из богатых подземных водоемов, характеризуется большим постоянством. Подгалянские потоки, получающие питание из более бедных подземных водоемов, проявляют большие колебания уровня воды. Сток в период летнего полугодия в два раза превышает сток в зимнее полугодие. Главную роль в формировании стока в летнее полугодие играют осадки, в зимнее же полугодие сток формируется под влиянием температур воздуха, решающих о качестве осадков и таянии снежного покрова.

Ход стока в отдельных районах зависит от характера осадков и от состояния ретенции основания. В случае осадков небольшой интенсивности преобладает, особенно в татринском районе, влияние ре-

тенции основания, в случае осадков большой интенсивности — преобладающим является влияние орографических факторов.

Режим водотоков. Вследствие большой ретенции татринского района большинство татринских водотоков, питающихся из богатых подземных водоемов, характеризуется грунтово-снежно-дождевой либо снежно-грунтово-дождевой системой питания. К первым относятся высокогорные татринские водотоки, питающиеся из карстовых и моренных водоемов, у которых коэффициент грунтового стока превышает 0,50, а сток мая и июня месяцев превышает отлив июля. К этой группе относятся высокогорные татринские кристаллически-моренные водотоки. К водотокам с снежно-дождево-грунтовой системой питания относятся высокогорные кристаллические водотоки, у которых коэффициент грунтового стока меньше 0,40, а сток мая и июня выше стока в июле, а также водотоки лесистых холмов, у которых сток в апреле выше июльского.

Подгальянские водотоки, питающиеся из более бедных подземных водоемов, характеризуются дождево-снежно-грунтовой системой питания. Коэффициент грунтового стока ниже 0,40. Сток в весенние месяцы (талые воды) равен или меньше, чем сток в летние месяцы (дождевой).

Черный Дунаец, протекающий через различные гидрографические районы и собирающий из них притоки, характеризуется сложной системой питания. На татринском участке — это грунтово-снежно-дождевой режим, в пределах же Подгаля — первоначально снежно-грунтово-дождевой, а затем снежно-дождево-грунтовой.

Исследования показали, что водный баланс неодинаков для всей рассматриваемой территории. Сток из Западных Татр был высок и составлял 1280 мм, коэффициент стока — 0,83. Столь высокие коэффициенты стока отмечаются в высокогорных альпийских, пиренейских, кавказских водосборных бассейнах, а также в высокогорных водосборах Словацких Татр. Водный баланс отдельных водосборных бассейнов в пределах Западных Татр также дифференцирован. В водосборном бассейне Косьцелиского потока коэффициент стока составлял 0,87. Потери были меньше, чем испарение, так как водосбор показывает добавочное питание подземными водами, проникающими из-за пределов бассейна. Сток из водосборного бассейна Хохоловского потока был меньше, коэффициент стока составлял 0,78. Потери были больше, чем испарение. Столь большие потери — как показали измерения течения Хохоловского потока — можно объяснить тем, что часть подземных вод с карстовой территории не попадает в водоток и, по-видимому, уходит из бассейна или же попа-

дает в более глубокие уровни подземных вод. Коэффициент стока из бассейна Черного Дунайца составлял 0,63.

Участие подземных вод в стоке очень большое. Как показали измерения производительности источников, водотоки Западных Татр в 60% питаются грунтовыми водами. Подземное питание на карстовых территориях составляет свыше 70%.

Благодаря отличному типу водооборота, выступающему на отдельных участках бассейна, особенно же дифференциации коэффициента стока — можно было выделить в пределах исследуемого бассейна Черного Дунайца два района:

I. Татринский район, представляющий собой высокогорный бассейн, с коэффициентом стока больше, чем 0,70.

II. Подгалянский район, представляющий собой среднегорный бассейн, с коэффициентом стока от 0,55 до 0,70.

Дифференциация отношений стока и ретенции, особенно же разница в величине подземного питания и в формировании речной сети — позволили выделить в пределах татринского района меньшие гидрографические единицы (субрайоны):

I А. Высокогорный кристаллически-моренный субрайон с гляциальным рельефом, характеризующийся коэффициентом грунтового стока в пределах от 0,40 до 0,50 и перевесом постоянной речной сети над периодической.

I В. Высокогорный известняково-доломитовый (карстовый) субрайон, с коэффициентом грунтового стока составляющим 0,70 и перевесом периодической речной сети над постоянной.

I С. Среднегорный доломитово-сланцевый субрайон, с коэффициентом грунтового стока не превышающим 0,40 и равновесием в выступлении постоянной и периодической речной сети.

В Подгале:

II А. Котловинный аллювиально-сланцевый субрайон с коэффициентом грунтового стока свыше 0,40 и большим перевесом постоянной речной сети над периодической.

II В. Среднегорный песчаниково-сланцевый субрайон с коэффициентом грунтового стока менее 0,25 и с перевесом постоянной речной сети над периодической.

Отдельные гидрографические районы по-разному влияют на формирование оборота воды во всем исследуемом бассейне и, таким образом, на его водный баланс, а также на режим водотоков. На татринском участке бассейна Черного Дунайца (поверхностью в 75 км²) 38% воды происходит из кристаллически-моренного субрайона (занимающего 48% поверхности), больше всего — 48% — из известня-

ково-доломитового субрайона (32% поверхности) и 14% из доломитово-сланцевого (20% поверхности).

Как показали измерения течения, проводившиеся одновременно на границах отдельных субрайонов, при различных уровнях воды, главную роль в питании Косьцелиского потока (поверхностью бассейна в около 35 км²) играет известняково-доломитовый субрайон (47% поверхности водосбора), который при низких и средних уровнях воды доставляет в поток около 70% воды, при высоких уровнях воды — 35 до 45%. Кристаллически-моренный субрайон (43% поверхности водосборного бассейна) при высоких уровнях воды доставляет в поток 33 до 46% воды, доломитово-сланцевый субрайон (11% поверхности водосборного бассейна) — 13—24%. Огромная доставка воды из известняково-доломитового субрайона при средних и низких уровнях воды свидетельствует о большой ретенции карстового водосборного бассейна. Она вызывается также притоком подземных вод из-за пределов бассейна, с юго-восточного направления. Малая доставка вод из кристаллически-моренного субрайона при низких и средних уровнях воды, значительно возрастающая во время высоких уровней воды, свидетельствует о меньшей ретенции кристаллической территории и большей скорости стекания. Доломитово-сланцевый субрайон не играет роли в питании водой Косьцелиского потока при низких и средних уровнях воды, зато значительно увеличивает течение при высоких уровнях воды.

В водосборном бассейне Хохоловского потока, поверхностью около 35 км², главным поставщиком воды при низких, средних и высоких уровнях является кристаллически-моренный субрайон, занимающий 58% поверхности водосборного бассейна. Им доставляется 48 до 60% воды. Поставка воды из известняково-доломитового субрайона (22% поверхности водосборного бассейна) составляет 15 до 25%, из доломитово-сланцевого (20% поверхности водосборного бассейна) — столько же, т. е. 15—25%.

Косьцелиский поток, питающийся в основном подземными водами из известняково-доломитового субрайона, обнаруживает, по сравнению с Хохоловским потоком, большое выравнивание уровней воды. Перевес питания сточно-инфильтрационного характера из кристаллически-моренного субрайона является причиной больших колебаний Хохоловского потока.

Доля татринского района в питании Черного Дунайца составляет 35—90%. Район Подгале поставляет Черному Дунайцу примерно 10% воды при низком и среднем уровне и примерно 30% при высоком уровне воды.

Исследования и подробный анализ гидрографических материалов

показали, что как водооборот, так и водный баланс Западных Татр весьма сложны и проявляют большую дифференциацию в зависимости от географической среды, в особенности — от геологического строения и рельефа. Геологическое строение, создающее благоприятные условия для инфильтрации, вызывает существование на горной территории значительной ретенции и грунтового стока, наряду с большим водостоком. Эти отличные условия водостока и ретенции, господствующие на отдельных территориях различного геологического строения и рельефа, привели к сформированию в отдельных частях бассейна водооборотов различного типа.

В высокогорном кристаллически-моренном бассейне гляциального рельефа господствует сточно-инфильтрационный режим. Обширные ледниковые котловины и долины, устланные проницаемыми моренными образованиями, расположенными на непроницаемом, кристаллическом основании, создают возможность мелкой инфильтрации вод.

В высокогорном известняково-доломитовом бассейне флювиального либо гляциального рельефа, в условиях сильного развития карста, преобладает инфильтрационный режим. Трециноватое, карстовое основание — несмотря на неблагоприятные орографические условия — создает благоприятные условия для инфильтрации вод и создает возможность глубокой циркуляции воды.

В среднегорном известняково-сланцевом или доломитово-сланцевом бассейне господствует сточно-инфильтрационный либо инфильтрационно-сточный режим, в зависимости от степени ретенции основания.

В среднегорной части бассейна, сложенной флишевыми песчаниками, преобладает инфильтрационно-сточный режим, тогда как в части, сложенной флишевыми сланцами — режим сточный.

В котловинной части бассейна, сложенной аллювием, господствует инфильтрационно-сточный режим.

Расположение бассейна, положение сточных территорий выше инфильтрационных влияет положительным образом на формирование оборота воды в бассейне Черного Дунайца, задерживая сток воды и удерживая ее в бассейне. Рельеф, геологическое строение, а также растительный покров влияют на пространственную дифференциацию водных явлений на этой территории, климатические же условия вызывают их дифференциацию во времени. На столь дифференцированные водные отношения можно рассчитывать на горных территориях с дифференцированными элементами географической среды, особенно — с дифференцированным геологическим строением.

ZOFIA ZIEMOŃSKA

WATER CIRCULATION IN A MOUNTAINOUS REGION ILLUSTRATED BY THE EXAMPLE OF THE CZARNY DUNAJEC RIVER BASIN

S u m m a r y

The circulation of water in a mountainous region, where the geographical environment is greatly differentiated, is the subject of the present paper. Its aim is to characterise an influence of the relief and geological structure on the regime of the rivers. The Czarny Dunajec river basin with an area of 123 km². is used as an example. Czarny Dunajec starts as two mountain streams: Chochołowski and Kościeliski. Its length in the basen is 20.070 km. and its gradient is 38⁰/₀₀.

The southern part of the river basin lies in the Western Tatra Mts. and the northern in Podhale. Its geological structure reminds that of the Alpine regions which have a crystalline core and a sedimentary cover. The southern part of the basin in the Tatra Mts. has a high mountain glacial relief and is built of crystalline rocks, gneiss and schists, and of morainic cover. The middle part has a high mountain fluvial and karst relief, and is built of jointed limestones, and dolomites. The northern part is built of limestones, dolomites and marls and its relief is of medium mountain type. In the region of Podhale the type of relief is similar, but the region is built of flysch. The southern part of Podhale has the form of an erosional trough lined with fluvio-glacial sediments. The climate and flora of the river basin show an altitudinal zonation.

M e t h o d. Due to the considerable differentiation of the various elements of the geographical environment in the Czarny Dunajec basin the conditions of development of the water circulation are also differentiated. In order to learn the laws of the circulation of water in that river basin a detailed hydrographic mapping in the scale of 1 : 25 000 was carried out in the years of 1953 to 1955. The task consisted in localizing and recording on the topographic map of the largest possible number of indications of water circulation. The hydrographic map was made with the use of a single set of observations and measurements concerning both the surface and ground-water. That map served as a basis for selection of the characteristic hydrographic objects which in years 1955—1956 were constantly and systematically examined at different seasons of the year and under various weather conditions. Altogether 90 measurements

of discharge of streams, 195 measurements of the ground water table (wells), and 1600 measurements of springs were made.

Precipitation. In order to calculate the precipitation in the river basin a curve of dependence of precipitation on the elevation a.s.l. has been constructed. Its formula valid for the northern slopes of the Tatra Mts. is following:

$$P = -17 + 5.3 H - 0.279 H^2 + 0.0049 H^3$$

where: P — precipitation in cm., H — elevation a.s.l. in hundreds of m.

It has been found that the Czarny Dunajec river basin gets a heavy precipitation. In the high mountain part of the basin, in the Tatra Mts., the annual mean is 1540 mm., in the Sub-Tatra Trough (the basin like part of the area) — 1155 mm., and on the Pogórze (the medium mountains part of the area) — 1240 mm., The mean annual precipitation for the whole basin of Czarny Dunajec amounts then to 1370 mm. The northern slopes get more of it than the southern ones.

Evaporation was calculated with the use of Kuzin-Awlasewicz and Parde formula and the results of lysimetric measurements were used for the comparison. The calculated annual sum of evaporations 305 mm. in the Tatra Mts. and 360 mm. in the Czarny Dunajec river basin. Evaporation is helped by the large forested areas and strong, dry winds especially by the foehn. The northern exposition of slopes and high elevation with the lower temperatures of air are the factors lowering the evaporation,

Retention. In the Czarny Dunajec river basin a considerable differentiation in an ability to retain water is observed. In spite of the steepness of slopes it is rather high, which is caused by permeable rocks covering large areas. They collect water from the melting of snow as well as rain water. The geological structure warrants the existence of several reservoirs of the underground water. They differ from one another and show a parallel zonality. Going from south to north we find water in joints of crystalline rocks, in morainic materials, in karst, in alluvia, in flysch and in the waste mantle. The most important is the karst reservoir because of its size, retention capacity and the part played in supplying of streams. It comprises the jointed limestones and dolomites of the high-Tatra nappe. Its character is shown by the great discharge of springs. The karst springs discharge 988 l./sec. that is 40.3 l./sec./km². The springs flowing out of crystalline rocks and morainic materials discharge 466 l./sec. which makes 13.7 l./sec./km². In the high mountain karst region a very deep circulation of water strictly dependent on the geological structure, the general direction of the underground flow from east to west and independence of the underground and surface watersheds are characteristic. Moreover a surplus of water is observed in the eastern part and water deficit in the western part due to the escape of water to the neighbouring river basin. There is a fast flow of the underground water. Slopes are dry. Springs are concentrated in the valley bottoms because of the deep dissection of the region by streams.

The karst reservoir positively influences the river stage of the Tatra streams and of the Czarny Dunajec itself. The underground reservoirs in the Tatra Mts. are much

richer than those in Podhale because of the good conditions of retention and infiltration.

Run-off. To determine the magnitude of run-off the discharge curves were drawn based on the results of the discharge measurements. The partition of run-off into the surface- and subsurface one was made on the basis of measurements of the discharge of springs and on the analysis of low water stages. The stage of those of the Tatra streams that are supplied by the rich underground water reservoirs is comparatively stable. The streams of Podhale supplied by poorer reservoirs show much greater fluctuations of the water level. The total run-off for the six summer months is twice as big as that of the winter half-year. The main part is played by the summer rains while the run-off in winter half-year is dependent on the temperature of air, since it decides the character of precipitation and melting of snow.

The actual run-off in the particular regions is dependent on the character of precipitation and the actual state of retention ability. In the case of precipitation of little intensity the influence of substratum predominates, especially in the Tatra region. In the case of intensive precipitation, however, the influence of orographic factors predominates.

The regime of streams. As a result of the great retention ability in the Tatra region most of the streams supplied by the rich reservoirs show an underground water — snow — rain or snow — underground water — rain type of supply. To the first type belong the high mountain streams supplied by karst and morainic reservoirs. They show the underground run-off coefficient greater than 0.50 and the run-off in May and June is greater than that in July. In the group of streams that have the snow — underground water — rain type of supply the underground run-off coefficient is less than 0.50 but more than 0.40 and the run-off in May and June is greater than that of July. To this group belong the high mountain streams on crystalline — morainic substratum. To the snow — rain — underground water type of supply belong the high mountain streams on the crystalline substratum which show the underground run-off coefficient below 0.40 and which have the run-off in May and June higher than in July. Here belong the streams of the Regle region that have a greater run-off in April than in July.

The streams of Podhale supplied by poorer reservoirs show a rain — snow — underground water type of supply. The underground run-off coefficient is below 0.40. The run-off in spring (thaw) is equal or smaller than that of the summer months (rains).

Czarny Dunajec which cuts across the various hydrographic regions and collects tributaries from them shows a complicated system of supply. In the Tatra section it is an underground water — snow — rain type, in Podhale it is at first snow — underground water — rain type and then the snow — rain — underground water type.

It was found that water balance is not the same for the whole region under consideration.

Run-off from the Western Tatra Mts. was high, amounting to 1280 mm. and the run-off coefficient was 0.83. Such a high run-off coefficients are noted in high mountain, Alpine, Pyrenean and Caucasian river basins as well as in the high mountain catchments of the Slovak Tatra Mts.

The water balance of the particular drainage areas within the Western Tatra Mts. is differentiated as well. In the river basin of Kościeliski the run-off coefficient was 0.87. Losses were smaller than evaporation since the catchment shows an additional feeding with the underground water from beyond the river basin. Run-off from the drainage area of Chochołowski stream was smaller the run-off coefficient was 0.78, and losses were greater than evaporation. These high losses evidenced by the measurements of the discharge of the Chochołowski stream can be explained by the fact that a part of the underground water from the karst region never reaches the stream, probably flowing of the main river basin or penetrating into a deeper level of underground water. In the Czarny Dunajec river basin precipitation amounted to 1360 mm., and run-off to 861 mm., the run-off coefficient was 0.63.

The share of underground water in run-off is very big. Measurements of spring discharge have proved that streams of the Western Tatra Mts. are fed in 60% by ground water. The subsurface water supply in karst regions exceeds 70%.

Taking into account the different types of water circulation in particular parts of the river basin, especially variations in the run-off coefficient, two regions have been distinguished within the Czarny Dunajec basin:

I. The Tatra region representing a high mountain river basin with a run-off coefficient exceeding 0.70.

II. The Podhale region representing a medium-high mountain river basin with the run-off coefficient between 0.55 and 0.70.

The diversity of run-off and retention capacity ratios, particularly the difference of in the magnitude of the subsurface water supply and in the development of the river system, made it possible to distinguish within the region of the Tatra Mts. smaller hydrographic units (or subregions). These are:

I A. The high mountain crystalline-morainic subregion of glacial relief characterised by a coefficient of ground water run-off ranging from 0.40 to 0.50 and by the predominance of the permanent over the periodic river system.

I B. The high mountain calcareous-dolomitic (karst) subregion with a coefficient of ground water run-off reaching 0.70 and the periodic river system prevailing over the permanent one.

I C. The medium-high mountain, dolomitic-shaly subregion with a coefficient of ground water run-off not exceeding 0.40 and a balance between the permanent and periodic river systems.

In the Podhale region are:

II A. The depression alluvia-shale subregion with a coefficient of ground water

run-off above 0.40 and by the marked predominance of the permanent over the periodic river system,

II B. The medium high sandstone-shaly subregion with a coefficient of ground water run-off not exceeding 0.25 and predominance of the permanent over the periodic river system.

The particular hydrographic region influence in different ways the development of water circulation in the whole of the investigated area i.e. also its water balance and stream regime. In the Tatra part of Czarny Dunajec basin (occupying 75 km.²) 38% of water comes from the crystalline-morainic subregion (which occupies 48% of the area), 48% from the calcareous-dolomitic subregion (32% of the area) and 14% from the dolomitic-shaly subregion (32% of the area) and 14% from the dolomitic-shaly subregion (20% of the area).

Measurements of discharge made simultaneously on the borders of the particular subregions at different water levels have shown that the calcareous-dolomitic subregion plays the most important role in supplying the Kościeliski stream (the area of the river basin is about 35 km.²). At low and medium water levels this subregion (occupying 47% of the catchment area) supplies to the stream about 70% of water, at high water stages 35 to 45%. The crystalline-morainic subregion (43% of the catchment area) at high water levels supplies to the stream 33 to 46% of its water, and the dolomitic-shaly subregion (11% of the catchment area) 13 to 24%. The immense supply of water from the calcareous-dolomitic subregion at medium and low water levels gives evidence of the considerable retention capacity in the karst part of the basin. It is also due to the inflow of underground water from beyond the river, from the southeastern direction. The small supply of water from the crystalline — morainic subregion at the low and medium water levels, considerably increasing during high water levels, indicates a small retention capacity in the crystalline region and a higher rate of run-off. The dolomitic-shaly subregion at low and medium water levels has no share in supplying the Kościeliski stream, whereas at high water levels it greatly increases the discharge.

In the catchment basin of the Chochołowski stream which covers an area of about 35 km.² the main water supply at low, medium and high water levels comes from the crystalline-morainic subregion occupying 58% of the whole catchment area. It provides 48% to 60% of water. The supply from the calcareous-dolomitic subregion (22% of the whole area) is 15 to 25%, from the dolomitic-shaly subregion (20% of the catchment basin area) analogically 15 to 25%.

The Kościeliski Stream, chiefly supplied by underground water from calcareous-dolomitic subregion, shows in comparison to the Chochołowski stream very small fluctuations in the water level. The predominance of the supply from the crystalline-morainic subregion with associated run-off and infiltration is the cause of the greater fluctuations of the Chochołowski stream.

The Tatra region, where owing to its favourable properties of retention large storage basins of underground water exist, supplies the Czarny Dunajec river with 85—90% of its total flow. Thus this region plays a prominent part in feeding the river at low and medium water.

The water conditions in the Podhale region are different. Owing to its meagre storage of underground waters, this region supplies the Czarny Dunajec river with little water (some 10—15%) at low and medium water, but with much water (some 30%) at high water.

Investigations and a detailed analysis of the hydrographic data have proved that both the water circulation and the water balance of the Czarny Dunajec river basin are very complicated, showing a considerable differentiation depending on the geographical environment particularly on geological structure and relief. Where the geological structure is favourable to infiltration the mountainous region has a high retention capacity and rate of subsurface run-off together with a considerable surface run-off. These different conditions in run-off and retention capacity which prevail in the particular regions of differing geological structure and relief have led to the development of different types of water circulation in these regions.

In the high mountain crystalline-morainic river basin of glacial relief a run-off — infiltration regime prevails. Large cirques and glacial valleys lined with permeable morainic material lying on an impermeable crystalline substratum favour the shallow infiltration of water.

In the high mountain calcareous-dolomitic catchment with fluvial or glacial relief showing well developed karst features an infiltration regime prevails. The fissured karst substratum, in spite of unfavourable orographic conditions, provides propitious conditions for infiltration and makes possible the deep circulation of water.

In the medium high mountain calcareous-shaly or dolomitic-shaly catchment a run-off — infiltration or infiltration — run-off regime prevails according to the retention capacity of the substratum.

In the medium high part of this same basin which lies on a flyschsandstone substratum with fluvial relief there prevails a system of run-off and infiltration, whereas on the flyschshale substratum the water is carried off.

In the kettle like depression of the Czarny Dunajec river basin built of alluvia and shale deposits, a system of infiltration and run-off prevails.

The arrangement of the river basin and the situation of the run-off areas above the infiltration ones has a favourable effect on the development of water circulation in the Czarny Dunajec river basin, causing a retardation of run-off and retention in the river basin. The configuration, geological structure and vegetation cover influence the spacial differentiation of water phenomena in this region, whereas climatic conditions cause their differentiation in time. Similarly diversified water conditions probably exist in other mountainous regions with differing elements of the geographical environment, especially in areas of varying geological structure.

EXPLANATION TO THE FIGURES

- Fig. 1. The location sketch of the Czarny Dunajec river basin
- Fig. 2. The basin of the Upper Czarny Dunajec
 I — Tatra Mts.: I A — high-mountain crystalline region; I B — high-mountain karstic region, I C medium-high dolomite-shale region, II — Podhale: II A — basin-region of Sub-Tatra-Trough, II B — medium high region of Pogórze Gubalowskie
- Fig. 3. Geological map of the basin of the Upper Czarny Dunajec (after S. Sokółowski)
 1 — Granite, gneiss and crystalline schists, 2 — Quartzite (Triassic), 3 — Fisured calcarous and dolomitic rocks of the high Tatric series (Mesozoic), 4 — Marls (Alb); 5 — Calcarous and dolomitic rocks of the sub-Tatric series (Mesozoic); 6 — Marls (Neocene), 7 — Nummulitic limestone and conglomerates (Eocene), 8, 9, 10 — Flysh of Podhale (Eocene), 11 — Morainic covers (Pleistocene), 12 — Fluvio-glacial and alluvial covers (Pleistocene and Holocene)
- Fig. 4. Climatic zones (after M. Hess)
 1 — Cold, 2 — moderate cold, 3 — very cool, 4 — cool, 5 — moderate cool, 6 — moderate warm; 7 — Variant of basins climat
- Fig. 5. Precipitation stations
- Fig. 6. Relation of precipitation to altitude. N, S — north and south slopes
- Fig. 7. Precipitation, ground-water levels and river stage in hydrological years 1956—1958. Precipitation gauging station — Nowy Targ. Gauging station of Czarny Dunajec — Nowy Targ. Ground-water station — Podczerwone
 1 — water levels of the Czarny Dunajec, 2 — ground water levels
- Fig. 8. Hydrographical map of the Upper Czarny Dunajec basin in autumn
 1 — River-net, 2 — Decline and disappearance of discharge, 3 — Joint springs, 4 — Single springs, 5 — More important springs, 6 — Marshes, 7 — Leakage of ground water, 8 — Trickling of ground water
- Fig. 9. Hydrographical map of the Upper Czarny Dunajec basin in winter
 1 — River net, 2 — Decline and disappearance of discharge, 3 — Joint springs, 4 — Single springs, 5 — More important springs
- Fig. 10. Mean monthly river stage in years 1949—1958: A — Kościeliski creek at Kościelisko, B — Rogoźnik Wielki at Ludźmierz, C — Czarny Dunajec at Nowy Targ (1952—1958)
 1 — Highest, 2 — Middle highest, 3 — Average, 4 — Middle lowest, 5 — Lowest
- Fig. 11. Diagram of water levels of Kościeliski creek for the hydrological years 1954—1956
 1 — Water levels, 2 — Mean air temperature, 3 — Precipitation, 4 — Snow cover
- Fig. 12. Map of discharge. Streams with discharge in l/sec.
 1 — below 10, 2 — 10—50, 3 — 50—100, 4 — 100—200, 5 — 200—500, 6 — 500—1000, 7 — 1000—3000
 8 — more than 3000, 9 — Complete disappearance of discharge, 10 — Decline of discharge
- Fig. 13. Discharge curve of Kościeliski creek at Kościelisko
- Fig. 14. Discharge curve of Chocholowski creek at Witów
- Fig. 15. Discharge curve of Czarny Dunajec river at Chocholów
- Fig. 16. Runoff from the Czarny Dunajec basin and from the neighbouring basins



Zofia Ziemońska

MAPA HYDROGRAFICZNA GÓRNEJ CZĘŚCI DORZECZA CZARNEGO DUNAJCA
HYDROGRAPHIC MAP OF THE UPPER PART OF CZARNY DUNAJEC BASIN

TABLICA
PLATE 1



- europejski dział wodny
main European divide
- dział wodny II, III i IV rzędu
divides of II-nd, III-rd, IV-th order
- 1 orograficzny
orographic
- 2 niepewny
uncertain
- strefowy dział wodny
divide of an outflowless area situated at the interfluves
- ponor
swallow-hole
- makrodlą
marshes
- jezioro
lake
- ZBIORNIKI WÓD PODZIEMNYCH, W SKALACH LUZNYCH**
GROUND-WATER RESERVOIRS, IN THE LOOSE ROCKS
- w utworach gruzowych, morenowych i piargowych
in the morainic covers
- w utworach aluwialnych i fluwiogłaciennych
in the gravel covers
- w zwietrzelinie gliniasto-piaszczystej
in clay and sand covers
- W SKALACH LITYCH**
IN THE SOLID ROCKS
- w skrosowiatach utworach wapiennych i dolomitowych
in fissured limestone and dolomite
- w kompleksach wapienno-lupkowych
in limestone-dolomite and shale complexes
- w kompleksach piaskowcowo-lupkowych
in sandstone and shale complexes
- w uszczelnianych utworach krystalicznych
in fissured crystalline rocks
- obszary o małej retencji, bez wyraźnie wykształconych zbiorników wód podziemnych
areas of feeble infiltration without any greater ground-water reserves
- GŁĘBOKOŚĆ DO ZWIERCIADŁA WODY W POMIARZONYCH STUDNIACH (w m.):**
DEPTH OF THE WATER TABLE MEASURED IN WELLS (in m.):
- 0 - 2
- 2 - 5
- 5 - 10
- WYDAJNOŚĆ ŹRÓDEŁ (w l./sek.):**
DISCHARGE OF SPRINGS (in l./sec.):
- źródło stałe
permanent spring
- źródło okresowe
periodic spring
- do 0,1
below 0,1
- 0,1 - 0,5
- 0,5 - 1
- 1 - 5
- 5 - 10
- 10 - 100
- powyżej 100
over 100
- linia źródeł
line of springs
- źródło użytkowane
spring used by people
- młaka
bog-spring
- wyciek
leakage
- wysiek
trickling outflow
- stała sieć rzeczna
permanent river-net
- ciek o stałych odcinkach giniejąca wody
stream with sections of the bed permanently dry
- ciek okresowy
periodic stream
- miejsce jednorazowego pomiaru przepływu
point of a single measurement of flow
- miejsce powtarzanych pomiarów przepływu
point of repeated flow measurement
- obszary katastrofalnych zalewów
area of catastrophic river floods
- młynówka i tartak
mill-channel
- stacja opadowa PIHM
precipitation gauging station
- stacja wodowskazowa PIHM
river gauging station

CECHY REGIONÓW HYDROGRAFICZNYCH
CHARACTERISTICS OF THE HYDROGRAPHIC REGIONS

Region	Odplyw gruntowy Seepage flow	Gęstość sieci rzecznej Density of the river-net	Ilość i wydajność źródeł Number of springs according to discharge	Ilość źródeł na km ² Average number of springs per sq. km	Ilość wody dostarczonej przez źródła w l./sec. Quantity of water discharged by springs in l./sec.	Wody podziemne Underground water reservoirs	System zasilania potoków System of streams supply
IIB							
IIA							
IC							
IB							
IA							
Objaśnienia - Key	<p>odplyw gruntowy w procentach odpływu seepage flow in per cent of run-off</p> <p>stała sieć rzeczna permanent river-net</p> <p>okresowa sieć rzeczna periodic river-net</p>	<p>25 źródeł 25 sources</p> <p>wydajność źródeł source discharge</p> <p>< 0,1 l./sek</p> <p>0,1 - 0,5</p> <p>0,5 - 1,0</p> <p>1,0 - 5,0</p> <p>5,0 - 10,0</p> <p>10 - 100</p> <p>> 100</p>	<p>25 źródeł 25 sources</p> <p>wydajność źródeł source discharge</p> <p>1 źródło 1 source</p> <p>75 l./sek 75 l./sec.</p> <p>75 l./sec.</p> <p>- w tym przez źródła o wydajności powyżej 100 l./sek sources whose discharge exceeds 100 l./sec.</p>	<p>w wapieniach i dolomitach in limestone and dolomites</p> <p>w piaskowcach in sandstones</p> <p>w utworach morenowych in moraine covers</p> <p>w utworach aluwialnych i fluwioglejowych in gravel covers</p> <p>w wapieniach i dolomitach krystalicznych in fissured crystalline covers</p> <p>w wietrzejonych glinach i piaskach z głazami in sandy clays with boulders</p>	<p>zasilanie deszczowe supply by rain</p> <p>zasilanie śnieżne supply by snow</p> <p>zasilanie gruntowe supply by underground waters</p>		

31. Praca zbiorowa, Land Utilization. Methods and Problems of Research. 1962, s. 250 + 13 wkładek zł 63,—
32. Kosiński L., Miasta województwa białostockiego. 1962, s. 163 + wkładki, zł 28,—
33. Kaczorowska Z., Opady w Polsce w przekroju wieloletnim. 1962, s. 112 + wkładka, zł 28,—
34. Okołowicz W., Zachmurzenie Polski.
Stopa M., Burze w Polsce. 1962, s. 185 + 2 wkładki, zł 45,—
35. Biegajło W., Sposoby gospodarowania w rolnictwie województwa białostockiego. 1962, s. 187 + mapy, zł 48,—
36. Dziewański J., Starkel L., Dolina Sapu między Soliną a Zwierzyniem w czwartorzędzie. 1962, s. 86 + 9 wkładek, zł 28,—
37. Chilczuk M., Rozwój i rozmieszczenie przemysłu rolno-spożywczego w województwie białostockim. 1962, s. 159, zł 38,—
38. Radłowska C., Rzeźba północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. 1963, s. 178 + 12 fot. + 4 wkładki, zł 60,—
39. Szupryczyński J., Rzeźba strefy marginalnej i typy deglacjacji lodowców południowego Spitsbergenu. 1963, s. 162 + 4 mapy, zł 35,—
40. Kosiński L., Procesy ludnościowe na Ziemiach Odzyskanych. 1963, s. 128 + wkładki, zł 28,—
41. Domański R., Zespoły sieci komunikacyjnych. 1963, s. 110 + 38 ilustr., zł. 24,—
42. Stasiak J., Historia jeziora Kruklin w świetle osadów sfery litoralnej. 1963. s. 94 + 2 mapy, zł 27,—
43. Mileska I., Regiony turystyczne Polski. 1963, s. 156 + mapy, zł 34,—
44. Gilewska S., Rzeźba progu środkowotriasowego okolic Będzina. 1963, s. 135 + wkładki, zł 36,—
45. Chilczuk M., Sieć ośrodków więzi społeczno-gospodarczej wsi w Polsce. 1963, s. 155 + 23 map, zł 65,—
46. Praca zbiorowa, Problems of geomorphological mapping. 1963, s. 138 + 6 map, 9 ilustr. 39 s. anex, zł. 48.—
47. Praca zbiorowa, Studia geograficzne w powiecie pińczowskim. 1966 (w druku).
48. Wróbel A., Pojęcie regionu ekonomicznego a teoria geografii. 1965.
49. Ratajski L., Polska kartografia ekonomiczna XX wieku. 1965, s. 143, 16 ilustr. zł 30,—
50. Starkel L., Rozwój rzeźby polskiej części Karpat Wschodnich. 1965, s. 160, 5 map 30 ryc., zł. 48,—
51. Kostrowicki S. A., Regionalizacja zoogeograficzna palearktyki w oparciu o faunę motyli, tzw. większych (Macrolepidoptera). 1965, s. 100, 21 ilustr., zł 30,—
52. Gerlach T., Współczesny rozwój stoków w dorzeczu górnego Grajcarca (Beskid Wysoki — Karpaty Zachodnie). 1966 (w druku)
53. Klimek K., Deglacjacja północnej części wyżyny Śląsko-Krakowskiej w okresie zlodowacenia środkowopolskiego. 1966, s. 136 + 26 ilustr., zł. 32,—
54. Kosmowska D., Rozwój rzeźby w trzeciorzędzie okolic Ostrowca i Ćmielowa Świętokrzyskiego. 1966 (w druku).

Varia

- Kaczorowska Z., Zestaw zagranicznych czasopism i wydawnictw seryjnych z zakresu nauk o ziemi znajdujących się w bibliotekach polskich. 1957, s. 377, zł 100,—
- Ratajski L., Szewczyk J., Zwoliński P., Nazewnictwo geograficzne świata. 1959, s. 857, zł 135,—
- Centralny katalog zbiorów kartograficznych w Polsce. Zeszyt 1. Katalog atlasów i dzieł geograficznych 1482—1800. 1961, s. 248, zł 72,—
- Centralny katalog zbiorów kartograficznych w Polsce. Zeszyt 2 (uzupełniający). Katalog atlasów i dzieł geograficznych 1482—1800. 1963, s. 124, zł 28,—
- Centralny katalog zbiorów kartograficznych w Polsce. Zeszyt 3. Katalog atlasów i dzieł geograficznych 1801—1919. 1965. 32 nłb., s. 343, zł. 76,—