

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA

PRACE GEOGRAFICZNE NR 164

RYSZARD GLAZIK

OBIEG WODY
W KLIMACIE KONTYNENTALNYM
NA PRZYKŁADZIE
PÓŁNOCNEJ MONGOLII

WYDAWNICTWO
Continuo

PRACE GEOGRAFICZNE IGiPZ PAN

141. Rościszewski M., Mashbits Y. S., Siemek Z. (red.), *Third World, geographical problems of development*, Proceedings of the III Polish-Soviet Seminar, Warsaw, September 1979, 1981, s. 121.
142. Słupik J., *Rola stoku w kształtowaniu odpływu w Karpatach fliszowych*, 1981, s. 98, 34 il., 10 fot.
143. Froehlich W., *Mechanizm transportu fluwialnego i dostawy zwierzelin do koryta w górskiej zlewni fliszowej*, 1982, s. 144, 68 il., 17 fot.
144. Rościszewski M. (red.), *Różnicowanie się i nowe podziały światowej przestrzeni społeczno-gospodarczej*, 1983, s. 96, 13 il.
145. Baumgart-Kotarba M., *Kształtowanie koryt i teras rzecznych w warunkach zróżnicowanych ruchów tektonicznych (na przykładzie wschodniego Podhala)*, 1983, s. 145, 39 il., 13 fot.
146. Drozdowski E., *Stratygrafia i geneza osadów zlodowacenia wistulian w północnej części dolnego Powiśla*, 1986, s. 90, 22 il., 25 fot.
147. Kostrowicki A. S. (red.), *Studium geoekologiczne rejonu jezior wigierskich*, 1988, s. 134, 23 il.
148. Eberhardt P., *Regiony wyludniające się w Polsce*, 1989, s. 141, 10 map.
149. Szulc H., *Morfogenetyczne typy osiedli wiejskich na Pomorzu Zachodnim*, 1988, s. 138, 36 il., 3 mapy.
150. Leszczycki S., *Badania geograficzne nad osadnictwem w południowej Anatolii*, 1987, s. 113, 7 il., 45 fot.
Kawecka-Endrukajtis B., Tuszyńska-Rękawek H., *Spis zawartości Prac Geograficznych 1-150 (1954-1987)*, s. 43.
151. Rykiel Z. (red.), *Struktury i procesy społeczno-demograficzne w regionie katowickim*, 1988, s. 148, 31 il.
152. Korcelli P., Gawryszewski A. (red.), *Współczesne przemiany regionalnych systemów osadniczych w Polsce*, 1989, s. 176, 35 il.
153. Bogacki M. (red.), *Współczesne przemiany rzeźby Polski południowo-wschodniej*, 1990, s. 145, 10 il.
154. Dziewoński K., *Koncepcje i metody badawcze z dziedziny osadnictwa*, 1990, s. 288.
155. Kotarba A. (red.), *System denudacyjny Polski*, 1991, s. 223, 83 il.
156. Kostrowicki A. S., *System „człowiek – środowisko” w świetle teorii ocen*, 1992, s. 115, 7 il.
157. Babiński Z., *Współczesne procesy korytowe dolnej Wisły*, 1992, s. 171, 62 il., 20 fot.
158. Matuszkiewicz J. M., *Krajobrazy roślinne i regiony geobotaniczne Polski*, 1992, s. 107, 24 il., 2 mapy.
159. Błażejczyk K., *Wymiana ciepła pomiędzy człowiekiem a otoczeniem w różnych warunkach środowiska geograficznego*, 1993, s. 123, 46 il.
160. Krawczyk B., *Typologia i ocena bioklimatu Polski na podstawie bilansu cieplnego ciała człowieka*, 1993, s. 96, 14 il.
161. Banach M., *Morfodynamika strefy brzegowej zbiornika Włocławek*, 1994, s. 176, 54 il., 35 fot.
162. Zgliński M., *Kształtowanie się strefy żywicielskiej aglomeracji warszawskiej*, 1994, s. 164, 50 il.
163. Szulc H., *Morfogeneza osiedli wiejskich w Polsce*, 1995, s. 112, 40 il., 1 mapa.

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA

PRACE GEOGRAFICZNE NR 164

GEOGRAPHICAL STUDIES

No. 164

RYSZARD GLAZIK

WATER CIRCULATION
IN THE CONTINENTAL CLIMATE
ON EXAMPLE OF NORTHERN MONGOLIA

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA

PRACE GEOGRAFICZNE NR 164

RYSZARD GLAZIK

OBIEG WODY
W KLIMACIE KONTYNETALNYM
NA PRZYKŁADZIE
PÓŁNOCNEJ MONGOLII

WYDAWNICTWO
Continuo

WROCŁAW 1995

<http://rcin.org.pl>

KOMITET REDAKCYJNY

REDAKTOR NACZELNY: ROMAN SZCZĘSNY
CZŁONKOWIE: KRZYSZTOF BŁAŻEJCZYK, ANDRZEJ S. KOSTROWICKI,
LESZEK STARKEL, ANDRZEJ STASIAK, GRZEGORZ WĘCŁAWOWICZ
SEKRETARZ: IRENA STAŃCZAK

Recenzent: Prof. dr hab. Kazimierz Klimek

Praca habilitacyjna

Redaktor Wydawnictwa: Jan Kuźma
Redaktor techniczny: Maciej Szłapka

© Copyright by Wydawnictwo Continuo, Wrocław 1995

ISBN 83-86682-01-9
PL ISSN 0373-6547

Skład i łamanie wykonano w Pracowni Składu Komputerowego TYPO-GRAF we Wrocławiu
Wydrukowano we Wrocławskiej Drukarni Naukowej

SPIS TREŚCI

Wstęp	7
1. Cel, zakres i metody pracy	9
2. Przegląd literatury	14
3. Mongolskie nazwy i terminy geograficzne	16
4. Regiony geograficzne oraz główne cechy rzeźby i budowy geologicznej	20
4.1. Regiony fizycznogeograficzne	20
4.2. Zarys rzeźby i budowy geologicznej	20
5. Klimatyczne warunki obiegu wody	24
5.1. Cyrkulacja atmosferyczna i główne cechy klimatu	24
5.2. Charakterystyka wybranych elementów meteorologicznych	26
5.3. Warunki mikroklimatyczne	40
6. Wpływ wieloletniej zmarzliny na obieg wody	42
6.1. Wieloletnia zmarzlina jako warstwa nieprzepuszczalna	42
6.2. Występowanie i miąższość zmarzliny	43
6.3. Degradacja i agradacja zmarzliny	46
6.4. Zawartość lodu (wody) w zmarzlinie	49
6.5. Wpływ zmarzliny na warunki krążenia wody	51
7. Hydrologiczna rola sezonowego przemarzania i odmarzania gruntu	56
7.1. Terminologia	56
7.2. Wpływ klimatu i innych elementów środowiska na sezonowe przemarzanie i odmarzanie gruntu	58
7.3. Regionalizacja i głębokość sezonowego przemarzania i odmarzania gruntu	60
7.4. Wpływ sezonowego przemarzania i odmarzania gruntu na krążenie wody	63
8. Przepuszczalność utworów powierzchniowych	68
8.1. Charakterystyka pokryw zwietrzelinowych	68
8.2. Wyniki pomiarów infiltracji w małych zlewniach rzecznych Chenteju	69
9. Hydrografia i wieloletnia zmienność przepływów rzek	73
9.1. Sieć hydrograficzna	73
9.2. Posterunki hydrometryczne i ciągi danych obserwacyjnych	76
9.3. Wieloletnie tendencje zmian odpływu rzecznego	78
9.4. Daty zmian tendencji wieloletnich. Lata suche i mokre	84
9.5. Wieloletnia zmienność przepływów rzek Chenteju w latach 1972–1990 na przykładzie dorzecza Tereldź	88
9.6. Długookresowe cykle wahań odpływu rzecznego	90
9.7. Statystyczne miary i wskaźniki wieloletniej zmienności przepływów rzek	92

10. Obieg wody w małych zlewniach rzecznych Chenteju	96
10.1. Piętrowość klimatyczno-roślinna Chenteju	96
10.2. Obieg wody w górnej części dorzecza Charaa	100
10.2.1. Obszar i okresy badań	100
10.2.2. Rola wierzchowin, stoków i dna doliny w kształtowaniu odpływu ze zlewni Sugnugurin	102
10.2.3. Odpływ podziemny ze zlewni Sugnugurin	106
10.2.4. Wpływ ekspozycji stoków i wyniesienia terenu na odpływ w górnej części dorzecza Charaa	107
10.2.5. Obszary o dodatnim i ujemnym bilansie wodnym	110
10.2.6. Hydrologiczna rola nalodzi	112
10.2.7. Zmiany stosunków wodnych pod wpływem gospodarki człowieka	115
10.3. Obieg wody w górnej części dorzecza Toły	116
10.3.1. Przyrodnicze warunki obiegu wody	117
10.3.2. Odpływ ze zlewni Tereldź w roku suchym i mokrym	118
10.3.3. Hydrografia i odpływ ze zlewni Baruun-Bajan	123
10.3.4. Zróżnicowanie odpływu wewnątrz zlewni Baruun-Bajan	126
10.3.5. Mineralizacja wód i denudacja chemiczna w zlewni Baruun-Bajan	129
10.4. Obieg wody w górnej części dorzecza Kerulenu	132
10.4.1. Obszar i okres badań	132
10.4.2. Odpływ ze zlewni Dunda-Bajdałagijn	134
10.4.3. Zróżnicowanie odpływu w górnej części dorzecza Kerulenu	136
10.4.4. Własności chemiczne wód i rumowisko unoszone	138
10.5. Warunki obiegu wody w różnych piętrach klimatyczno-roślinnych	140
11. Wybrane problemy odpływu rzecznego	143
11.1. Wpływ jezior na odpływ	143
11.2. Odpływ z Regionu Orchońsko-Selengijskiego	145
11.3. Rozkład odpływu w ciągu roku	150
11.4. Przepływy maksymalne i minimalne	156
11.5. Typologia wezbrań i typy reżimów rzecznych	166
Podsumowanie	173
Literatura	176
Water circulation in the continental climate on example of northern Mongolia (summary)	184

WSTĘP

Woda jest elementem środowiska decydującym o jakości i natężeniu procesów fizycznogeograficznych. Zmiany ilości wody są czułym wskaźnikiem sezonowych i wieloletnich zmian warunków meteorologicznych (klimatycznych), a w dłuższym okresie wpływają na przekształcenie pozostałych elementów środowiska przyrodniczego. Już od zarania dziejów ludzkości woda decydowała o lokalizacji osiedli oraz działalności gospodarczej człowieka. W ostatnim stuleciu głównym czynnikiem modyfikującym obieg wody stała się antropopresja.

Problem zasobów wodnych odgrywa wyjątkową rolę w rozwoju krajów strefy półsuchej, gdzie sumy opadów atmosferycznych tylko nieznacznie przewyższają parowanie lub są jemu równe. W tych warunkach nawet nieznaczna zmiana struktury bilansu wodnego (odpływu) i jakości wody, wywołana gospodarką człowieka, może poważnie zakłócić równowagę ekologiczną. Poznanie zasobów i obiegu wody jest podstawą racjonalnego planowania wykorzystania i ochrony zasobów wodnych.

Mongolia należy do krajów strefy półsuchej i ma klimat skrajnie kontynentalny. Obieg wody jest modyfikowany specyficznymi warunkami środowiska: górską rzeźbą terenu, występowaniem wieloletniej zmarzliny oraz głębokim, sezonowym przemarzaniem i odmarzaniem podłoża. Charakterystyczną cechą jest sterfowy i piętrowy (w górach) układ stosunków termiczno-wilgotnościowych, decydujący o rozmieszczeniu stref (pięter) klimatyczno-roślinnych. Te ostatnie stanowią odrębne ekosystemy, wyraźnie różniące się warunkami środowiska, a zwłaszcza wilgotnością podłoża, obiegiem wody oraz jakością i natężeniem innych procesów. W słabo zaludnionych i trudno dostępnych obszarach Mongolii środowisko zachowało jeszcze swój naturalny charakter, ale poważne zmiany występują już w ośrodkach przemysłowych (górnictwych), miejskich i w rejonach rolniczych.

Dynamika procesów, w tym obieg wody, i wzajemne powiązania między elementami środowiska przyrodniczego Mongolii są nadal słabo poznane. Wiarygodne opisy przyrody Mongolii pojawiły się dopiero na przełomie XIX i XX stulecia dzięki ekspedycjom Rosyjskiego Towarzystwa Geograficznego. Przeszkodą w rozwoju nauk geograficznych był przez długi czas niedobór kadr naukowych, brak map topograficznych i niedostateczna ilość obserwacji stacjonarnych. Pierwsze stacje meteorologiczne założono dopiero w końcu lat trzydziestych, a posterunki wodowskazowe – w połowie lat czterdziestych obecnego stulecia. Do chwili obecnej brak sieci obserwacyjnej wód podziemnych. Pierwsze naukowe opracowania danych obserwacyjnych ukazały się dopiero w latach sześćdziesiątych. Publikacje te, drukowane prawie wyłącznie w językach rosyjskim lub mongolskim, mają ograniczony krąg odbiorców. Wynika stąd

słaba znajomość problemów geograficznych Mongolii, zwłaszcza w krajach zachodnich.

Podjęcie tematu rozprawy było możliwe dzięki uczestnictwu autora w kilku mongolsko-polskich ekspedycjach fizycznogeograficznych, które prowadziły badania na obszarze Mongolii w latach 1974–1990. Organizatorami ekspedycji były Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, Instytut Geografii i Zmarzlinoznawstwa Akademii Nauk MRL (Ułan Bator), a w późniejszym okresie również Zakład Ochrony Przyrody i Zasobów Naturalnych PAN (Kraków). Wyniki badań tych ekspedycji wniosły istotny wkład w wyjaśnienie wielu problemów przyrodniczych Mongolii. W ostatnich latach polskie badania w Mongolii uległy znacznemu ograniczeniu z powodów finansowych, a współpracę naukową z geografami mongolskimi chętnie podejmują kraje zachodnioeuropejskie i Japonia.

W tym miejscu pragnę złożyć serdeczne podziękowania Kierownikowi Zakładu Geomorfologii i Hydrologii Niżu IGiPZ PAN Profesorowi Janowi Szuprczyńskiemu za dotychczasową opiekę naukową, stworzenie warunków i życzliwą pomoc w realizacji podjętego problemu oraz rzadko spotykane zainteresowanie postępem i wynikami pracy. Kierownikowi mongolsko-polskich ekspedycji fizycznogeograficznych Profesorowi Kazimierzowi Klimkowi wyrażam wdzięczność za umożliwienie przeprowadzenia badań w różnych regionach Mongolii, zachętę do przedstawienia niniejszej rozprawy oraz trud opracowania recenzji wydawniczej. Doktorowi Romanowi Soji dziękuję za współpracę w badaniach zlewni Baruun-Bajan. Podziękowania składam również hydrologom mongolskim – Doktorowi Dżimeegijnovi Cerensodnomovi i współpracownikom za okazaną pomoc w pracach terenowych. Zespołowi Zakładu w Toruniu dziękuję za życzliwą, krytyczną dyskusję w czasie opracowywania poszczególnych zagadnień oraz pomoc techniczną w przygotowaniu rysunków i maszynopisu pracy.

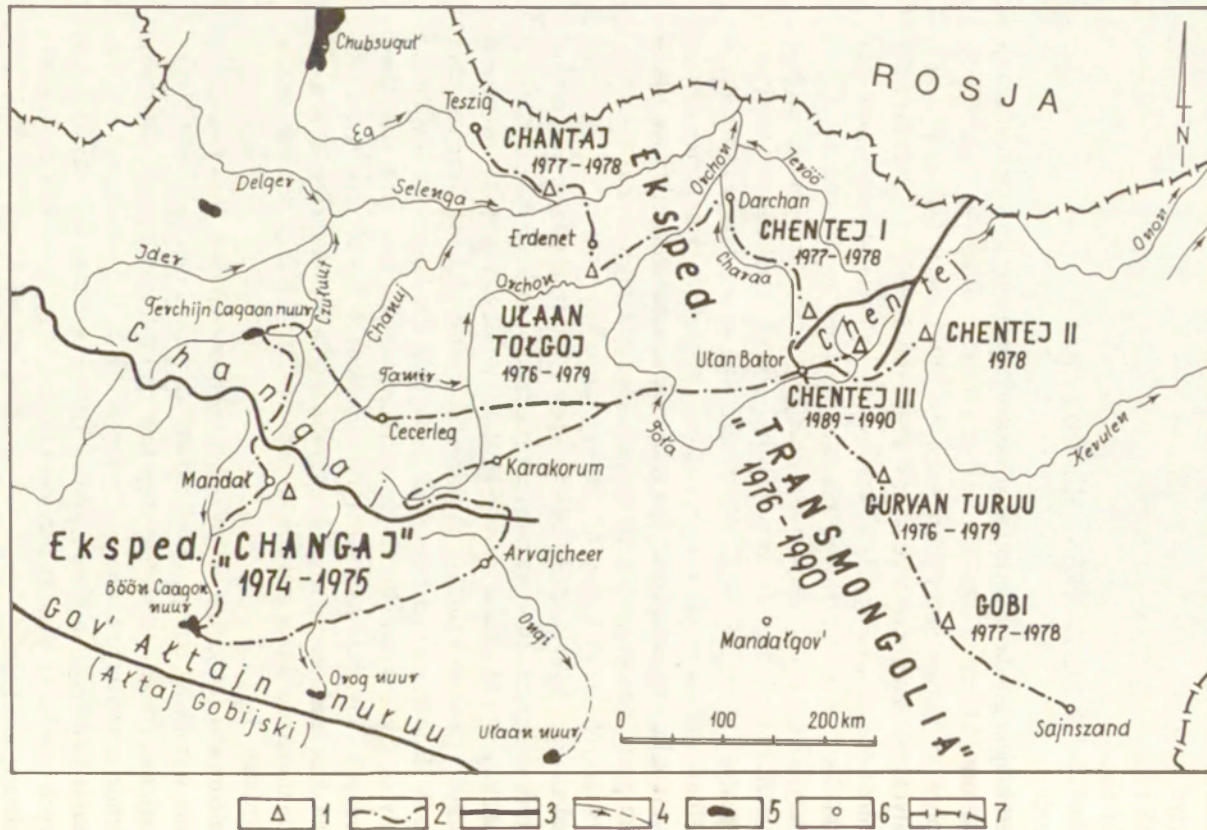
1. CEL, ZAKRES I METODY PRACY

Mongolia jest krajem górsko-wyżynnym, o średniej wysokości 1580 m n.p.m. i zajmuje 1 531 000 km² (Murzajew 1952) lub 1 565 000 km² (Badzargur i in. 1980). Decydujący wpływ na środowisko przyrodnicze ma położenie w centralnej części kontynentu azjatyckiego, otoczenie kraju wysokimi górami Syberii i Tybetu oraz duża odległość od mórz i oceanów (ponad 1000 km). Mongolię charakteryzuje wiele unikatowych w skali światowej cech środowiska: skrajnie kontynentalny klimat z centrum wyżu syberyjskiego w okresie zimy, najdalej wysunięta na południe granica wieloletniej zmarzliny (nie licząc obszarów wysokogórskich) i najdalej wysunięty na północ zasięg pustyń (Murzajew 1952). Na obszarze kraju występują różne strefy klimatyczno-roślinne: górskie tundra i tajga, lasostep, step, strefa półpustyń i pustyń. Ich rozmieszczenie zależy od szerokości geograficznej, a przede wszystkim od wysokości terenu nad poziom morza. Ta ostatnia warunkuje piętrowy układ stosunków klimatycznych, wodnych, zmarzlinowych, glebowych i roślinnych.

Głównym celem pracy było zbadanie obiegu wody w kontynentalnym, półsuchym klimacie Mongolii, w warunkach występowania zmarzliny i głębokiego, sezonowego przemarzania podłoża. Problem jest niezwykle złożony i obejmuje wiele zagadnień interdyscyplinarnych, głównie z zakresu hydrologii, klimatologii, zmarzlinoznawstwa i hydrogeologii. W słabo zbadanych obszarach do wyjaśnienia krążenia wody bardzo pomocne okazały się także wyniki badań gleboznawczych i botanicznych, dotyczące właściwości wodnych gleb i rozmieszczenia pięter roślinnych. Podejmując temat pracy, napotkano na duże trudności w ustaleniu prawidłowych nazw obiektów geograficznych i sposobu transkrypcji mongolskich wyrazów na język polski. Przyjęte zasady omówiono w rozdziale 3.

Problem realizowano etapami, a celem zadań częściowych było w pierwszej kolejności poznanie warunków obiegu wody, zwłaszcza najważniejszych cech rzeźby i budowy geologicznej (rozd. 4), klimatycznych warunków obiegu wody (rozd. 5), wpływu wieloletniej zmarzliny na obieg wody (rozd. 6), hydrologicznej roli sezonowego przemarzania i odmarzania gruntu (rozd. 7) oraz przepuszczalności utworów powierzchniowych (rozd. 8). Kolejnym celem było poznanie stosunków hydrograficznych i wieloletniej zmienności przepływów rzek północnej Mongolii (rozd. 9). Pojęcie „północna Mongolia” ma charakter umowny i w niniejszej pracy oznacza obszary położone w dorzeczach Selengi i Kerulenu, chociaż w rozważaniach hydrologicznych uwzględniono również niektóre, endoreiczne dorzecza południowego Changaju (ryc. 1).

Najważniejszą częścią publikacji jest rozdział 10, w którym realizując główny cel



Ryc. 1. Lokalizacja głównych baz badawczych mongolsko-polskich ekspedycji fizycznogeograficznych w latach 1974–1990

- 1 – rejony badań stacjonarnych, 2 – trasy przebyte przez autora (obserwacje przeglądowe), 3 – pasma górskie, 4 – ciekі stałe i okresowe, 5 – jeziora, 6 – miejscowości, 7 – granice państwa

Location of the main research bases of the physico-geographical Mongolian-Polish expeditions in the years 1974–1990

- 1 – regions of the stationary studies, 2 – routes passed by the author (review observations), 3 – mountain ranges, 4 – stable and intermittent streams, 5 – lakes, 6 – localities, 7 – borders of the country

badan, przedstawiono pogłębioną, szczegółową analizę obiegu wody w małych zlewniach rzecznych na przykładzie Chenteju. Wyniki badań porównano z uzyskanymi w innych regionach północnej Mongolii, przeprowadzono dyskusję oraz określono warunki obiegu wody w różnych piętrach klimatyczno-roślinnych. W rozdziale 11 omówiono wybrane problemy odpływu rzeczno (wpływ jezior i obszarów rolniczych na transformację odpływu). Na podstawie przeprowadzonych badań oraz analizy rozkładu odpływu w ciągu roku, przepływów maksymalnych (powodzie) i minimalnych (niżówki) wyróżniono charakterystyczne typy wezbrań i reżimu hydrologicznego rzek północnej Mongolii.

Publikacja jest wynikiem wieloletnich, szczegółowych i przeglądowych badań terenowych, przeprowadzonych w różnych regionach Mongolii w sezonach letnich 1977, 1978, 1980, 1981, 1989, 1990 i 1992. Stanowi syntezę własnych, dotychczasowych rezultatów badań, prac kameralnych i studiów nad obiegiem wody w Mongolii z uwzględnieniem wyników mongolsko-polskich ekspedycji fizycznogeograficznych. Prowadziły one badania w latach 1974–1990 w ramach współpracy naukowej między Polską Akademią Nauk a Akademią Nauk MRL. Przyjęto metodę kompleksowych badań fizycznogeograficznych w obszarach testowych, reprezentujących główne regiony kraju (ryc. 1). Brak dotąd syntetycznego ujęcia wyników ekspedycji w zakresie poszczególnych dyscyplin nauk geograficznych, mimo licznych monografii i tomów wydawnictw seryjnych poświęconych środowisku i dynamice procesów w obszarach eksploracji (Klimek, Starkel 1980; Starkel, Kowalkowski 1980; Breymayer, Klimek 1983; Bulletin Acad. Pol. Sci., Terre, 23, 25, 28 z lat 1975, 1977, 1980; Annales UMCS, Sec. B, 34, 1979; Rocznik Naukowo-Dydaktyczny WSP Kraków, Prace Geogr., 8, 1980).

W ramach ekspedycji TRANSMONGOLIA autor uczestniczył głównie w badaniach hydrologicznych Chenteju, prowadzonych w małych zlewniach położonych na skłonach gór o ekspozycji zachodniej (grupa CHENTEJ I), wschodniej (CHENTEJ II) i południowej (CHENTEJ III) (ryc. 1). Na zachodnim skłonie gór pomiarami hydrologicznymi objęto zlewnię Sugnugurin i przedgórze Chenteju w dorzeczu Charaa (Glazik 1978, 1979b, 1980; Woźniczka 1978, 1980). W części wschodniej badania skoncentrowano w zlewni Dunda-Bajdałagijn i w przyległym odcinku doliny Kerulenu (Glazik 1979a; Michalczyk 1979; Michalczyk i in. 1979, 1980; Soja, Wojciechowski 1979; Świeca 1979; Andrzejewski, Glazik 1984). W części południowej obserwacje przeprowadzono w zlewni Baruun-Bajan, należącej do dorzecza Toły (Glazik, Soja 1991, 1993). Rozmieszczenie obszarów badawczych umożliwiło prześledzenie obiegu wody na skłonach Chenteju o różnej wilgotności, warunkującej piętrowy układ elementów środowiska.

Autor przeprowadził także badania w innych regionach północnej Mongolii, zwłaszcza w południowej części Gór Chabsugulskich (CHANTAJ). Dotyczyły one warunków obiegu wody i odpływu z małych zlewni gór Chantaj i ich przedpola, należących do dorzeczy Eg i Selengi (Glazik i in. 1978). W pracy wykorzystano również wyniki badań hydrologicznych ekspedycji CHANGAJ (zlewnie Caagan Turutuun i Sant), pracującej na południowym skłonie gór (Froehlich i in. 1975; Froehlich, Sugar 1975; Dauksza, Soja 1977; Froehlich, Słupik 1977; Słupik 1975, 1980; Soja 1980). W ten

sposób uzyskano możliwość porównawczej analizy obiegu wody w różnych regionach Mongolii.

Ekspedycyjny charakter i krótkie okresy prac terenowych wymagały zastosowania prostych i efektywnych metod badawczych. Celem uzyskania porównywalności wyników przyjęto podobne metody badań we wszystkich zlewniach. Odpływ z głównych zlewni kontrolowano w przekrojach wodowskazowych (limnigraficznych). Hydrogramy średnich dobowych przepływów wykorzystano do charakterystyki fal wezbraniowych. Kształt i objętość fal świadczą o zdolnościach retencyjnych zlewni. Wielkość odpływu powierzchniowego i podziemnego określano metodą ścięcia fal wezbraniowych. W Mongolii brak sieci obserwacyjnej wód podziemnych. Dynamika odpływu podziemnego pozwoliła w sposób względny wnioskować o zmianach położenia zwierciadła wody podziemnej.

Odpływ z poszczególnych części zlewni kontrolowanych i z obszarów nie objętych systematycznymi obserwacjami określano metodą odpływów jednostkowych z zlewni elementarnych i różnicowych. Materiałem wyjściowym były serie jednorazowych pomiarów przepływów na obszarze jednej lub wielu zlewni. Pomiary wykonywano w odmiennych sytuacjach hydrometeorologicznych i w możliwie krótkim czasie (1–2 dni). W niektórych zlewniach powtarzano je w różnych latach i porach roku (lato, wiosna). Umożliwiło to określenie roli ekspozycji stoków, śródogórskich kotlin i pięter klimatyczno-roślinnych w formowaniu odpływu.

Wpływ zbczy i den dolinnych na odpływ oceniano na podstawie terenowych pomiarów infiltracji. Szybkość wsiąkania wody mierzono cylindrem Burgera w obszarach o różnej budowie geologicznej, rzeźbie i szacie roślinnej. Zaletą metody jest możliwość szybkiej, przestrzennej oceny zróżnicowania procesu wsiąkania. Mineralizację ogólną wód powierzchniowych (cieki, starorzecza, wytopiska) i podziemnych (źródła) mierzono konduktometrem bateryjnym w odmiennych warunkach pogodowych i w różnych częściach zlewni (Glazik, Soja 1993). Pomiary mineralizacji i temperatury wody oraz wydajność źródeł ułatwiły określenie pochodzenia wód (opadowe, podziemne) i rodzaju zasilania podziemnego (wody nadzmarzlinowe, podzmarzlinowe, szczelinowe). W badaniach terenowych szeroko stosowano metodę kartowania hydrograficznego. Rejestrowano występowanie nalodzi, źródeł, mokradel i form zmarzlinowych (bugry, hydrolakolity). Określano ich genezę, sposób zasilania i rolę w kształtowaniu odpływu.

Badania ekspedycyjne nie pozwalają określić dynamiki odpływu w cyklu rocznym i wieloletnim. Celem poznania wieloletniej zmienności przepływów i reżimu hydrologicznego rzek północnej Mongolii opracowano nie publikowane dane Mongolskiej Służby Hydrologicznej (Mjagmardżav, Semienov 1975). Wykorzystano dane z przekrojów hydrometrycznych o ciągach obserwacyjnych 11–25 lat, obejmujących okres od chwili założenia wodowskazów do 1970 r. Tylko w jednym przypadku dysponowano serią danych do 1990 r. włącznie. Uzyskanie materiałów hydrologicznych za ostatnie 20–25 lat okazało się niemożliwe z powodów finansowych (konieczność zakupu danych).

Wieloletnią zmienność średnich rocznych przepływów rzek opracowano metodą krzywych ruchomych (wyrównanych) oraz krzywych kumulacyjnych rocznych

współczynników przepływów (iloraz średnich wartości rocznych i wieloletnich). Jako miary zmienności przyjęto odchylenia przeciętne i standardowe. Obliczono statystyczne wskaźniki zmienności – zmienność względną i współczynnik zmienności (Gregory 1976). Zaletą zastosowanych metod jest możliwość porównywania dorzeczcy o różnej powierzchni i zasobności w wodę. Pozwoliły one określić fluktuacje, tendencje zmian i długookresowe cykle wahań odpływu na obszarze północnej Mongolii w powiązaniu z opadami i warunkami środowiska. Umożliwiły również wykazanie wpływu gospodarki człowieka (wycinanie lasów, nadmierny wypas zwierząt) na transformację odpływu rzeczny w niektórych rejonach kraju.

Wpływ jezior na odpływ przedstawiono na przykładzie jeziora Chubsuguł określając różnice w przebiegu odpływu z górnej i dolnej części dorzecza Eg w latach wilgotnych i suchych. Odpływ z rolniczego Regionu Orchońsko-Selengijskiego wyliczono jako różnicę między średnimi miesięcznymi przepływami w ujściowym odcinku Orchonu a sumą dopływu wód rzecznych do granic regionu. Umożliwiło to wyznaczenie okresów o dodatnim i ujemnym bilansie wodnym w ciągu roku, uwarunkowanych różnymi relacjami między zasilaniem a ewapotranspiracją.

Rozkład odpływu w ciągu roku zbadano metodą miesięcznych współczynników przepływów (iloraz średnich wartości miesięcznych i rocznych) lub procentowego udziału miesięcznych i sezonowych wskaźników odpływu w odpływie rocznym. Zestawiono daty występowania i wartości odpływów maksymalnych (powodzie) i minimalnych (niżówki) w różnych regionach północnej Mongolii. Na podstawie rocznego rozkładu odpływu wyróżniono charakterystyczne typy wezbrań. Z kolei określono częstość ich występowania oraz wydzielono główne typy reżimu hydrologicznego rzek północnej Mongolii.

2. PRZEGLĄD LITERATURY

Mongolia do niedawna była obszarem praktycznie zamkniętym dla ekspedycji z poza krajów byłego obozu socjalistycznego. W poznaniu warunków przyrodniczych największą rolę odegrały ekspedycje rosyjskie, organizowane już w drugiej połowie XIX stulecia przez Rosyjskie Towarzystwo Geograficzne. W 1926 r. w ramach Komitetu Nauk MRL powołano Wydział Geografii, a w 1956 r. na Uniwersytecie im. Ch. Czojbałsana w Ułan Bator otwarto Wydział Geograficzny. Komitet Nauk MRL przekształcono w 1961 r. w Akademię Nauk MRL. W jej skład wszedł utworzony w 1962 r. Instytut Geografii i Zmarzlinoznawstwa AN MRL. Pierwsze posterunki wodowskazowe na rzekach Mongolii założono dopiero w 1945 r. (Selenga). Obecnie wraz ze stacjami meteorologicznymi podlegają Zarządowi Służby Hydrologiczno-Meteorologicznej MRL. Historię rozwoju nauk geograficznych w Mongolii omawia R. Glazik (1983).

Środowisko przyrodnicze kraju jest nadal słabo poznane, mimo wydania licznych monografii. Zarys geografii fizycznej Mongolii najpełniej przedstawili E. M. Murzajev (1952) i Š. Cegmid (1969). Odrębne opracowania poświęcono rzeźbie terenu (Selivanov 1972), budowie geologicznej (Marinov 1973), warunkom hydrogeologicznym (Ivanov 1958; Marinov, Popov 1963) i pokrywie glebowej (Gerasimov, Nogina 1984). Ukazały się również syntetyczne monografie dotyczące warunków klimatycznych (Badarč 1971), zmarzlinowych (Melnikov 1974) i hydrograficznych (Kuzniecov 1959, 1968). Niektóre przedstawiają zasoby przyrodnicze, w tym wodne, wybranych obszarów kraju, np. basenu jeziora Chubsuguł (Sodnom, Losev 1976) i dorzecza Selengi (Cegmid, Cerensodnom 1980). Są to typowe, regionalne monografie fizycznogeograficzne, w których na podstawie ekspedycyjnych badań opisano wzajemne powiązania między elementami środowiska i dynamikę procesów. Poważnym osiągnięciem jest opracowanie i wydanie *Narodowego Atlasu Mongolii* (1990), który ukazał się w dwóch wersjach językowych – mongolskiej i rosyjskiej.

Do specjalistycznych, szczegółowych opracowań hydrologicznych należy zaliczyć przede wszystkim monografię na temat reżimu hydrologicznego rzek dorzecza Selengi (Semienov, Mjagmardzav 1977) oraz monografię przedstawiającą zróżnicowanie środowiska, w tym obiegu wody, w zlewni Changał (Cegmid i in. 1981). Reprezentują one dwa charakterystyczne, krańcowo odmienne podejścia metodologiczne do rozwiązywania problemów hydrologicznych.

W pierwszym opracowaniu analizę odpływu rzecznego oparto wyłącznie na danych z posterunków hydrometrycznych, uzależniając zróżnicowanie odpływu głównie od średniej wysokości zlewni nad poziom morza i powierzchni dorzecza, bez głębszej

analizy roli środowiska przyrodniczego. Podejście takie jest typowe dla prac wykonywanych w resortowych instytucjach Zarządu Służby Hydrologiczno-Meteorologicznej MRL (np. Bat 1973, 1979; Dašdeleg 1975; Dešigdordž 1980).

W drugiej pracy, na podstawie wieloletnich badań w stacji badawczej Instytutu Geografii i Zmarzlinoznawstwa AN MRL w Ulaan Tołgoj (ryc. 1), przedstawiono obieg wody w zlewni w powiązaniu z warunkami środowiska. Wydaje się, że optymalnym podejściem jest analiza danych hydrologicznych na tle warunków środowiska i taką metodę postępowania przyjęto w niniejszej publikacji.

W zakresie hydrologii najciekawsze wyniki uzyskano w wyżej wspomnianej, doświadczalnej zlewni Changał. Badania dotyczyły zróżnicowania i dynamiki procesów hydrometeorologicznych w profilu poprzecznym doliny (zbocza o różnej ekspozycji, litologii, nachyleniu i szacie roślinnej, podnóża zboczy, dna obniżzeń terenowych). Na poletkach doświadczalnych obserwowano wpływ opadów na powstawanie spływu powierzchniowego (Sandžmjatav 1980) oraz mierzono natężenie spłukiwania zwierzeliny (Cerenšodnom i in. 1981). Wyjaśniono zależności między opadami a odpływem powierzchniowym i podziemnym oraz zestawiono bilans wodny zlewni (Cerenšodnom, Sandžmjatav 1979). Dokonano typologii wód podziemnych i określono ich zasoby różnymi metodami – na podstawie próbných pompowań, wydajności źródeł i niżówkowych przepływów rzeki (Krašnikov 1975). Zbadano mineralizację ogólną i skład chemiczny wód rzecznych i źródłanych w cyklu rocznym (Badamdžav 1979). Jednocześnie prowadzono obserwacje mikroklimatyczne (Avirmed, Döš 1975; Mönchceceg 1980), pomiary parowania z powierzchni wody (Sandžmjatav, Sugar 1980) oraz badano pojemność wodną i reżim wilgotnościowy gleb (Batbajar, Dordžgotov 1977).

Badania w zlewni Changał pod względem zakresu i zastosowanych metod w dużym stopniu nawiązują do badań przeprowadzonych w ramach mongolsko-polskich ekspedycji CHANGAJ i TRANSMONGOLIA. W sezonach letnich ekspedycyjne pomiary hydrologiczne, o znacznie mniejszym zakresie, były także wykonywane w innych zlewniach.

Na podstawie badań terenowych i analizy danych obserwacyjnych opublikowano wiele artykułów naukowych o różnorodnej problematyce. Z ważniejszych należy wymienić prace poświęcone odpływowi rzecznemu (Kuzniecov 1962; Mjagmardžav 1972; Bat 1979), niżówkom (Bat 1973; Dašdeleg 1973) i powodziom (Njamdžav 1972), hydrologii jezior (Cerenšodnom 1977, 1979), procesom korytowym rzek (Nacag 1977, 1980), związkom wód powierzchniowych i podziemnych (Krašnikov 1973), odpływowi podziemnemu i roli nalodzi (Batsuch, Čerkasov 1977), właściwościom chemicznym wód (Ivanov, Kuzniecov 1953; Kuzniecov 1963; Tuvaandžav 1979) oraz regionalizacji hydrologicznej Mongolii (Dašdeleg 1975).

Warto dodać, że większość prac jest drukowana w języku mongolskim ze streszczeniami rosyjskimi. Prace te nie są osiągalne w Polsce i w krajach zachodnich, zaś trudności językowe są główną przyczyną słabej znajomości środowiska przyrodniczego i problematyki hydrologicznej Mongolii za granicą.

3. MONGOLSKIE NAZWY I TERMINY GEOGRAFICZNE

Autor podejmując temat pracy z Mongolii napotkał na duże trudności w ustaleniu prawidłowych mongolskich nazw geograficznych oraz w ich tłumaczeniu na język polski. W rozdziale tym wyjaśniono zasady pisowni mongolskich nazw i terminów geograficznych, ich pochodzenie, znaczenie i współczesne zmiany w nazewnictwie geograficznym.

Mongołowie przejęli pismo od tureckiego ludu Ujgurów na przełomie XII–XIII w. (Kałużyński 1957). Po drugiej wojnie światowej wprowadzono nowy alfabet, którego litery są wzorowane na cyrylicy. Obecnie w Mongolii występują silne tendencje powrotu do dawnego, tradycyjnego alfabetu.

W polskim i w zagranicznym piśmiennictwie występują duże rozbieżności w pisowni mongolskich nazw geograficznych, które utrudniają identyfikację i lokalizację obiektów geograficznych na mapach. Często nazwy tych samych rzek, jezior, gór i miejscowości są podawane w różnych wersjach. Na przykład jedna z rzek południowego Changaju przyjmuje następujące nazwy: Bajdrag, Bajdrag goł, Bajdragijn goł, Bajdarig, Bajdarik, Bejderik, Baj-dere, Bajdara.

Duża różnorodność nazw tych samych obiektów geograficznych została spowodowana brakiem narodowego piśmiennictwa geograficznego i materiałów kartograficznych (map). Na przełomie XIX i XX stulecia decydujący wpływ na przejęcie i utrwalenie nazw mongolskich w piśmiennictwie światowym mieli rosyjscy podróżnicy i badacze Centralnej Azji. Mongolskie nazwy geograficzne tłumaczono w różny sposób na język rosyjski i podawano w opisach podróży drukowanych w wydawnictwach rosyjskich. Te z kolei były podstawą tłumaczeń na języki europejskie. W ten sposób do literatury światowej przeszły nazwy niektórych jezior (Chubsuguł), rzek (Selenga, Kerulen, Toła) i miejscowości (Ułan Bator, Karakorum, Kobdo).

Drugą przyczyną dużej różnorodności używanych nazw były zmiany historyczne. Na przykład stolica Mongolii pierwotnie nosiła następujące nazwy: Ta chüree, Ich chüree (wielki klasztor), Bogd chüree (święty klasztor) lub po prostu Chüree (Murzajew 1952). W drugiej połowie XIX w. Rosjanie nadali miastu nazwę Urga, w której wyraz „chüree” (klasztor) został zastąpiony mongolskim wyrazem „örgö” (pałac). Nowa nazwa stolicy przeszła do piśmiennictwa europejskiego. W 1924 r. miasto przemianowano na Ułaanbaatar chot (miasto czerwonego bohatera). Słowo „chot” (miasto) nie występuje we współczesnej nazwie.

Pierwsze mongolskie opracowania kartograficzne ukazały się dopiero w latach pięćdziesiątych obecnego stulecia, kiedy wydano dwie mapy fizyczne Mongolii w skalach 1 : 2 000 000 i 1 : 1 500 000 pod redakcją D. Badamdżawa. W końcu lat

sześćdziesiątych opracowano mapę administracyjną kraju w skali 1 : 2 000 000 i mapę hipsometryczną Mongolii w skali 1 : 1 000 000 (Glazik 1983). W okresie 1976–1980 przystąpiono do opracowania *Narodowego Atlasu Mongolii*, który ukazał się w 1990 r. w dwóch wersjach – mongolskiej i rosyjskiej. Nazewnictwo geograficzne przyjęte w *Atlasie* (w wersji mongolskiej) uznano za obowiązujące. Wyjątek stanowią nazwy powszechnie używane w zagranicznym piśmiennictwie. Są one następujące (w nawiasach podano nazwy mongolskie): Chubsuguł (Chövsgoł nuur), Selenga (Selenge mörön), Kerulen (Cherlen), Toła (Tuuł), Ułan Bator (Ułanbaatar), Kobdo (Chovd), Karakorum (Charchorin) i rzeka Delger (Delger mörön).

Geografowie mongolscy korzystają z map topograficznych Mongolii wydanych przez Sztab Generalny Sił Zbrojnych ZSRR, które rozpoczęto drukować w latach czterdziestych w skalach od 1 : 25 000 do 1 : 200 000. Są one opatrzone klauzulą „tajne”. Z map rosyjskich autor korzystał w czasie badań terenowych. Nazw geograficznych występujących na mapach topograficznych nie można porównać z *Narodowym Atlasem Mongolii* (1990) z powodu różnego stopnia ich szczegółowości. Ponadto pisownia nazw w rosyjskiej wersji językowej często różni się od nazw mongolskich (*Mongol'sko-Russkij Slovar'* 1957; *Mapa Fizyczna Mongolii* 1 : 1 500 000, 1959; *Narodowy Atlas Mongolii* 1990). Z tego względu przyjęto jednolite zasady transkrypcji mongolskich wyrazów na język polski (Kałużyński 1957; Glazik 1994), zgodne z *Geograficznym Atlasem Świata* (1989).

Mongolskie nazwy geograficzne często składają się z dwóch lub trzech wyrazów. Ostatnie słowo określa rodzaj obiektu, np.: nuur (jezioro), goł (rzeka), uuł (góra), nuruu (pasmo górskie, góry), davaa (przełęcz). Na mapach w większej skali to samo dotyczy innych ważnych obiektów hydrograficznych, np. arszaan (źródło mineralne), bułag (źródło), chudag (studnia), a także miejsc oddawania czci duchom gór (ovoo). Wyrazy te stanowią część nazwy geograficznej, ale są zawsze pisane oddzielnie (bez łącznika) i z małej litery. Dawniej podkreślano także rangę miejscowości przez dodanie słów: chot (miasto), somon (mniejsza jednostka podziału administracyjnego) i innych, np. Cecerleg chot, Chutag somon.

Zasadnicze (główne) nazwy obiektów geograficznych składają się z jednego lub dwóch wyrazów. W *Narodowym Atlasie Mongolii* są one zawsze pisane z dużych liter, np. Char Us nuur, Mongoł Ałtajn nuruu, Tavan Bogd uuł. Wyrazy te nie są połączone łącznikiem z wyjątkiem dwuczłonowych nazw miejscowości, np. Dzamyn-Uud, Mandał-Ovoo. Na wcześniej wydanych mapach Mongolii i w piśmiennictwie zasady pisowni nazw geograficznych nie były uporządkowane i panowała w tym zakresie duża dowolność, np. nazwa Char Us nuur przyjmowała formy: Char us nuur, Charus nuur, Chara-Us-Nur itp.

Współczesną tendencją mongolskiego nazewnictwa geograficznego jest opuszczanie tradycyjnie używanych wyrazów określających rodzaj obiektu geograficznego. Najwcześniej zanikały słowa „chot” i „somon”. W *Narodowym Atlasie Mongolii* ten sam los spotkał słowo „goł”, przy czym dla nazw niektórych rzek zachowano dawną pisownię, np. Chałchyn goł, Szaryn goł. Wyraz „mörön”, oznaczający dużą i zasobną w wodę rzekę, został wprawdzie zachowany, ale nie jest konsekwentnie używany. W niektórych przypadkach występuje on w sposób tradycyjny (np. Selenge mörön),

a w innych jest włączany do nazwy głównej (np. Delgermörön). Także słowo „nuruu” jest często opuszczane w nazwach pasm górskich, np. Changaj, Chentej, Tarvagatajn. Konsekwentnie są stosowane jedynie wyrazy „nuur” i „uuł”, występujące po zasadniczych nazwach jezior i szczytów.

W *Narodowym Atlasie Mongolii* można zauważyć tendencję do opuszczania końcówek wyrazów w nazwach geograficznych. Dotyczy to zwłaszcza nazw rzek, które w większości zostały pozbawione końcówek „-gijn”, „-ijn”, „-jn” i „-yn”. Przykładem są rzeki (w nawiasach podano nazwy tradycyjne): Jaruu (Jaruu-gijn goł), Eg (Egijn goł), Ongi (Ongijn goł), Taac (Taacy-n goł). Zmiany te nie są wprowadzane konsekwentnie – część nazw zachowała dawną pisownię (np. Narijn goł, Chałchyn goł).

W nazwach miejscowości zmierza się do łączenia dwuczłonowych nazw w jedno słowo. Tak powstały nazwy miast: Sajnszand (Sajn Szand), Bajanchongor (Bajan Chongor), Dałandzadgad (Dałan Džadgad). Część nazw miejscowości nadal składa się z dwóch wyrazów połączonych łącznikiem, np. Bajan-Öndör, Cagaan-Ovoo, Guczin-Uus.

Część mongolskich nazw geograficznych wywodzi się z języków: tybetańskiego, sanskrytu, tureckiego i chińskiego (Murzajev 1952). Pochodzenia tybetańskiego są wyrazy: arszaan (święta woda, źródło mineralne), mandał (obrzęd religijny, ofiara) i czandman’ (drogocenny kamień, talizman). Najbardziej znane nazwy pochodzenia tureckiego to: Bajdrag, Chubsuguł i Chentej. Wywodzą się one od tureckich słów: baj-dere (bogata dolina), köb-su-köl (jezioro pełnowodne) i kün (słońce). W literaturze rosyjskiej przez długi czas używano nazwy Kosogoł zamiast Chubsuguł (Chövsgoł nuur). Z języka chińskiego pochodzi nazwa miasta Ałtanbułag (ałtan – złoto, bułag – źródło).

Wiele mongolskich nazw geograficznych dobrze oddaje charakter terenu, np. Changaj (górski, lesisty step), Gov’ (pustynny step), Arvajcheer (cheer – step), Chudżirt (sołonczak), Dałandzadgad (teren odkryty), Tołgoj (wzgórze). W nazwach szczytów często występują wyrazy odnoszące się do bóstw i ich szczególnych cech, np. bogd (święty), chan (Bóg, władca), tenger (niebo, bóstwo), chajrchan (miłościwy, łaskawy), mönch (wieczny). Przykładem są nazwy: Bogd Chan uuł, Mönch Chajrchan uuł, Otgon Tenger uuł. Niektóre słowa, np. chüjten (chłodny) i sar’dag (pokryty wiecznym śniegiem), charakteryzują klimat gór (Chüjten uuł, Mönch Sar’dag uuł).

W nazwach hydrograficznych często występuje wyraz „us” (woda) oraz przymiotniki określające jej barwę (caagan – biała, char – czarna, ułaan – czerwona), temperaturę (chałun – gorąca, dułaan – ciepła, chüjten – zimna) i własności chemiczne (davst – słona, arszaan – mineralna). W nazwach jezior spotyka się słowo „dałaj” (Sangijn Dałaj nuur), oznaczające wielkie jezioro lub morze. W naszym pojęciu powierzchnia tych jezior nie odpowiada nazwie, ale w suchym klimacie Mongolii nawet niewielkie jezioro stanowi dla okolicznej ludności duży akwen. To samo dotyczy słowa „mörön”, dodawanego do nazw dużych rzek. Wyraz „goł” oznacza mniejsze rzeki, a słowo „gorich” – potoki, strumienie. Nazwy rzek niekiedy podkreślają ważne cechy cieków, np. szerokość (delger – szeroki, narijn – wąski), wielkość przepływu (bajan – bogaty w wodę, chovor – ubogi w wodę), budowę geologiczną (czułuut – kamienisty), wiek rzeki (ider – młody), a także znaczenie dla miejscowej ludności (bujant – dobroczynny, öldzijt i dżargałant – przynoszący szczęście).

W Mongolii była rozpowszechniona praktyka nadawania osiedlom i miastom tych samych nazw (łącznie z przymiotnikami) co najbliższe góry, rzeki i źródła. Na przykład od gór wywodzą się nazwy miejscowości – Bajan-Uuł, Chanbogd, Mönchchajrchan; od rzek – Kobdo, Orchon, Selenga; od źródeł – Chatanbułag, Tamsagbułag. Prawdopodobnie wynika stąd potrzeba określania rodzaju obiektów geograficznych przez dodanie odpowiednich wyrazów (uuł, goł, bułag, somon, chot).

W mongolskim nazewnictwie geograficznym są powszechnie używane przymiotniki określające rozmiary obiektu (np. ich – wielki, бага – mały, óndor – wysoki, dzavchłant – potężny). Drugą grupę stanowią wyrazy określające położenie gór, rzek i osiedli według stron świata (np. ar, chojt, chojno – północ; urd, ömnö, övör – południe; baruun, örnö – zachód; dzüün, dorno – wschód). Do trzeciej grupy można zaliczyć przymiotniki podkreślające pozytywne cechy różnych obiektów geograficznych (np. sajn – dobry, sajchan – piękny, bat – mocny, erdene – drogocenny). Pochodzenie i znaczenie wielu nazw nie jest znane (np. Kobdo, Orchon, Selenga).

Przedstawione zasady pisowni nazw geograficznych konsekwentnie stosowano w tekście pracy oraz na mapkach, wykresach i w tabelach. W ten sposób zachowano jednolitość i porównywalność nazewnictwa.

4. REGIONY GEOGRAFICZNE ORAZ GŁÓWNE CECHY RZEŻBY I BUDOWY GEOLOGICZNEJ

4.1. REGIONY FIZYCZNOGEOGRAFICZNE

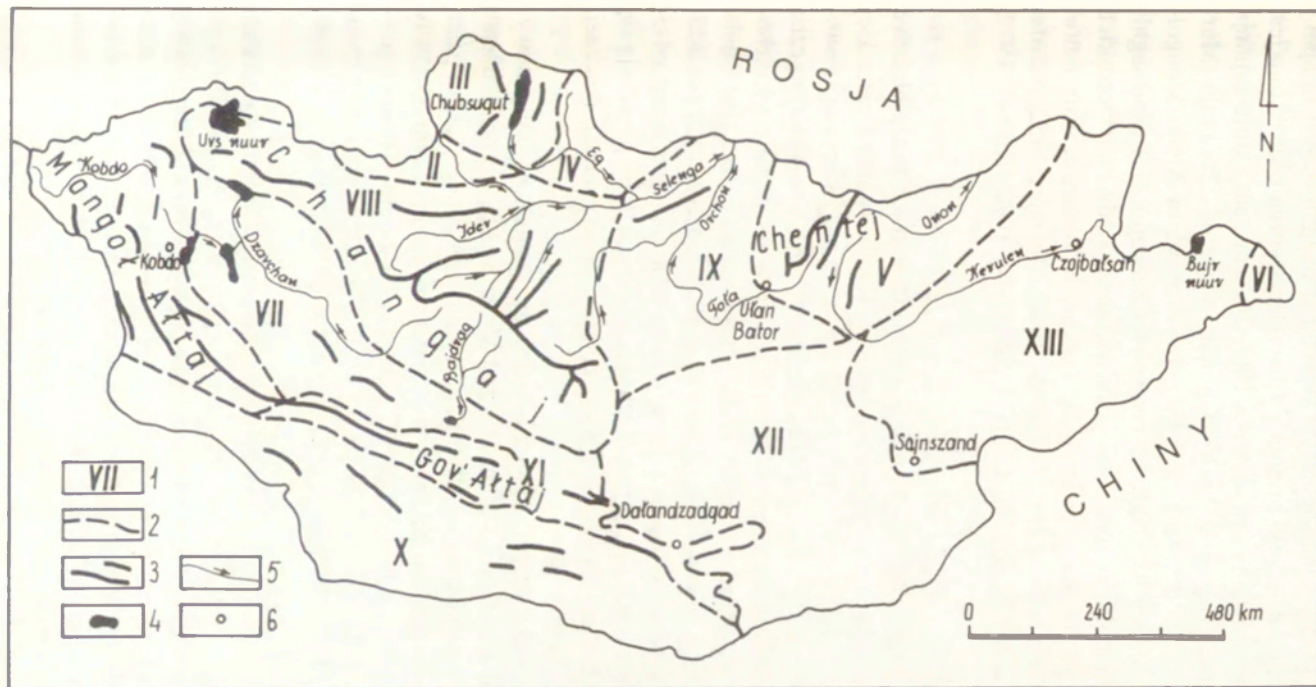
Głównym kryterium regionalizacji fizycznogeograficznej Mongolii jest rzeźba terenu (Murzajew 1952; Cegmid 1962, 1969). E. M. Murzajew wyróżnił 5 regionów: górski Region Ałtajski, Kotlinę Wielkich Jezior, górski Region Changajsko-Chentejski, wyżynne równiny Wschodniej Mongolii i Region Gobijski. Podział ten jest powszechnie przyjmowany w literaturze geograficznej. Prace Š. Cegmida stworzyły podstawy nowej regionalizacji kraju (*Narodowy Atlas Mongolii* 1990). Š. Cegmid wyróżnił 13 regionów geomorfologicznych, zaliczonych do 2 makroregionów – Syberyjskiego i Centralnej Azji (ryc. 2). Na mapce nie uwzględniono jednostek niższego rzędu (39 podregionów). Nazwy regionów po raz pierwszy podano w polskim tłumaczeniu i przyjęto w pracy.

Regionalizacja kraju Š. Cegmida jest bardziej szczegółowa niż E. M. Murzajewa. Rangę regionów uzyskały główne systemy górskie Mongolii (Ałtaj Mongolski, Ałtaj Gobijski, Changaj, Chentej i Chingan), przy czym Changaj i Ałtaj Gobijski zaliczono do Makroregionu Centralnej Azji. Góry Chubsugulskie, należące wcześniej do Regionu Changajsko-Chentejskiego, zostały podzielone na równorzędne regiony. Zmiany dotyczą także wielkich, negatywnych form rzeźby terenu. Do Kotliny Wielkich Jezior włączono Dolinę Jezior (zwężenie między Changajem a Ałtajem Gobijskim), zaliczaną wcześniej do Regionu Gobijskiego. Obszary położone w dorzeczach dolnej Toły, Orchon i Selengi utworzyły Region Orchońsko-Selengijski.

Nazwy Góry Chubsugulskie (Przychubsugulskie) lub Przychubsugule (jako region geograficzny) mają charakter umowny – zostały wprowadzone i utrwalone w literaturze przez badaczy rosyjskich. Góry Chubsugulskie nie figurują na mapach jako nazwa geograficzna, ale pojęcie to obejmuje pasma górskie wkraczające z południowej Syberii na obszar Mongolii (w okolicy jeziora Chubsuguł). W sensie jednostki fizycznogeograficznej obejmują regiony: Mörön (od nazwy miasta), Zachodnio-Chubsugulski i Wschodnio-Chubsugulski (ryc. 2). W tym znaczeniu nazwa Góry Chubsugulskie będzie używana w pracy.

4.2. ZARYS RZEŻBY I BUDOWY GEOLOGICZNEJ

W Mongolii najniższe wysokości terenu mieszczą się w przedziale 500–550 m n.p.m., a najwyższy szczyt Ałtaju Mongolskiego sięga 4374 m n.p.m. (Chüjten uuł w masywie



Ryc. 2. Regiony geomorfologiczne (wg *Narodowego Atlasu Mongolii* 1990, uproszczone – bez podregionów, uzupełnione pasmami górskimi)

1 – numeracja regionów, 2 – granice regionów, 3 – pasma górskie, 4 – jeziora, 5 – rzeki, 6 – miasta. Makroregion Syberyjski – regiony: I – Altaj Mongolski, II – Mörön, III – Zachodnio-Chubsgulski, IV – Wschodnio-Chubsgulski, V – Chentej, VI – Chingan. Makroregion Centralnej Azji – regiony: VII – Kotlina Wielkich Jezior i Dolina Jezior, VIII – Changaj, IX – Orchońsko-Selengijski, X – Zaaltajska Gobi, XI – Altaj Gobijski, XII – Centralna i Południowa Gobi, XIII – Wschodnia Mongolia

Geomorphological regions (after *National Atlas of Mongolia*, 1990, simplified – without subregions, completed with mountain ranges)

1 – numeration of regions, 2 – borders of regions, 3 – mountain ranges, 4 – lakes, 5 – rivers, 6 – towns. Siberian Macroregion – regions: I – Mongolian Altai, II – Mörön, III – West-Chubsgulian, IV – East-Chubsgulian, V – Chentei, VI – Chingan. Macroregion of the Central Asia – regions: VII – Basin of Large Lakes and Valley of Lakes, VIII – Changai, IX – Orchon-Selengian, X – Transaltai Gobi, XI – Gobi-Altai, XII – Central and South Gobi, XIII – East Mongolia

Tavan Bogd). Wysokość ta jest o 280 m niższa od wcześniej podawanej (*Mapa Fizyczna Mongolii* 1959). Maksymalna deniwelacja wynosi około 3840 m. Wysoki jest także Changaj (Otgon Tenger uul – 4021 m npm.) i Ałtaj Gobijski (Ich Bogd uul – 3957 m npm.). Niższe są Góry Chubsugulskie (Mönch Sar'dag uul – 3491 m npm.) i Chentej (Asralt Chajrchan uul – 2800 m npm.). Charakterystyczną cechą kraju jest brak nizin. Dominują faliste równiny o wysokości 1000–2000 m npm., które zajmują 60% powierzchni Mongolii, a rzędne 2000–3000 m npm. obejmują 22% kraju (Murzajev 1952). Współcześnie zlodowacone są tylko najwyższe części Ałtaju Mongolskiego, a płyty wiecznego śniegu leżą także na szczytach Changaju i Gór Chubsugulskich. Wszystkie góry Mongolii, w tym Ałtaj Gobijski, noszą ślady plejstocenijskich zlodowaceń typu dolinnego. Świadczą o tym cyrki i doliny lodowcowe, wały morenowe, jeziora zaporowe i osady glacialne (Kuzniecov 1952; Murzajev 1952; Nikołajewa, Šuvalov 1967; Duvdżir 1970; Dżigdz 1970; Selivanov 1972; Klimek 1977, 1980).

Współczesna rzeźba Mongolii jest wynikiem trzeciorzędowych i młodszych ruchów tektonicznych, o różnym natężeniu (amplitudzie), które spowodowały blokowe wypiętrzenie masywów górskich i powstanie zapadlisk. Ruchy skorupy ziemskiej trwają do dzisiaj, głównie na liniach dawnych dyslokacji, a ich przejawem są stosunkowo częste trzęsienia ziemi (Selivanov 1972; Marinov 1973). Charakterystyczną cechą gór Mongolii są wysoko wyniesione, płaskie i szerokie powierzchnie wierzchowinowe (poziomy zrównań). Rzeźbę alpejską mają tylko niektóre pasma Gór Chubsugulskich i najwyższe, zlodowacone części Ałtaju Mongolskiego. Stoki gór posiadają znaczne wysokości względne, są asymetryczne, strome i okryte pokrywami zwietrzelinowymi. Na wierzchowinach i erozyjnie rozciętych zboczach dolin pojawiają się wychodnie skał podłoża. Kotliny śródgórskie wypełniają osady akumulacji rzecznej, jeziornej, lodowcowej i eolicznej.

Największe systemy górskie kraju biegną z północnego-zachodu na południowy-wschód (Ałtaj Mongolski i Gobijski, Changaj). Ałtaj Mongolski i jego przedłużenie – Ałtaj Gobijski, o łącznej długości ponad 1000 km, cechuje równoległy układ pasm górskich, oddzielonych dolinami lub kotlinami o charakterze tektonicznym. Grzbiety Ałtaju Mongolskiego sięgają średnio 3000–3500 m npm., a Ałtaju Gobijskiego – 2000–2500 m npm. U stóp Ałtaju Gobijskiego występują szerokie pedymenty (Murzajev 1952; Selivanov 1972). Skałami macierzystymi są głównie kwarcyty, łupki i granitoidy (Marinov 1973).

Changaj, o długości 700 km i szerokości 200–300 km, został wypiętrzony średnio do 3000–3500 m npm., a centralny grzbiet ma kilka potężnych odgałęzień (Tarvagtaj, Bulnaj, Chan Chöchij). Charakterystyczne są płaskowyże i tektoniczne kotliny z jeziorami. Changaj jest głęboko rozcięty szerokimi dolinami rzek i na północy przechodzi w Góry Chubsugulskie. W jego budowie przeważają skały osadowe (piaskowce, konglomeraty), metamorficzne (łupki, kwarcyty) i granitoidy. Mniejsze znaczenie mają skały wulkaniczne (bazalty, tufy) i utwory lodowcowe.

Podobną budowę geologiczną ma Chentej, który należy do gór średnio wysokich – 1500–2000 m npm., z kulminacjami 2600–2800 m npm. (grzbiet Baga Chentej). Śródgórskie i przedgórskie zapadliska tektoniczne są wykorzystywane przez górne

odcinki rzek (Charaa, Toła, Kerulen). Pasma górskie i dyslokacje tektoniczne mają tutaj różną orientację, ale przeważa kierunek północno-wschodni. Chentej stanowi wschodnie skrzydło wielkiego łuku systemów górskich (Chentej – Changaj – Góry Chubsugulskie), które od południa otaczają dorzecze Selengi (ryc. 2). Jedyna przerwa w tym systemie występuje między Chentejem a Changajem, co ma istotne znaczenie klimatyczne. Latem gorące powietrze z południa może przenikać daleko na północ, a chłodne powietrze z północy – na południe.

Góry Chubsugulskie są zaliczane do południowych odgałęzień Sajanów, chociaż łączą się z Changajem. Ich grzbiety sięgają średnio 2500–3000 m npm. Przeważa południkowy układ pasm górskich o skomplikowanej rzeźbie i budowie geologicznej. Obok grzbietów o rzeźbie alpejskiej występują wyrównane powierzchnie szczytowe, płaskowyże i głębokie depresje tektoniczne (Kotlina Darchacka) z unikatowym zapadliskiem jeziora Chubsuguł. W budowie geologicznej duży udział mają skały węglanowe (wapień, dolomity, marmury). Występują też metamorficzne łupki, gnejsy, słabo zmetamorfizowane piaskowce oraz granity i skały wulkaniczne (pokrywy bazaltowe, tufy i inne).

Region Orchońsko-Selengijski, stanowiący średniogórze pomiędzy Charaa a Selengą (ryc. 2), zajmują doliny rzeczne o założeniach tektonicznych i szerokości do 10–20 km, przedzielone pasmami górkami o wysokości 1500–2000 m npm. Dna dolin leżą przeciętnie na wysokości 800–1200 m npm. Charakterystyczną cechą regionu jest zwiększona działalność erozyjna i akumulacyjna rzek, spowodowana niskim położeniem bazy erozyjnej (jezioro Bajkał – 456 m npm.) oraz dużym wypiętrzeniem (na przelomie pliocenu i czwartorzędu) głównych, wododziałowych systemów górskich (Čičagov 1970; Selivanov 1972).

Kotlina Wielkich Jezior i Dolina Jezior leży na wysokości od 800 do 1300–1400 m npm. Region ten stanowią gliniasto-piaszczysto-żwirowe równiny akumulacyjno-denudacyjne z jeziorami, solonczakami i wydymami. Miejscami występują ostańce strukturalno-denudacyjne i silnie rozczłonkowane płaskowyże. Są one zbudowane z bazaltów lub piaskowców kredowych i trzeciorzędowych. Równiny często tworzą zamknięte, rozległe obniżenia, które zostały oddzielone progami w wyniku młodych wypiętrzeń tektonicznych.

Wschodnią Mongolię, położoną średnio na wysokości 800–1100 m npm., cechują płaskie i falisto-pagórkowate równiny oraz bazaltowo-wulkaniczne płaskowyże (Dariganga). Podobny krajobraz mają regiony gobijskie, poprzecinane szerokimi depresjami tektonicznymi oraz urozmaicone pojedynczymi wzgórzami i granitowymi masywami niskich gór (do 1600–1900 m npm.). Kontynentalne osady równin gobijskich (czerwone gliny i piaskowce, piaski, żwiry, zlepieńce) często zawierają sól i gips.

5. KLIMATYCZNE WARUNKI OBIEGU WODY

5.1. CYRKULACJA ATMOSFERYCZNA I GŁÓWNE CECHY KLIMATU

O klimacie Mongolii decydują: śródlądowe położenie w stosunkowo niskich szerokościach geograficznych ($42\text{--}52^\circ\text{ N}$), duża odległość od mórz i oceanów, znaczna wysokość bezwzględna (średnio 1580 m n.p.m.) oraz otoczenie kraju wysokimi górami Syberii i Tybetu. Obok czynników makroklimatycznych na klimat Mongolii silny wpływ wywierają czynniki mezoklimatyczne: wysokość i orientacja pasm górskich, układ dolin rzecznych oraz występowanie śródgórskich kotlin i dużych jezior. Przejawem oddziaływania regionalnych warunków fizycznogeograficznych na klimat są: föhny, bryzy jeziorne i wiatry górsko-dolinne (Murzajew 1952; Dżambaadżamc 1964a). Czynniki makro- i mezoklimatyczne warunkują ilość dopływającej energii słonecznej, cyrkulację mas powietrznych oraz przestrzenny i czasowy rozkład wskaźników klimatycznych.

W Mongolii roczna suma całkowitego promieniowania słonecznego wynosi od 114 do 141 $\text{kcal}\cdot\text{cm}^{-2}$. Z tego na promieniowanie bezpośrednie przypada 55–65%, a na promieniowanie rozproszone 35–45% (Gawrilova 1974). Wielkość promieniowania całkowitego i bezpośredniego rośnie z północy na południe. Zimą w Mongolii bilans radiacyjny jest ujemny przez 5 miesięcy na północy, a na południu tylko w grudniu i styczniu (Badarć 1973; Mönchceceg 1980). Przewaga promieniowania bezpośredniego nad rozproszonym zwiększa wpływ rzeźby terenu na temperaturę powietrza i podłoża. Zbocza o różnym nachyleniu i ekspozycji otrzymują różne ilości energii cieplnej. Nagrzewanie się podłoża w wyniku bezpośredniego promieniowania słonecznego zależy od barwy i wilgotności gruntu, roślinności, stopnia zacienienia itp.

Zimą Mongolia znajduje się w centrum syberyjskiego wyżu barometrycznego. Masy powietrza polarno-kontynentalnego wykazują dużą stabilność i przez kilka miesięcy kształtują pogodę w kraju. Sezon zimowy charakteryzują: wysokie ciśnienie i bardzo niska temperatura powietrza, słoneczna i bezwietrzna pogoda, minimalna ilość opadów, mała miąższość pokrywy śnieżnej i brak odwilży. Najzimniejsze są kotliny śródgórskie i doliny rzeczne, które stanowią tzw. „zastoiska chłodu”. Górskie stoki i wierzchowiny w wyniku inwersyjnego rozkładu temperatury powietrza są znacznie cieplejsze. Wyjątkowo niska temperatura powietrza w kotlinach śródgórskich decyduje o skrajnym kontynentalizmie klimatu (Murzajew 1952).

Następstwem długiej, małośnieżnej zimy i niskiej temperatury powietrza jest wy-

stępowanie wieloletniej zmarzliny oraz głębokie, sezonowe przemarzanie podłoża. W Mongolii południowa granica zmarzliny, nie związanej ze strefą wysokogórską, osiąga najniższe szerokości geograficzne. Zima jest okresem hydrologicznie pasywnym. Zasilanie rzek może odbywać się wyłącznie drogą podziemną, a mniejsze ciekły zamarzają do dna.

Latem przez Mongolię przebiega front polarny, który rozdziela powietrze polarno-kontynentalne (syberyjskie) od zwrotnikowo-kontynentalnego (Murzajev 1952; Džadambaa i in. 1967). Według B. P. Alisova (1950) letnie położenie frontu polarnego na obszarze Mongolii stanowi granicę między regionem kontynentalnego klimatu strefy umiarkowanej i centralno-azjatyckim regionem klimatu strefy subtropikalnej (zwrotnikowej). Cytowane prace odrzucają poglądy o monsunowym klimacie Wschodniej Mongolii i przesuwają jego oddziaływanie do gór Wielkiego Chinganu. Nie wyklucza to możliwości sporadycznego napływu powietrza monsunowego na wschodnie rejony kraju. Zdaniem D. Gombosurena i M. Coodzol (1975) południowe cyklony występują średnio 7 razy w roku, najczęściej w lipcu, i powodują nagłą zmianę pogody (spadek temperatury powietrza o 5–8°C, intensywne opady, silny wiatr).

Latem dominuje cyrkulacja zachodnia. Zdecydowanie przeważają wiatry zachodnie, północno-zachodnie i północne (*Narodowy Atlas Mongolii* 1990). Napływające z nad Atlantyku powietrze w znacznym stopniu jest pozbawione wilgoci. Przemierzające się wzdłuż frontu polarnego cyklony przynoszą opady, których sumy nie są duże, ale w okresie letnim stanowią aż 70–75% rocznej normy. Latem temperatura powietrza, mimo stosunkowo niskich szerokości geograficznych, jest łagodzona wysokim położeniem kraju i nie sprzyja wzrostowi kontynentalizmu klimatu (Murzajev 1952). Charakterystycznymi cechami sezonu letniego są niskie ciśnienie atmosferyczne oraz duża zależność elementów meteorologicznych od szerokości geograficznej, wysokości terenu, form rzeźby i ekspozycji stoków.

Przejęciowe pory roku są krótkie i następują gwałtownie. Wiosnę cechuje duża suchość powietrza (małe opady), silny wiatr (zmiana cyrkulacji atmosferycznej) i największe dobowe amplitudy temperatury powietrza, które osiągają 30–40°C i więcej (Murzajev 1952). Charakterystycznymi zjawiskami są susze i burze pyłowe, wywołane suchością powietrza i silnym wiatrem. Susze obejmujące większą część kraju (łącznie z suszami letnimi) występują z częstotliwością raz na 3–5 lat, a susze lokalne – raz na 1–2 lata (Dżambaadżamc, Dżambaagarav 1973). Na wiosnę przypada 60% rocznej liczby burz pyłowych, których łączna ilość w północnej części kraju nie przekracza 5, a w południowo-wschodniej dochodzi do 53 (Tuvdendorż 1972). Stosunki meteorologiczne w okresie wiosennym (początek wegetacji) sprzyjają silnej erozji eolicznej gleb (Badarć, Awardzed 1970). Jesień charakteryzuje się mniejszą skrajnością zjawisk pogodowych.

Istotną cechą klimatu Mongolii jest jego kontynentalizm, mierzony amplitudą średniej temperatury najcieplejszego i najzimniejszego miesiąca oraz ekstremalną amplitudą temperatury powietrza. N. N. Ivanov (1959) wskaźnik kontynentalizmu (K) określił wzorem

$$K = \frac{A}{0,33 \cdot \phi} \cdot 100,$$

gdzie: A – amplituda średniej temperatury najcieplejszego i najzimniejszego miesiąca, ϕ – szerokość geograficzna.

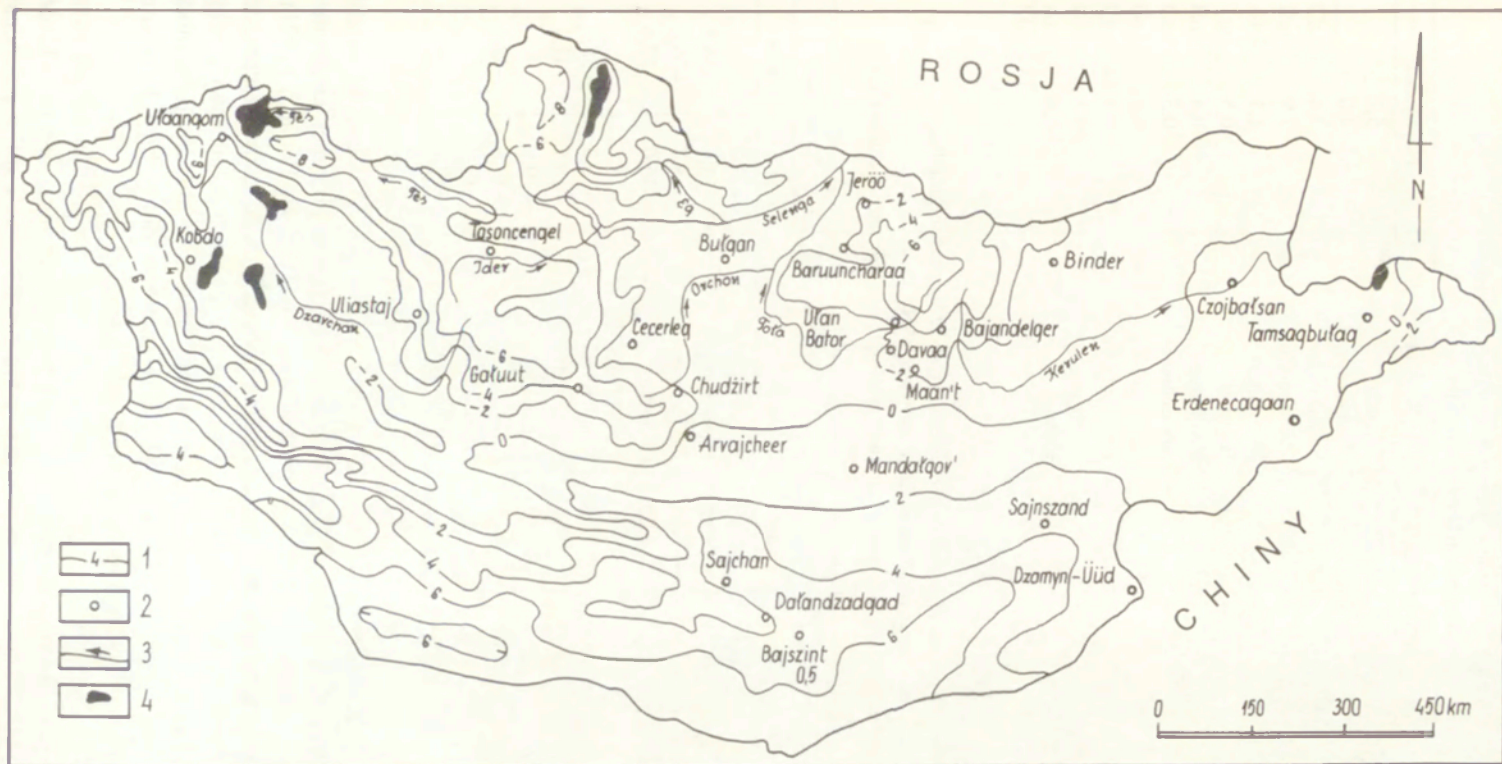
W zależności od wskaźnika kontynentalizmu N. N. Ivanov wyróżnił 6 grup klimatów, poczynając od klimatu oceanicznego (K poniżej 100), a kończąc na klimacie wybitnie kontynentalnym (K powyżej 250). Według tej klasyfikacji obszar Mongolii należy do klimatów średnio-, bardzo- i wybitnie kontynentalnych (Avirmed 1970). Klimat średniokontynentalny (K poniżej 205) mają najwyższe partie Changaju, Chenteju, Ałtaju i Gór Chubsugulskich, głównie z powodu zimowych inwersji temperatury powietrza. Klimat wybitnie kontynentalny cechuje doliny rzeczne, śródgórskie kotliny oraz równiny wschodniej i południowej Mongolii (K dochodzi do 320). Kontynentalizm klimatu i zimowa temperatura powietrza są głównymi kryteriami regionalizacji klimatycznej Mongolii (Badarč 1963, 1971). Nowy, szczegółowy podział klimatyczny kraju podaje *Narodowy Atlas Mongolii* (1990).

5.2. CHARAKTERYSTYKA WYBRANYCH ELEMENTÓW METEOROLOGICZNYCH

W Mongolii rozmieszczenie stacji meteorologicznych jest rzadkie i nierównomierne. Większość z nich znajduje się w centralnej i wschodniej części kraju. Reprezentują klimat równin, dolin rzecznych i przedgórzy (przeważnie do wysokości 1700–1800 m n.p.m.). Szczególnie słabo jest zbadany klimat wysokich gór. Z powodu braku stacji meteorologicznych jest on opisywany na podstawie regionalnych zależności temperatury powietrza i sum opadów od wyniesienia terenu. Zależności te mają charakter szacunkowy, ponieważ są określane na podstawie danych ze stacji usytuowanych w dolinach i na przedgórzach, a następnie ekstrapolowane na wysokie partie gór. Ułatwiają one opracowanie map klimatycznych, które dotychczas są publikowane wyłącznie dla całego kraju i w małych podziałkach. Mapy te nie uwzględniają silnego zróżnicowania elementów meteorologicznych w obszarach górskich.

Do charakterystyki wskaźników klimatycznych wykorzystano głównie *Narodowy Atlas Mongolii* (1990). Zawiera on nowe dane w stosunku do pracy N. Badarča (1971). Większość liczb podanych w tabelach oraz wykorzystanych do sporządzenia wykresów i diagramów pochodzi z publikacji rosyjskich (Gawrilova 1974; Semienov, Mjagmardżav 1977; Gerasimov, Nogina 1984) i mongolskich (Dżambaadżamc 1964b; Badarč 1971), w tym opracowań agroklimatycznych (Badarč 1975; Badarč, Avirmed 1979). Wadą tych publikacji jest brak zwyczaju podawania okresu, którego dotyczą wartości liczbowe. Celem sprawdzenia wiarygodności danych porównano je z izoliniami w *Narodowym Atlasie Mongolii*. Wartości temperatury powietrza i opadów na ogół mieszczą się w granicach odpowiednich izolinii. W przypadku niezgodności przy nazwach stacji (na mapkach) wpisano wartości podawane w literaturze.

T e m p e r a t u r a p o w i e t r z a. Najniższa średnia roczna temperatura powietrza wynosi od -8 do -10°C i występuje w kotlinach śródgórskich północno-wschodniej części kraju (ryc. 3, tab. 1). W tym samym rejonie i w najwyższych partiach Changaju, Chenteju i Ałtaju Mongolskiego duże powierzchnie leżą między izoterma-



Ryc. 3. Średnie roczne temperatury powietrza (wg Narodowego Atlasu Mongolii 1990)

1 – izotermy (°C), 2 – stacje meteorologiczne, 3 – rzeki, 4 – jeziora

Mean yearly air temperatures (after *National Atlas of Mongolia* 1990)

1 – isotherms (°C), 2 – meteorological stations, 3 – rivers, 4 – lakes

T a b e l a 1. Średnie roczne temperatury powietrza (°C)
Mean yearly air temperatures (°C)

Stacja	Najniższe	Stacja	Najwyższe
Tosoncengel	(-6,5)	Sajchan	5,2
Galut	-5,0	Dałandzadgad	4,0
Ułaangom	-4,0	Sajnszand	3,4
Bajandelger	-3,8	Dzamyn-Uüd	2,9
Ułan Bator	-3,5	Mandalgov'	1,1
Uliastaj	-3,1	Bajsint	0,5
Chudžirt	-2,9	Czojbalsan	0,4
Jeröo	-2,9	Arvajcheer	0,3
Davaa	-2,6	Tamsagbułag	0,3
Maan't	-2,6	Erdenecagaan	0,1
Baruuncharaa	-1,9	Cecerleg	-0,1
Bułgan	-1,9	Kobdo	-0,4

T a b e l a 2. Średnie wieloletnie temperatury stycznia oraz minimalne notowane temperatury powietrza (°C)
Mean many years' temperatures of January and minimal noted air temperatures (°C)

Stacja	Najniższe		Stacja	Najwyższe	
	śr.	min.		śr.	min.
Tosoncengel	(-34,0)	-52,9	Sajchan	-13,7	-
Ułaangom	-33,8	-50,0	Dałandzadgad	-15,4	-36,5
Bajandelger	-27,9	-	Arvajcheer	-15,7	-36,6
Ułan Bator	-27,4	-49,0	Cecerleg	-16,0	-37,6
Baruuncharaa	-26,9	-	Erdenemandał	-17,4	-
Jeröo	-26,9	-	Mandalgov'	-18,3	-38,3
Galut	-26,5	-	Sajnszand	-18,7	-41,4
Kobdo	-25,5	-46,0	Dadał	-19,6	-
Uliastaj	-25,3	-46,2	Ałtaj	-19,8	-42,1
Bajsint	-24,6	-	Dzamyn-Uüd	-19,8	-
Mörön	-24,4	-48,9	Erdenecagaan	-19,9	-

mi od -6 do -8°C . Wartości od -2 do -6°C posiadają stoki gór północnej Mongolii i odgałęzienia Ałtaju Mongolskiego. Obszary o najniższej średniej rocznej temperaturze powietrza są zimniejsze o $2-4^{\circ}\text{C}$ w porównaniu z danymi N. Badarća (1971). Ujemną średnią roczną temperaturę powietrza ma północna część kraju i zachodnia część Ałtaju Gobijskiego. Izoterma 0°C wyznacza w przybliżeniu południowy zasięg występowania zmarzliny. Większość rzek Mongolii odwadnia obszary o ujemnej średniej rocznej temperaturze powietrza. Wyjątek stanowią dolny bieg Kerulenu (Czojbalsan) i dolne odcinki rzek południowego Changaju.

Istotny wpływ na średnią roczną temperaturę powietrza ma średnia temperatura stycznia (ryc. 4, tab. 2). W północno-zachodniej Mongolii wynosi ona od -32 do -36°C . Wartości od -24 do -28°C są charakterystyczne dla dolin i kotlin północnej

T a b e l a 3. Średnie wieloletnie temperatury lipca oraz maksymalne notowane temperatury powietrza (°C)
Mean many years' temperatures of July and maximal noted air temperatures (°C)

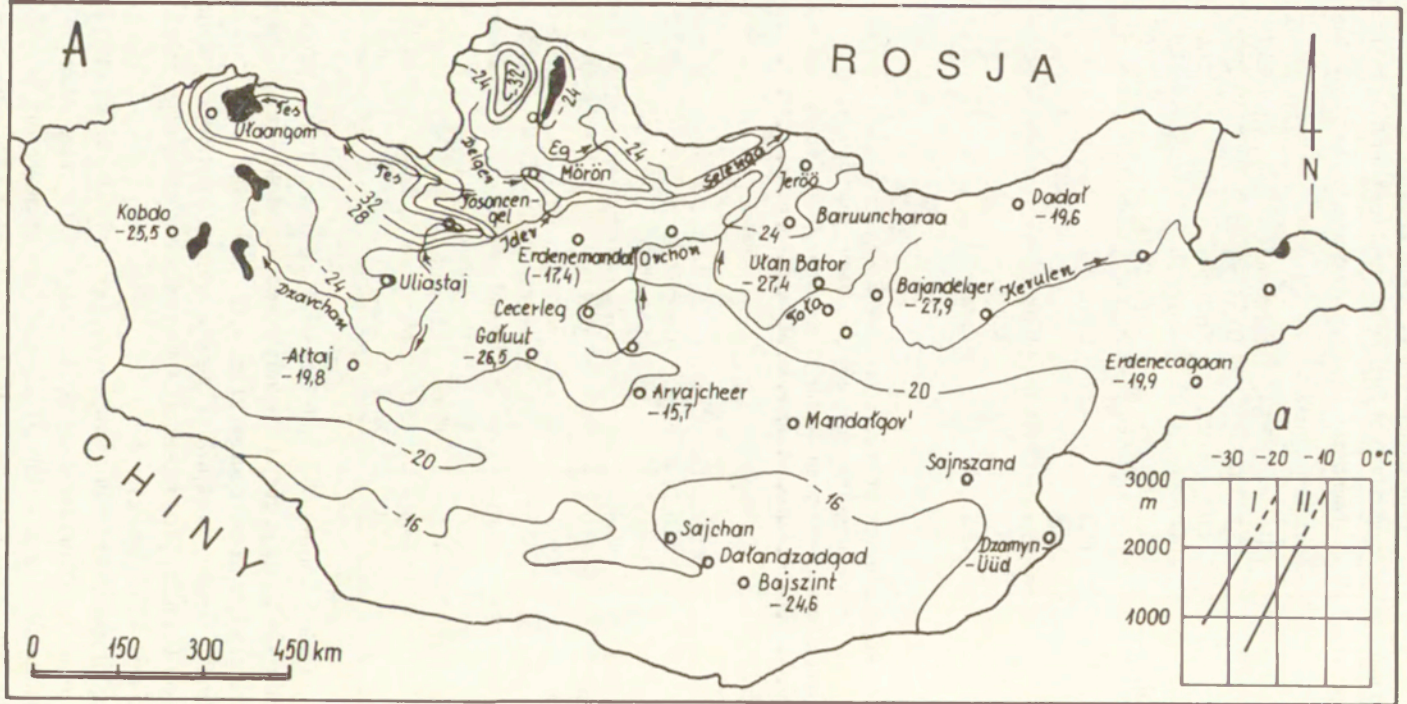
Stacja	Najniższe		Stacja	Najwyższe	
	śr.	maks.		śr.	maks.
Chatgał	(10,0)	30,4	Sajnszand	23,1	40,8
Davaa	13,7	–	Dzamyn-Uüed	22,2	–
Altaj	14,0	29,7	Sajchan	21,8	–
Tosoncengel	(14,0)	33,2	Bajsziint	21,7	–
Erdenemandał	14,1	–	Tamsagbułag	21,6	–
Cecerleg	14,7	33,6	Dałandzadgad	21,3	37,5
Galut	14,7	–	Czobjalsan	20,8	40,1
Chudziirt	14,8	–	Öndörchaan	19,3	38,9
Uliastaj	15,4	32,0	Erdenecagaan	19,2	–
Arvajcheer	15,5	33,2	Kobdo	19,1	35,6
Maan't	15,5	–	Baruuncharaa	19,0	–

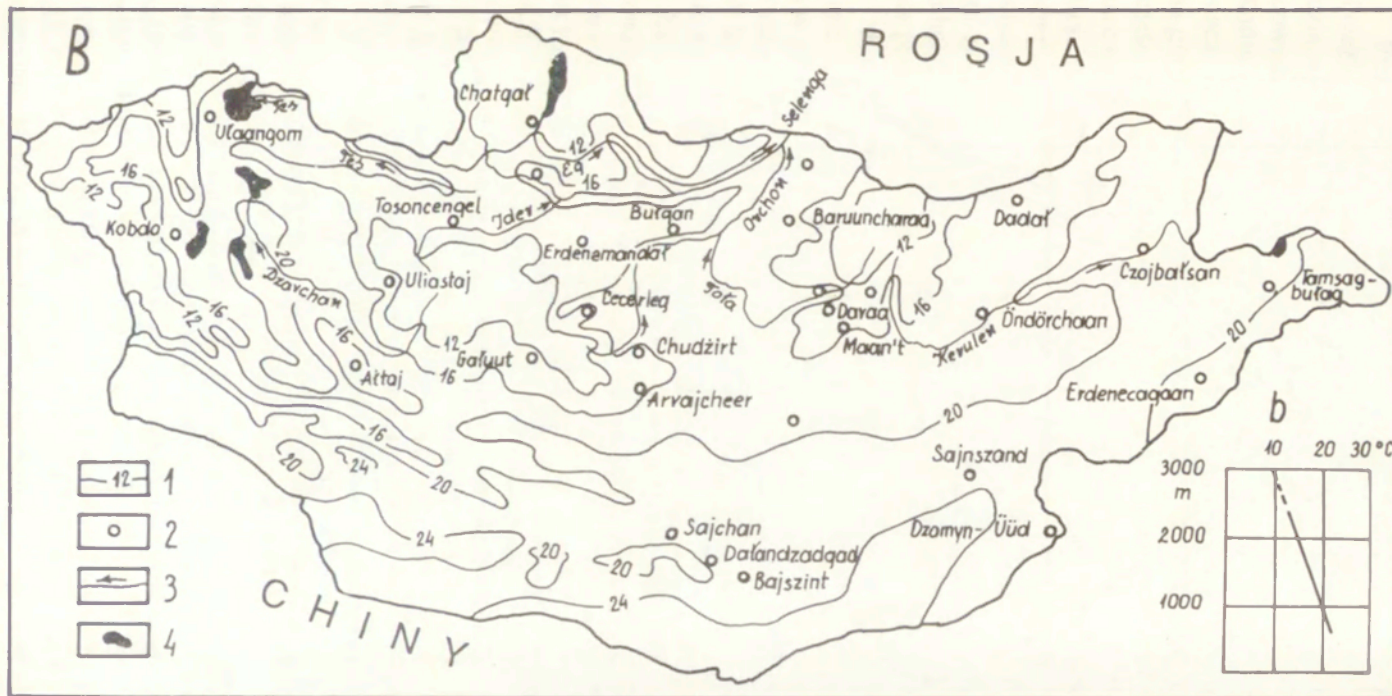
T a b e l a 4. Różnice między średnimi miesięcznymi temperaturami (°C) stycznia i lipca (A) oraz ekstremalne amplitudy temperatury powietrza (A₁)
Differences between the mean monthly temperatures (°C) of January and July (A) and the extreme amplitudes of the air temperature (A₁)

Stacja	Najwyższe		Stacja	Najniższe	
	A	A ₁		A	A ₁
Ułaangom	52,6	86,4	Cecerleg	30,7	71,2
Tosoncengel	(48,0)	86,1	Arvajcheer	31,2	69,8
Bajsziint	46,3	–	Erdenemandał	31,5	–
Baruuncharaa	45,9	–	Altaj	33,8	71,8
Tamsagbułag	44,9	–	Davaa	34,7	–
Bajandelger	44,8	–	Sajchan	35,5	–
Jeröö	44,8	–	Dadal	36,1	–
Kobdo	44,6	81,6	Dałandzadgad	36,7	74,0
Ułan Bator	44,5	87,6	Chudziirt	36,9	–
Öndörchaan	43,6	85,2	Mandałgov'	37,2	73,9
Czobjalsan	42,8	86,8	Maan't	39,0	–

części kraju, a także kotlin gobijskich (Bajsziint). Wyższą średnią temperaturę stycznia, od -20 do -24°C , mają góry i równiny północnej Mongolii. W Changaju (Arvajcheer, Cecerleg) silnie zaznaczają się zimowe inwersje temperatury powietrza. W kotlinach i dolinach rzecznych najniższa obserwowana temperatura powietrza wynosiła od -45 do -50°C i niżej (Tosoncengel), a na stokach górskich i w południowej Mongolii od -35 do -45°C (tab. 2).

W Mongolii najniższą średnią temperaturę lipca (poniżej 12°C) mają brzegi jeziora Chubsuguł oraz wysokogórskie partie Chenteju, Changaju, Altaju Mongolskiego i Gór Chubsugulskich (ryc. 4, tab. 3). Temperatura lipca według *Narodowego Atlasu Mongolii* nie odbiega od danych N. Badarča (1971). Latem temperatura powietrza w górach maleje przeciętnie o $0,6^{\circ}\text{C}$ na 100 m wzniesienia (Gawrilova 1974). Maksy-





Ryc. 4. Średnie temperatury stycznia (A) i lipca (B) oraz ich zależność od wysokości terenu (wg *Narodowego Atlasu Mongolii* 1990)

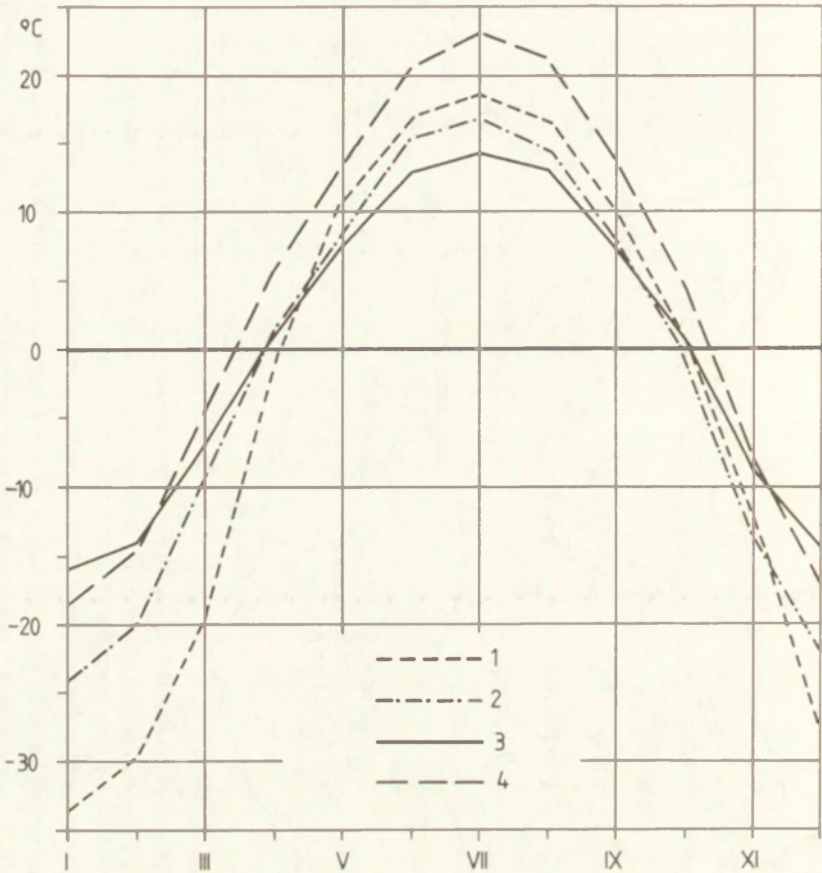
1 – izotermi (°C), 2 – stacje meteorologiczne, 3 – rzeki, 4 – jeziora; a – zależność średniej temperatury stycznia od wysokości terenu (m n.p.m.): I – dna kotlin śródgórskich, II – stoki górskie; b – zależność średniej temperatury lipca od wysokości terenu.

Uwaga: przy nazwach stacji wpisano średnie temperatury podawane w literaturze (w przypadku ich niezgodności z izotermami)

Mean temperatures of January (A) and July (B) and their dependence on the altitude of the area (after *National Atlas of Mongolia* 1990)

1 – isotherms (°C), 2 – meteorological stations, 3 – rivers, 4 – lakes; a – dependence of the mean temperature of January on the altitude of the area (in m above sea level): I – bottoms of the intermontane basins, II – mountain slopes; b – dependence of the mean temperature of July on the altitude of the area.

Note: mean temperatures given in literature are written down near the names of the stations (in case of their disaccord to the isotherms)



Ryc. 5. Wpływ rzeźby terenu na przebieg średnich miesięcznych temperatur powietrza w ciągu roku

- 1 – śródgórska kotlina (Ulaangom), 2 – dolina rzeczna (Mörön), 3 – północny skłon Changaju (Cecerleg),
4 – równina gobijska (Sajnszand)

Influence of the relief upon the course of the mean monthly air temperatures during the course of the year

- 1 – intermontane basin (Ulaangom), 2 – river valley (Mörön), 3 – north descent of Changai (Cecerleg),
4 – Gobian plain (Sainshand)

malna obserwowana temperatura powietrza w górach wynosiła 30–35°C, a na równinach południowej i wschodniej Mongolii 35–40°C i więcej (Sajnszand, Czobjałsan).

Największe różnice między średnią temperaturą stycznia i lipca (45–50°C i więcej) oraz najwyższe, ekstremalne amplitudy temperatury powietrza (85–88°C) występują w kotlinach i dolinach rzecznych oraz na równinach wschodniej Mongolii (tab. 4). Dotyczy to także kotlin gobijskich (Bajszint). W górach amplitudy te są mniejsze i wynoszą odpowiednio 30–35°C (średnie miesięczne) i 70–72°C (ekstremalne). Prze-

strzenny rozkład amplitud temperatury powietrza jest zgodny z regionalizacją klimatyczną kraju według stopnia kontynentalizmu (Avirmed 1970; Badarč 1971).

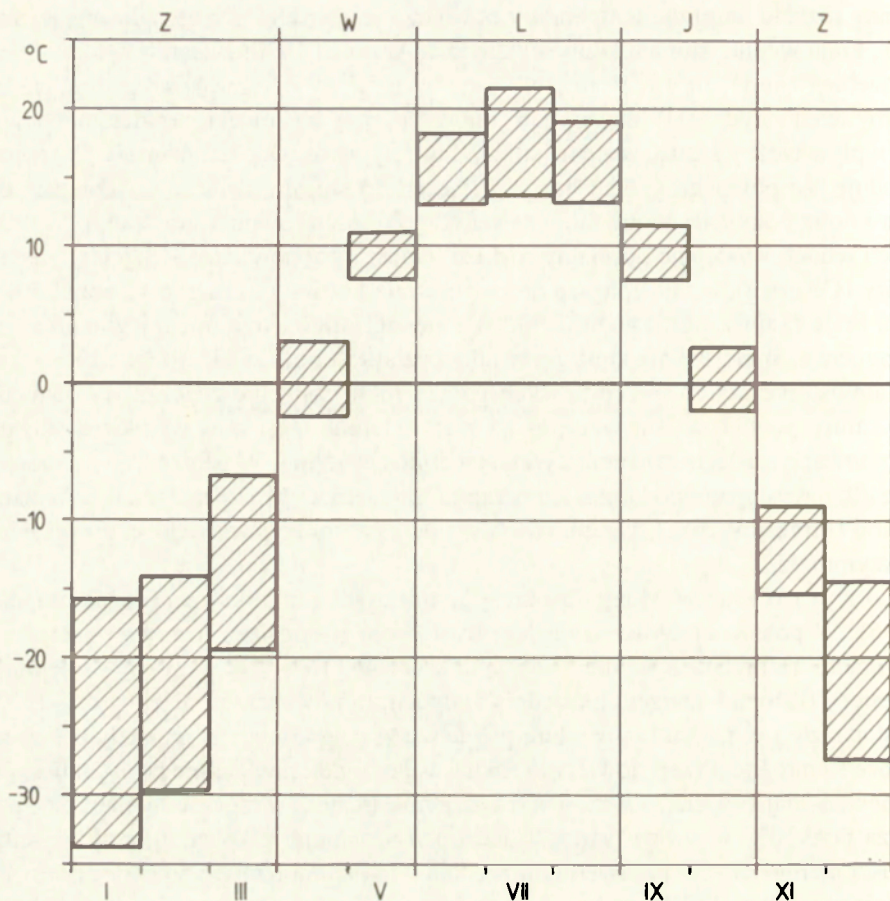
Przebieg temperatury powietrza w ciągu roku zależy od szerokości geograficznej i rzeźby terenu (ryc. 5). W miesiącach zimowych, przy wyżowej i bezwietrznej pogodzie, wpływ rzeźby zaznacza się najsilniej. Inwersyjny rozkład temperatury powietrza powoduje, że północne stoki Changaju (Cecerleg) są zimą znacznie cieplejsze od kotlin i dolin północnej Mongolii, a nawet od gobijskich równin (Sajnszand). W miesiącach letnich występuje normalny rozkład temperatury powietrza – najchłodniejsze są góry (Cecerleg), a najcieplejsze nisko położone kotliny (Ułaangom) i południowe części kraju (Sajnszand). Latem różnice temperatury powietrza między górami a ich otoczeniem są mniejsze niż zimą z powodu działalności cyklonalnej i lokalnej cyrkulacji atmosferycznej. W przejściowych porach roku następuje znaczne wyrównanie temperatury powietrza bez względu na rzeźbę terenu. Jest ono wynikiem silnego wiatru towarzyszącego zmianom cyrkulacji atmosferycznej. W pełni sezonu zimowego rzadko występuje dodatnia temperatura powietrza. Może być ona wywołana föhnami (Murzajev 1952). Latem, nawet w lipcu, częstym zjawiskiem są przygrunto-we przymrozki.

P o r y r o k u. W Mongolii okresy termicznych pór roku mają różną długość (ryc. 6). W północnej części kraju lato trwa około 3 miesiące (czerwiec–sierpień), a w górach i na brzegach jeziora Chubsuguł znacznie krócej. Okres zimowy obejmuje 5 miesięcy (listopad–marzec) ze średnią temperaturą powietrza poniżej -7 do -10°C . W listopadzie i w marcu temperatura powietrza w ciągu dnia jest niekiedy dodatnia, ale noce są mroźne. Przejściowe pory roku trwają krótko, przeciętnie po 1–2 miesiące – kwiecień–maj (wiosna) i wrzesień–październik (jesień). Przejście temperatury powietrza przez 0°C w stronę wartości dodatnich następuje w kwietniu, a w kierunku wartości ujemnych – w październiku. Średnia wieloletnia temperatura tych miesięcy oscyluje w pobliżu 0°C . W maju i we wrześniu średnia temperatura powietrza wynosi od 8 do 11°C , ale nocą często osiąga wartości ujemne. Okres z dodatnią temperaturą powietrza trwa około 5 miesięcy (maj–wrzesień).

Przedstawiony podział na pory roku przyjęto w tej publikacji. Dotyczy on północnej Mongolii i ma charakter przybliżony, umowny. Rzeczywista długość pór roku zależy głównie od wyniesienia terenu.

W i l g o t n o ś ć p o w i e t r z a. Mongolia jest krajem suchym, zwłaszcza w części południowej. Wilgotność względna powietrza osiąga najniższe wartości wiosną (ryc. 7). Sprzyjają temu małe sumy opadów, stosunkowo wysoka temperatura powietrza podczas dnia i silny wiatr (Dżambaadzamc 1967). W maju wilgotność względna powietrza w północnej Mongolii wynosi średnio 40–50%, a na południu – poniżej 30%. Wiosną minima wilgotności względnej mogą spadać poniżej 5% (Murzajev 1952). Drugie, ale nie tak głębokie minimum, występuje jesienią, po przejściu letniego maksimum opadów.

Deszcze letnie wyraźnie podnoszą wilgotność względną powietrza. Wzrost ten jest umiarkowany z powodu wysokiej temperatury powietrza. W górach północnej Mongolii wilgotność powietrza w lipcu wynosi przeciętnie 60–70%, w dorzeczu Selengi 50–60%, a w dolnym biegu Kerulenu i na południu kraju 40–50% i mniej (Narodowy



Ryc. 6. Diagram wahań średnich miesięcznych temperatur powietrza w północnej Mongolii i termiczne pory roku

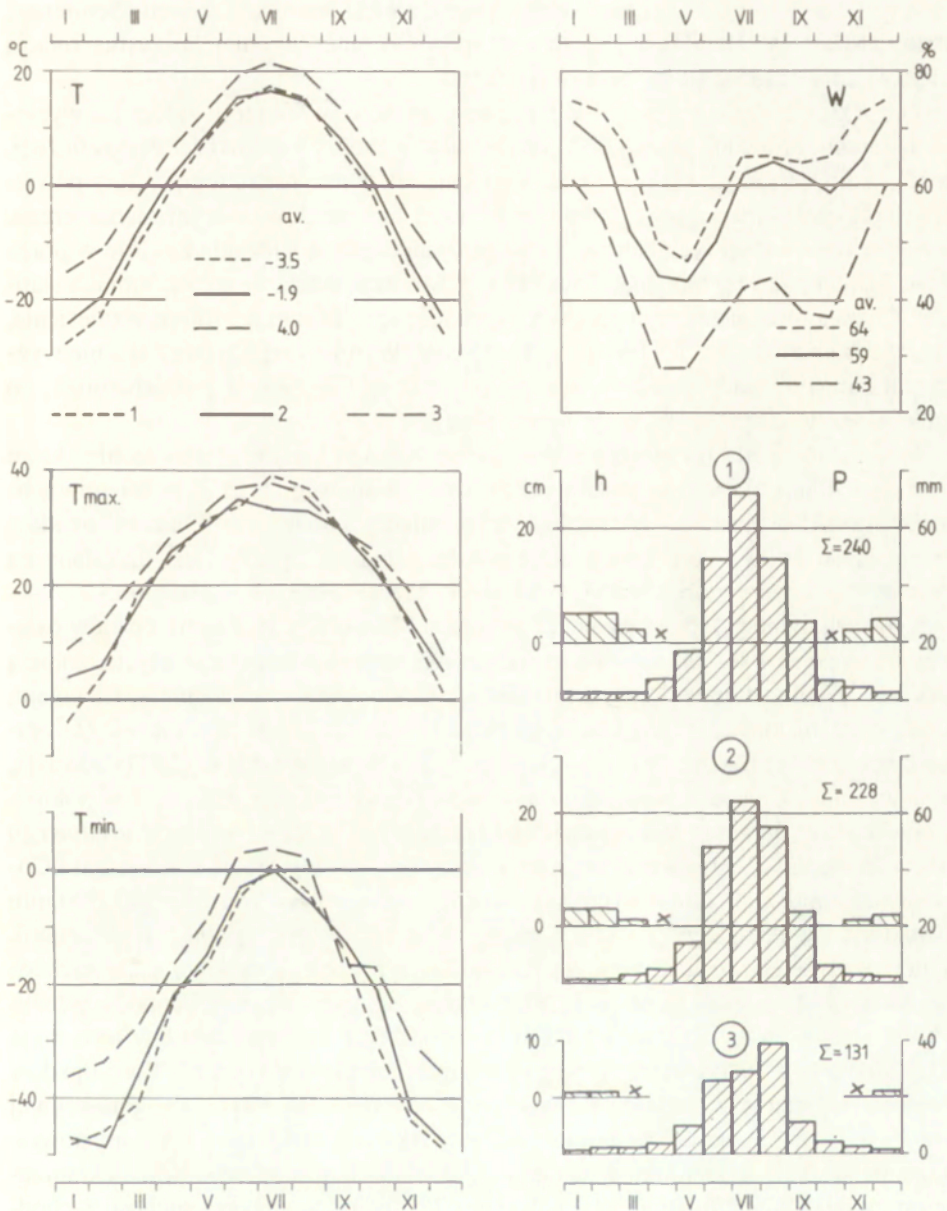
W – wiosna, L – lato, J – jesień, Z – zima. Opracowano na podstawie danych z następujących stacji meteorologicznych: Arvajcheer, Baruuncharaa, Binder, Bułgan, Cecerleg, Czojbalsan, Dadał, Davaa, Erdenecagaan, Jeröo, Mörön, Tamsagbulag, Ulaangom, Ulan Bator i Öndörchaan (lokalizacja – ryc. 3)

Diagram of fluctuations of the mean monthly air temperatures in north Mongolia and the thermic seasons

W – spring, L – summer, J – autumn, Z – winter. Worked-out on the basis of the data from the following meteorological stations: Arvajcheer, Baruuncharaa, Binder, Bulgan, Cecerleg, Tschoibalsan, Dadał, Davaa, Erdenecagaan, Jeröo, Mörön, Tamsagbulag, Ulaangom, Ulan Bator and Öndörchaan (location – fig. 3)

Atlas Mongolii 1990). Najwyższa wilgotność względna powietrza występuje w miesiącach zimowych. Na północy kraju osiąga 70–80% i maleje w kierunku południowym do 40–50%.

Wilgotność bezwzględna powietrza jest najmniejsza zimą (styczeń), a największa latem (lipiec). Niedosyty wilgotności, decydujące o wielkości parowania, są najniższe



Ryc. 7. Roczny przebieg temperatury i wilgotności względnej powietrza i sumy opadów oraz miąższość pokrywy śnieżnej na wybranych stacjach meteorologicznych

Temperatura powietrza: T – średnia, Tmax. – maksymalna, Tmin. – minimalna; W – wilgotność względna powietrza; P – sumy opadów; h – miąższość pokrywy śnieżnej (krzyżykami zaznaczono miesiące, w których pokrywa śnieżna występuje rzadziej niż raz na 2 lata); 1 – Ulan Bator, 2 – Mórón, 3 – Dalandzadgad

Yearly course of temperature and relative humidity of the air. Sums of precipitates and thickness of the snow cover in the chosen meteorological stations

Temperature of the air: T – mean, Tmax. – maximal, Tmin. – minimal; W – relative humidity of the air; P – sums of precipitates; h – thickness of the snow cover (little crosses mark months in which the snow cover occurs more rarely than once for two years); 1 – Ulan Bator, 2 – Moron, 3 – Dalandzadgad

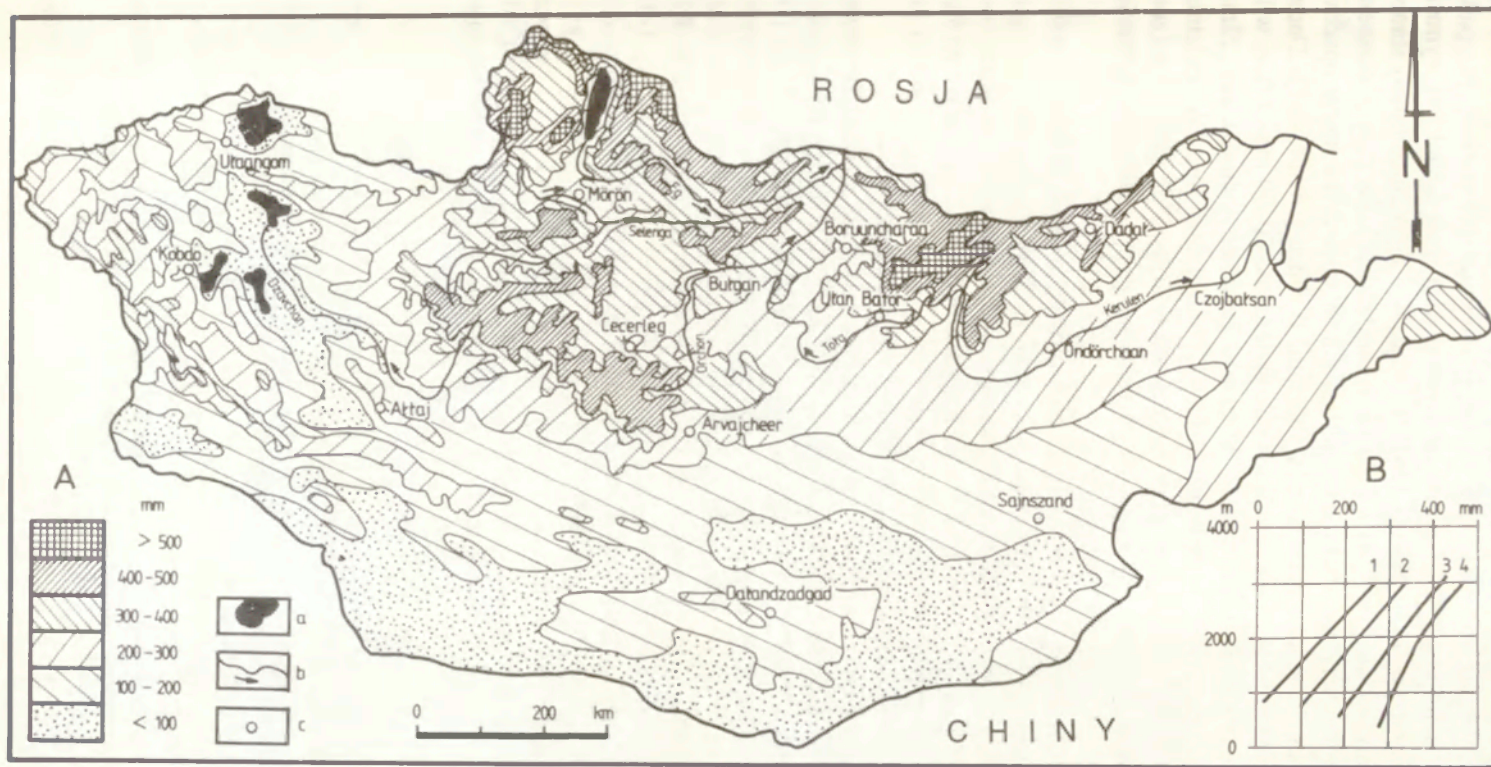
zimą (grudzień–luty). Od marca rosną, osiągając maksimum w czerwcu (Semienov, Mjagmardzav 1977). Maksimum to jest spowodowane najmniej korzystną relacją między sumą opadów a temperaturą powietrza.

O p a d y a t m o s f e r y c z n e. Sumy opadów w Mongolii zależą od wyniesienia terenu, orientacji pasm górskich, ekspozycji zboczy i szerokości geograficznej. Ilość opadów w górach nie jest znana. Podobnie jak w przypadku temperatury powietrza są przyjmowane różne regionalne zależności sum opadów od wyniesienia terenu. O wątpliwej wartości tych zależności mogą świadczyć stwierdzenia zawarte w pracy V. A. Semienova i B. Mjagmardzava (1977). Autorzy podają, że na zachodnich stokach Changaju roczne sumy opadów zwiększają się o 20 mm na 100 m wzniesienia, a na zachodnich zboczach Chenteju o 10–15 mm. Wynika z tego, że w znacznie wyższym Changaju opady powinny być większe niż w Chenteju, a jest odwrotnie, co podkreślono w innym miejscu cytowanej pracy.

W zależności od przyjętego gradientu opadowego są kreślone mapy izohiet, które nie uwzględniają ekspozycji stoków i możliwości pionowego zróżnicowania gradientu. Dla górskich obszarów Mongolii różnice między podawanymi sumami opadów dochodzą do 100%. W rejonach niżej położonych ilość opadów jest określana na podstawie materiałów obserwacyjnych i nie wykazuje istotnych rozbieżności.

E. M. Murzajev (1952) szacuje, że w górach Mongolii roczne sumy opadów osiągają przeważnie 400–500 mm, ale na załączonej mapce obszary te są objęte izohietą 300 mm. Według klimatologów mongolskich sumy opadów w Chenteju, Changaju, Ałtaju Mongolskim i Górach Chubsugulskich przekraczają 400 mm rocznie (Dżambadżamc 1964b; Badarc 1971). V. A. Semienov i B. Mjagmardzav (1977) oceniają, że w wysokim Changaju ilość opadów wynosi ponad 500 mm rocznie, a w północnym Chenteju (dorzecze Mindź) zwiększa się do 600–700 mm. Według *Narodowego Atlasu Mongolii* (1990) największe roczne sumy opadów występują w Chenteju i Górach Chubsugulskich, gdzie wynoszą ponad 500 mm (ryc. 8). Wartości 400–500 mm charakteryzują Ałtaj Mongolski i Changaj oraz niższe góry północnej Mongolii. W dorzeczu Selengi opady wynoszą 300–400 mm rocznie, a na równinach wschodniej Mongolii (dorzecze Kerulenu) 200–300 mm. Krzywe zależności opadów od wysokości terenu wykazują, że na tych samych rzędnych najmniej opadów otrzymuje Ałtaj Mongolski, nieco więcej Changaj, a najwięcej Chentej (ryc. 8). Ilość opadów zwiększa się zatem z zachodu na wschód – od gór najwyższych do gór średniej wysokości. Przyjmując, że opady są wynikiem cyrkulacji zachodniej, ich sumy powinny zmniejszać się w kierunku wschodnim. Anomalia ta jest spowodowana ekranizującym oddziaływaniem Ałtaju Mongolskiego. Powoduje to większą suchość zachodniego Changaju w stosunku do jego części wschodniej, co przejawia się przesunięciem ku górze pięter klimatyczno-roślinnych i stref występowania zmarzliny (Gravis 1974a).

Odmierna sytuacja występuje w Chenteju, którego zachodni, odsłonięty skłon otrzymuje najwięcej opadów. W kierunku wschodnim, zawietrzny, sumy opadów początkowo maleją, a w większej odległości od głównego grzbietu rosną (Dadał). Nie można tutaj wykluczyć sporadycznego oddziaływania monsunów. W klimacie suchym nawet jeden deszcz monsunowy może znacznie podnieść roczną sumę opadów.



Ryc. 8. Roczne sumy opadów (A) i ich zależność od wysokości terenu (B) (wg *Narodowego Atlasu Mongolii 1990*, uproszczone)

a – jeziora, b – rzeki, c – wybrane stacje klimatyczne; 1 – Altaj Mongolski, 2 – Changaj, 3 – Góry Chubsugulskie, 4 – Chentej

Yearly sums of precipitates (A) and their dependence on the altitude of the area (B) (after *National Atlas of Mongolia 1990*, simplified)

a – lakes, b – rivers, c – chosen climatic stations; 1 – Mongolian Altai, 2 – Changai, 3 – Chubsugulian Mountains, 4 – Chentei

Charakterystyczną cechą klimatu kontynentalnego jest wybitnie nierównomierny rozkład opadów w ciągu roku (ryc. 9). Na ciepły okres (maj–wrzesień) przypada 85–90% rocznej sumy opadów. W poszczególnych porach roku udział ten wynosi: wiosną 8–14%, latem 68–74%, jesienią 12–16% i zimą 4–6%. W lipcu opady stanowią 27–30% sumy rocznej. Największe zasilanie opadami pokrywa się z okresem występowania najwyższej temperatury powietrza. Latem miesięczne sumy opadów w północnej Mongolii rzadko przekraczają 100 mm. W lipcu jedynie stacja Dadał (dorzecze Ononu) notuje 119 mm deszczu, a pozostałe około 70–90 mm. Mniej wilgotny jest sierpień – 50–80 mm (Dadał – 96 mm) i czerwiec – 40–70 mm. Zimą miesięczne sumy opadów są wyjątkowo niskie – poniżej 5–6 mm. W kwietniu i w październiku opady nie osiągają 20 mm, a w maju tylko górskie stoki są wilgotniejsze – 30–40 mm (Cecerleg, Dadał). We wrześniu sumy opadów wynoszą około 30–40 mm.

Deszcze letnie występują często w postaci krótkotrwałych ulew, którym towarzyszą burze, silny wiatr i grad. W Ulan Bator maksymalny dobowy opad, zarejestrowany w sierpniu 1929 r., wynosił 123 mm (Murzajev 1952). Stanowi to 50% rocznej normy. Gwałtowne ulewy zdarzają się także na południu kraju (Gobi), gdzie występują wzdłuż linii przesuwania się cyklonów i burz atmosferycznych. Z uwagi na lokalny charakter nie zawsze są rejestrowane przez stacje meteorologiczne.

P o k r y w a ś n i e ż n a. Opady śniegu w górach Mongolii zdarzają się nawet latem, ale nie tworzą trwałej pokrywy śnieżnej. W Changaju (okolice Arvajcheer) autor obserwował w 1992 r. pierwsze opady śniegu w dniu 10 września. Cienka pokrywa śnieżna utrzymywała się przez kilka godzin. W górach północnej Mongolii stała pokrywa śnieżna tworzy się w drugiej połowie października, a na terenach niżej położonych – w listopadzie. W górach pokrywa śnieżna zalega przez 150–200 dni, a w dolinach i kotlinach 100–150 dni. Na międzyrzeczu Orchonu i środkowej Toły oraz w dolnym biegu Kerulenu okres występowania pokrywy śnieżnej nie przekracza 100 dni (*Narodowy Atlas Mongolii* 1990).

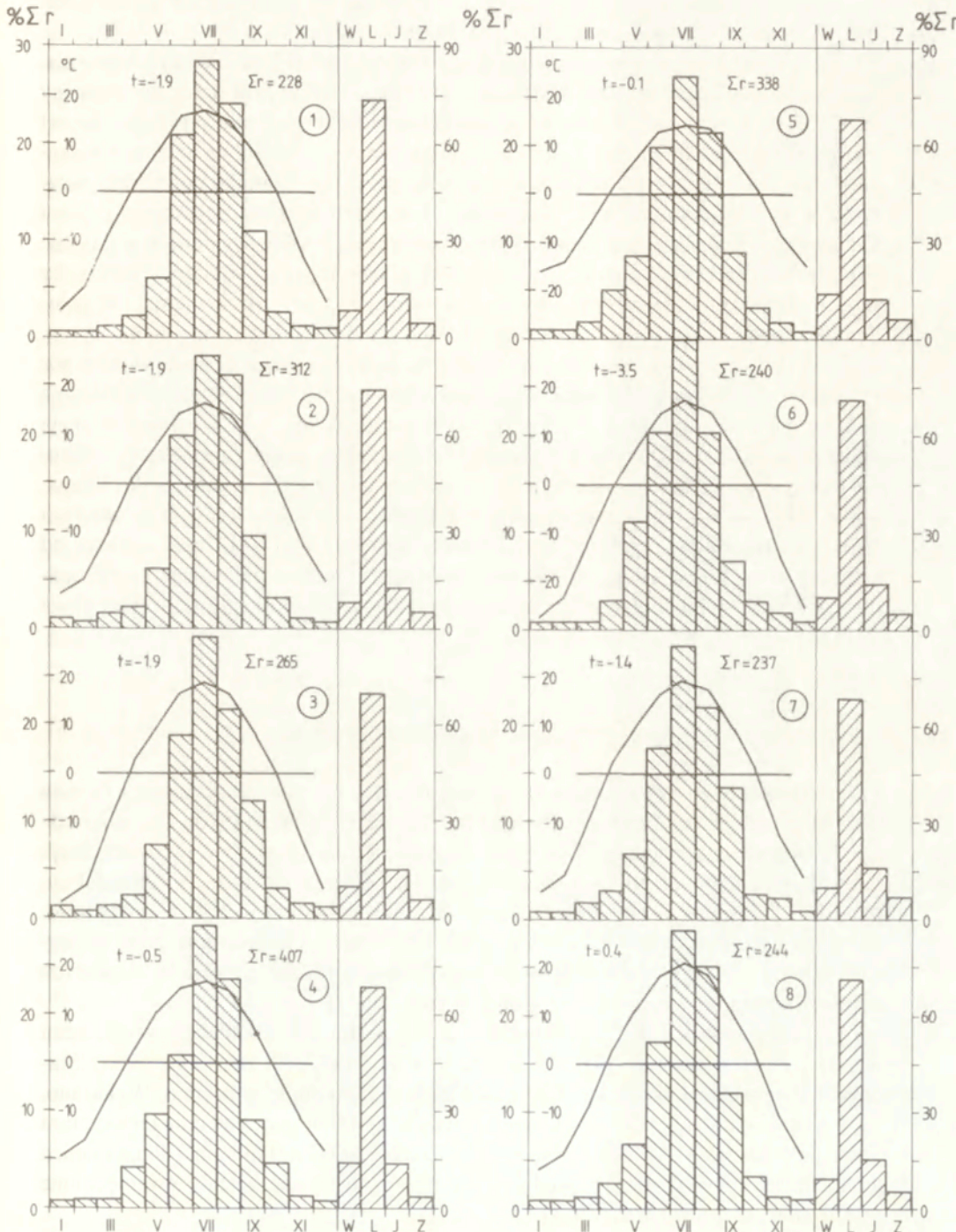
Z powodu małych opadów grubość pokrywy śnieżnej jest niewielka – w górach wynosi ponad 20 cm, a w dolinach i kotlinach północnej Mongolii 10–15 cm. W dorzeczu Selengi, według V. A. Semienova i B. Mjagmardzava (1977), miąższość śnie-

Ryc. 9. Miesięczne, sezonowe i roczne sumy opadów (w % sumy rocznej) oraz średnie miesięczne i roczne temperatury powietrza na wybranych stacjach meteorologicznych północnej Mongolii

1 – Mörön, 2 – Bułgan, 3 – Baruuncharaa, 4 – Dadał, 5 – Cecerleg, 6 – Ulan Bator, 7 – Öndörchaan, 8 – Czojbalsan; t – średnia roczna temperatura powietrza, Σr – średnia roczna suma opadów (w mm), W – wiosna, L – lato, J – jesień, Z – zima

Monthly, seasonal and yearly sums of precipitates (in % of the yearly sum) and the mean monthly and yearly air temperatures in the chosen meteorological stations in north Mongolia

1 – Mörön, 2 – Bulgan, 3 – Baruuncharaa, 4 – Dadal, 5 – Cecerleg, 6 – Ulan Bator, 7 – Öndörchaan, 8 – Tsoibalsan; t – mean yearly air temperature, Σr – mean yearly sum of precipitates (in mm), W – spring, L – summer, J – autumn, Z – winter



gu w górach osiąga 20–50 cm i więcej, a w dolinach nie przekracza 5–10 cm (por. ryc. 7). Podobne wartości podaje N. Badarč (1964, 1971).

Pokrywa śnieżna zanika w wyniku procesów sublimacji (parowania) i topnienia. Rolę sublimacji docenia E. M. Murzajev (1952) pisząc, że w okresach zimy i wiosny śnieg „ulatnia się” pod wpływem promieni słonecznych, co nie powoduje nawet zwilżenia powierzchni gleby. Proces sublimacji poprzedza właściwe roztopy wiosenne. Parowanie śniegu zachodzi już w niskiej, ujemnej temperaturze powietrza, zwłaszcza w drugiej połowie lutego i w marcu. Jest ono wynikiem dodatniego bilansu radiacyjnego w końcowym okresie zimy. Sublimacja wyraźnie zmniejsza grubość pokrywy śnieżnej w marcu (ryc. 7). W dolinach i kotlinach często następuje całkowity zanik pokrywy śnieżnej przed nadejściem dodatniej temperatury powietrza. W południowej części kraju proces ten rozpoczyna się i kończy znacznie wcześniej.

Topnienie śniegu i formowanie wezbrań roztopowych ogranicza się do stoków gór i rejonów wysokogórskich o większej grubości pokrywy śnieżnej. Roztopy występują w kwietniu i w maju. Duży wpływ na szybkość zanikania pokrywy śnieżnej mają czynniki lokalne: rzeźba terenu (wysokość bezwzględna, ekspozycja zboczy), roślinność (las, step), dodatnia i ujemna temperatura powietrza w ciągu doby, mikroklimat.

W miesiącach marzec–maj parowanie z powierzchni gleby i śniegu na stacjach Mörön i Ułan Bator, położonych w dolinach, wynosi 10–35 mm i jest większe od sumy opadów. Latem osiąga 45–60 mm i jest nieco mniejsze lub równe sumie opadów. Roczna wielkość parowania terenowego odpowiada ilości opadów (Gavrilova 1974).

5.3. WARUNKI MIKROKLIMATYCZNE

W Mongolii pierwsze mikroklimatyczne badania bilansu radiacyjnego i bilansu cieplnego powierzchni gruntu przeprowadziła M. K. Gavrilova (1970a, b) stwierdzając, że na północnym zboczu Bogd Chan uuł (Ułan Bator) zalesiony wąwóz otrzymuje latem 2–4 razy mniej promieniowania słonecznego niż teren odkryty (dno doliny, przełęcz). Duży wpływ na poznanie warunków mikroklimatycznych kraju miały mongolsko-polskie ekspedycje fizycznogeograficzne. Obserwacje prowadzono w miesiącach letnich w małych zlewniach rzecznych Changaju i Chenteju oraz w stepowych rejonach centralnej i południowej Mongolii (por. ryc. 1).

W Changaju badania przeprowadzono na południowym skłonie gór w dorzeczu Bajdrag (Niedźwiedź i in. 1975; Brzeźniak, Niedźwiedź 1980; Brzeźniak 1986). Stnowiska pomiarowe usytuowano na wysokości od 1950 do 3350 m npm. Wykazano, że w wysokogórskich partiach Changaju (powyżej 3300 m npm.) średnia temperatura lipca nie przekracza 4–6°C, a już na wysokościach 2200–2300 m npm. (dolna granica górskich lasostepów) wynosi poniżej 12°C. Wartości te nie zostały uwzględnione w *Narodowym Atlasie Mongolii* (1990).

W Chenteju obserwacje przeprowadzono w profilach terenowych na skłonach gór o ekspozycji: zachodniej – w dorzeczu Charaa (Brzeźniak 1980; Brzeźniak, Malarz 1980), południowej – w dorzeczu Toły (Skoczek i in. 1990; Błażejczyk i in. 1992)

i wschodniej – w dorzeczu Kerulenu (Zinkiewicz 1979). Stacje bazowe zlokalizowano w dnach dolin, do wysokości 1500 m n.p.m., a stanowiska pomiarowe o mniejszym zakresie obserwacji – na zboczach dolin i wierzchowinach (do wysokości około 2000 m n.p.m.). Problematyka badań dotyczyła zróżnicowania elementów meteorologicznych w zależności od form rzeźby terenu, wysokości nad poziom morza, ekspozycji i kąta nachylenia zboczy oraz szaty roślinnej. Przeprowadzono także pomiary temperatury gruntu na różnych głębokościach i parowania z powierzchni wody.

Badania wykazały, że zalesione stoki północne charakteryzuje mniejsze nasłonecznienie, niższa i bardziej wyrównana temperatura powietrza i powierzchni gruntu oraz większa wilgotność. Największe zróżnicowanie warunków mikroklimatycznych występuje przy pogodzie bezchmurnej i bezwietrznej. Częstym zjawiskiem są inwersje temperatury powietrza. W dolinach temperatura powietrza może być nocą o ponad 10°C niższa w porównaniu ze zboczami, przy różnicy wysokości 300 m. Z powodu inwersji pionowe gradienty temperatury powietrza są mniejsze nocą, a znacznie większe w ciągu dnia. Wielkość gradientu zależy od ekspozycji zboczy i prędkości wiatru, zwłaszcza typowych wiatrów górsko-doliny. Mniejszą ilość opadów otrzymują śródgórskie kotliny i doliny rzeczne. W ciągu dnia na bezleśnych stokach południowych i suchych terasach rzecznych minima wilgotności względnej powietrza spadają do 10–15%, a maksymalna temperatura powierzchni gruntu osiąga 60°C i więcej. Parowanie z powierzchni wody jest najmniejsze na zalesionych zboczach północnych.

Wyniki badań mikroklimatycznych w Changaju i w Chenteju znalazły potwierdzenie w innych częściach północnej Mongolii (Avirmed, Döš 1975, 1980; Mönch-ceceg 1980; Sandžmjatav, Sugar 1980). Wnioski z obserwacji terenowych są zbieżne i różnią się jedynie konkretnymi wartościami, zależnymi od obszaru i okresu badań. Decydujący wpływ na duże zróżnicowanie mikroklimatyczne północnej Mongolii mają: urozmaicona rzeźba terenu, wzajemne przeplatanie się obszarów leśnych i stepowych oraz występowanie wód powierzchniowych i zmarzliny. Warunków tych nie spełniają równinne, południowe części kraju, co jest przyczyną mniejszego zróżnicowania mikroklimatu.

Należy podkreślić, że przedstawione wyniki badań mikroklimatycznych dotyczą okresu letniego, najbardziej dogodnego do prowadzenia obserwacji terenowych. Dotychczas brak danych charakteryzujących inne sezony roku, zwłaszcza niezwykle kontrastowe miesiące wiosenne.

6. WPŁYW WIELOLETNIEJ ZMARZLINY NA OBIEG WODY

Wieloletnią zmarzliną nazywa się podłoże, które co najmniej przez dwa kolejne lata ma temperaturę niższą od 0°C, a więc zamiast wilgoci zawiera lód. Zmarzlina (marzłość, zlodowacenie podziemne) jest częścią kriosfery i rozwija się w kontynentalnych obszarach strefy chłodnej (Jahn 1970, 1977).

Pierwsze doniesienia o występowaniu zmarzliny w Mongolii pojawiły się w połowie XIX w. i były oparte na przypadkowych spostrzeżeniach terenowych (lód gruntowy w odśnieżeniach, niska temperatura źródeł, zabagnienie północnych stoków górskich i przełęczy, obecność bugrów). Do połowy XX w. dominował pogląd o wyspym, alpejskim charakterze zmarzliny. Dopiero E. M. Murzajev (1952) wykazał, że w Mongolii zmarzlina osiąga najniższe szerokości geograficzne na półkuli północnej, nie związane ze strefą wysokogórską. Według E. M. Murzajeva zmarzliną są objęte północne skłony Changaju, a we wschodniej Mongolii – obszary na północ od równoleżnika 47° (Chentej wraz z doliną Kerulenu). Podobny przebieg południowej granicy zmarzliny podaje S. Kalesnik (1964).

W końcu lat pięćdziesiątych w Mongolii podjęto systematyczne badania warunków występowania zmarzliny, o czym wspomina R. Glazik (1983). W 1958 r. przy Wydziale Geografii Komitetu Nauk powołano Sekcję Zmarzlinoznawstwa, która w 1962 r. weszła w skład utworzonego Instytutu Geografii i Zmarzlinoznawstwa Akademii Nauk MRL. Dzięki ekspedycyjnym badaniom wydano pierwsze, dokładniejsze mapy występowania zmarzliny. Opublikowano prace dotyczące miąższości, temperatury i kriogenicznej budowy zmarzliny oraz dynamiki sezonowego przemarzania i odmarzania gruntów (Žukov 1961; Londžid 1966; Luvsandagva 1972; Ragčaa 1972; Tömörbaatar 1972). Zasadnicze znaczenie dla poznania warunków zmarzlinowych Mongolii miała radziecko-mongolska ekspedycja geologiczna, która prowadziła badania w latach 1967–1971. Wyniki badań tej ekspedycji zawiera praca pod redakcją P. I. Melnikova (1974). Do tego czasu, zwłaszcza w literaturze zachodniej, prezentowano odmienne poglądy dotyczące charakteru i południowego zasięgu zmarzliny w Azji Centralnej, co omawia Z. Babiński (1980).

6.1. WIELOLETNIA ZMARZLINA JAKO WARSTWA NIEPRZEPUSZCZALNA

Wieloletnia zmarzlina stanowi specyficzną warstwę nieprzepuszczalną, w której lód wypełnia wolne przestrzenie skał. Zmarzlinę cechują odmienne warunki występowania i własności fizykochemiczne w porównaniu z nieprzepuszczalnym podłożem,

które wykazuje dużą zmienność przestrzenną. Warstwy nieprzepuszczalne mają charakter statyczny, tzn. ich układ i objętość są stabilne i mogą ulegać zmianom jedynie w geologicznej skali czasu. Występowanie wieloletniej zmarzliny jest uwarunkowane klimatem, a głębokość zalegania jej stropu zależy głównie od temperatury powietrza i wilgotności gruntu. Położenie stropu zmarzliny jest określone głębokością sezonowego odmarzania warstwy czynnej, odpowiadającej maksymalnej miąższości strefy aeracji. W danych warunkach fizycznogeograficznych głębokość ta jest prawie stała i w Mongolii osiąga maksymalnie 5–6 m (Babiński, Glazik 1991). Strop zmarzliny powtarza zatem rzeźbę terenu, zaś różna miąższość strefy aeracji (warstwy czynnej) ma zasadnicze znaczenie w kształtowaniu zasilania i odpływu wód nadzmarzlinowych.

Brak zmian w położeniu stropu zmarzliny w kolejnych latach, co występuje niezwykle rzadko, świadczy o pasywnym oddziaływaniu hydrologicznym trwale przemarzniętego podłoża. Dynamiczny charakter pokrywy zmarzlinowej sprawia, że reaguje ona na zmiany termiczno-wilgotnościowe podłoża. W latach ciepłych i suchych zmarzlina ulega częściowej degradacji, a topnienie lodu zmniejsza deficyt opadów. Z kolei w latach chłodnych i wilgotnych następuje agradacja zmarzliny, czyli wyłączenie z obiegu części wody zawartej w podłożu. Dzięki tym procesom nieprzepuszczalne, cienkie warstwy zmarzliny mogą pojawiać się na nowych obszarach i odwrotnie. Trwałe tendencje zmian w rozprzestrzenieniu zmarzliny są wynikiem wahań klimatycznych, a w skali lokalnej mogą być także spowodowane działalnością człowieka.

Rola zmarzliny w obiegu wody zależy od zawartości jej płaszcza i obszarów występowania (stoki, dna dolin i kotlin), natężenia procesów degradacji lub agradacji oraz zawartości lodu (wody).

6.2. WYSTĘPOWANIE I MIĄŻSZOŚĆ ZMARZLINY

O rozmieszczeniu i miąższości zmarzliny decydują: promieniowanie słoneczne, temperatura powietrza i ilość opadów, przy czym warunkiem występowania zmarzliny jest ujemny bilans cieplny. W obszarach o średniej rocznej temperaturze powietrza poniżej -5°C zmarzlina ma charakter ciągły, a znaczną miąższość osiąga w temperaturze powietrza poniżej -8°C . Obszary gdzie temperatura powietrza waha się od -1 do -5°C stanowią zewnętrzny pas występowania zmarzliny o charakterze nieciągłym (Ragčaa 1972). W strefie tej zmarzlina ma mniejszą miąższość, a jej rozmieszczenie jest uwarunkowane klimatem lokalnym, na który decydujący wpływ wywierają: rzeźba, bezwzględna wysokość terenu i ekspozycja stoków. Na rozmieszczenie i wielkość płatów zmarzlinowych niemały wpływ mają także rodzaj, wilgotność i zasolenie podłoża, szata roślinna (las, step), miąższość i czas zalegania pokrywy śnieżnej oraz termiczne oddziaływanie wód powierzchniowych i podziemnych.

Północna Mongolia posiada odpowiednie warunki fizycznogeograficzne do rozwoju zmarzliny ciągłej i nieciągłej, przede wszystkim w stosunkowo wilgotnych obszarach wysokogórskich, w dnach dolin i kotlin oraz na zalesionych stokach o wystawie północnej. Głównym czynnikiem ograniczającym występowanie zmarzliny jest klimat suchy. Południkowa i piętrowa (w górach) zmienność termiczno-wil-

gotnościowa podłoża decydują o rozmieszczeniu, zwartości i miąższości płaszczu zmarzlinowego.

G. F. Gravis (1974a) w Mongolii wyróżnia 5 wysokościowych stref występowania zmarzliny (ryc. 10). Jako kryterium podziału przyjął zwartość płaszczu zmarzlinowego występującego: sporadycznie, wyspowo-rzadko, wyspowo, przerywanie i ciągle. Dolne granice stref przeprowadził według pojawiania się zmarzliny w niszach źródłiskowych, w dnach dolin i kotlin, na zboczach północnych, u ich podnóży oraz u podstawy zboczy południowych. Wraz ze wzrostem wysokości bezwzględnej zwartość płaszczu zmarzlinowego jest większa, co wynika z niższej temperatury powietrza i większej wilgotności podłoża. Z tych samych przyczyn klimatycznych granice stref wysokościowych obniżają się z południa na północ.

Silny wpływ na rozmieszczenie zmarzliny ma ekspozycja stoków (Gravis 1974a; Luvsandagva 1975; Dzamsran, Luvsandagva 1979). Na wilgotnych, dowietrznych stokach o wystawie zachodniej i chłodniejszych stokach północnych granice poszczególnych stref występowania zmarzliny przebiegają znacznie niżej. Wschodnia część Ałtaju Mongolskiego i zachodni Changaj leżą w cieniu opadowym, co przejawia się podniesieniem dolnych granic występowania zmarzliny w stosunku do wschodniego Changaju, a zwłaszcza zachodniego Chenteju, gdzie zmarzlina osiąga najniższe położenie w Mongolii (Gravis 1974a). Wschodnia, zawietrzna część Chenteju jest bardziej sucha i charakteryzuje się mniejszym rozprzestrzenieniem zmarzliny.

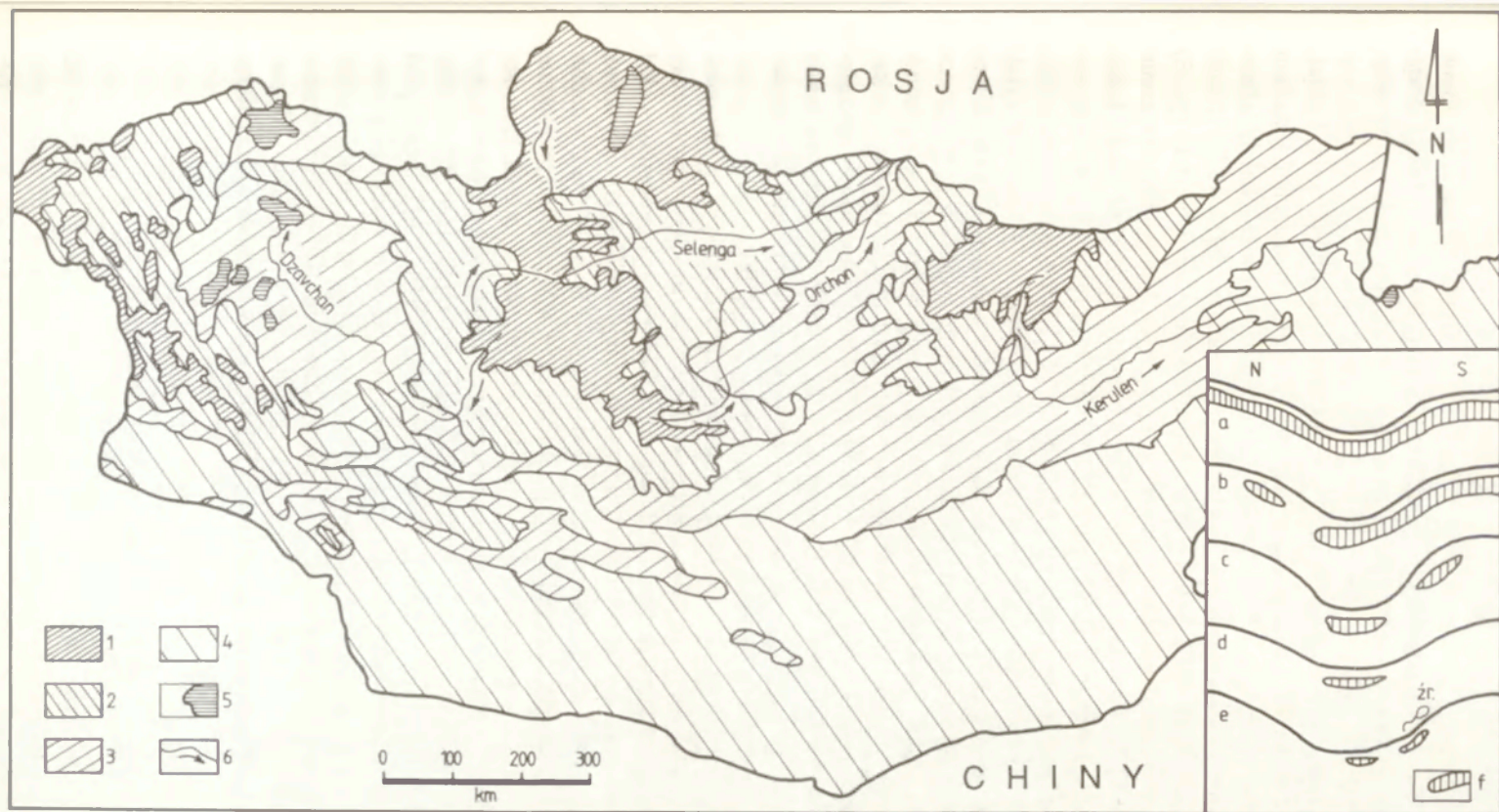
Strefa sporadycznego występowania zmarzliny zajmuje największą powierzchnię (ryc. 10). Stale przemarzniete podłoże tworzy wysepki o powierzchni do kilkuset metrów kwadratowych. Zmarzlina występuje w dobrze nawodnionych, ale słabo przepuszczalnych utworach nisz źródłiskowych, zagłębieniach bezodpływowych i dolin rzecznych. Soczewki zmarzliny mają najczęściej miąższość od kilkudziesięciu centymetrów do 5 m (maksymalnie 10 m) i zajmują zaledwie 1% powierzchni strefy. Południowa granica strefy wyznacza zasięg występowania zmarzliny (43° N).

W strefie wyspowo-rzadkiego występowania zmarzlina tworzy płyty o powierzchni do kilkudziesięciu km² i miąższości 5–20 m (maksymalnie 50 m), które zajmują poniżej 5% powierzchni strefy. Zmarzlina występuje w silnie nawodnionych, drobnoziarnistych i pylastych utworach dolin rzecznych oraz obniżeniach tektonicznych.

W pasie wyspowego występowania zmarzliny płyty trwale przemarznitego podłoża pojawiają się częściej i stanowią 5–40% powierzchni strefy. Zmarzlina zajmuje nie tylko dna dolin i kotlin, lecz występuje także wyspowo na stokach o ekspozycji północnej. We wklęsłych i dobrze nawodnionych formach rzeźby, zbudowanych z mułków i ilów, osiąga nawet miąższość 20–50 m (maksymalnie 100 m), a na stosunkowo wilgotnych stokach północnych 5–20 m.

Strefa przerywanego występowania zmarzliny ma najmniejszą powierzchnię i leży na obrzeżeniu wysokich partii gór. Trwale przemarzniete grunty, zajmujące dna dolin i kotlin, łączą się ze zmarzliną na stokach o wystawie północnej, tworząc jeden zwarty płaszcz. Udział zmarzliny w powierzchni strefy wynosi 40–80%.

Strefa ciągłego występowania zmarzliny obejmuje wysokogórskie rejony Ałtaju Mongolskiego, Changaju, Chenteju i Gór Chubsugulskich. W strefie tej zmarzlina pojawia się na stokach o ekspozycji południowej i zajmuje ponad 80% powierzchni.



Ryc. 10. Występowanie wieloletniej zmarzliny w Mongolii (wg Gravis 1974a, uproszczone i uzupełnione schematem ideowym – wg Babiński 1980)
 1 – zmarzlina ciągła (a) i przerywana (b), 2 – zmarzlina wyspowa: częściej (c) i rzadziej (d) występująca, 3 – zmarzlina sporadyczna (e), 4 – obszary pozbawione zmarzliny,
 5 – jeziora, 6 – rzeki, f – wieloletnia zmarzlina, źr. – źródło

Occurrence of the permafrost in Mongolia (after Gravis 1974a, simplified and completed with the schematic diagram – after Babiński 1980)
 1 – permafrost: continuous (a), discontinuous (b), 2 – insular permafrost: occurring more often (c), occurring more rarely (d), 3 – sporadic permafrost (e), 4 – areas devoid of
 the permafrost, 5 – lakes, 6 – rivers, f – permafrost, źr. – spring

W kotlinach górskich jej miąższość osiąga 100–140 m (Gravis 1974a; Zabolotnik 1974b; Tömörbaatar 1980). Pozbawione zmarzliny mogą być fragmenty stoków o wystawie południowej, linie uskoku tektonicznych, koryta dużych rzek i misy większych jezior.

Wieloletnia zmarzlina zajmuje około 15% obszaru Mongolii (Gravis 1974a), a w granicach zasięgu jej występowania leży prawie 70% powierzchni (Šarchuu 1979). W opracowaniach regionalnych występowanie zmarzliny może lokalnie odbiegać od wyznaczonego obszaru przez G. F. Gravisa (Luvsandagva 1972, 1975; Dżamsran, Luvsandagva 1979, 1980). Według nowych danych klimatycznych (por. ryc. 3) średnia roczna temperatura powietrza w niektórych obszarach Mongolii jest znacznie niższa niż podaje M. K. Gavrilova (1974). Te różnice mogły wpłynąć na niedokładne oszacowanie przestrzennego rozkładu zmarzliny. Dotyczy to głównie północno-zachodniego Changaju, gdzie średnia roczna temperatura powietrza spada poniżej -6°C , a nawet -8°C . W obszarze tym G. F. Gravis nie prowadził badań, a jedynie przyjął, że występowanie lasów na stokach północnych, w granicach wysokości 1300–1700 m n.p.m., świadczy o wyspowym charakterze zmarzliny. Słusznie uważa on, że w północno-zachodnim Changaju przesunięcie ku górze dolnej granicy lasów i poszczególnych stref występowania zmarzliny jest spowodowane większą suchością klimatu. Stwierdzenie to, ja również inne wyniki badań G. F. Gravisa (1974a) nie zostały uwzględnione przez V. A. Semienova i B. Mjagmardzava (1977), którzy północno-zachodni Changaj niesłusznie włączają do najbardziej wilgotnych części Mongolii, a całe dorzecze Selengi do obszarów o wyspowym występowaniu zmarzliny.

Miąższość płaszcza zmarzlinowego jest na ogół mierzona metodą wierceń geologicznych, a w przypadku gdy nie można osiągnąć spągu zmarzliny, wykorzystuje się metodę gradientu temperatury podłoża. W Mongolii roczne wahania temperatury skał zanikają na głębokości 5–20 m. Rzeźba terenu (lokalizacja wiercenia) wpływa na wielkość gradientu temperatury podłoża do głębokości 150–200 m i głębiej, a zatem dopiero od tej granicy można określić gradient geotermiczny, który wynosi przeciętnie $0,02\text{--}0,03^{\circ}\text{C}$ na 1 m głębokości (Zabolotnik 1974b). Im głębsze wiercenie, tym dokładniej można obliczyć wartość gradientu temperatury i miąższość zmarzliny. Z powodu małej liczby głębokich wierceń, grubość płaszcza zmarzlinowego jest zwykle określana na podstawie jednego pomiaru temperatury skał na głębokości większej od strefy rocznych wahań temperatury i przyjęcia cytowanych wartości gradientu geotermicznego. W Mongolii najniższa stwierdzona temperatura wieloletniej zmarzliny (do wysokości 2000 m n.p.m.) wynosi od $-2,5$ do $-3,5^{\circ}\text{C}$ (Zabolotnik 1974b; Tömörbaatar 1980). W obszarach wysokogórskich i niektórych kotlinach może być niższa niż -5°C , co po uwzględnieniu gradientu geotermicznego daje kilkusetmetrową miąższość zmarzliny.

6.3. DEGRADACJA I AGRADACJA ZMARZLINY

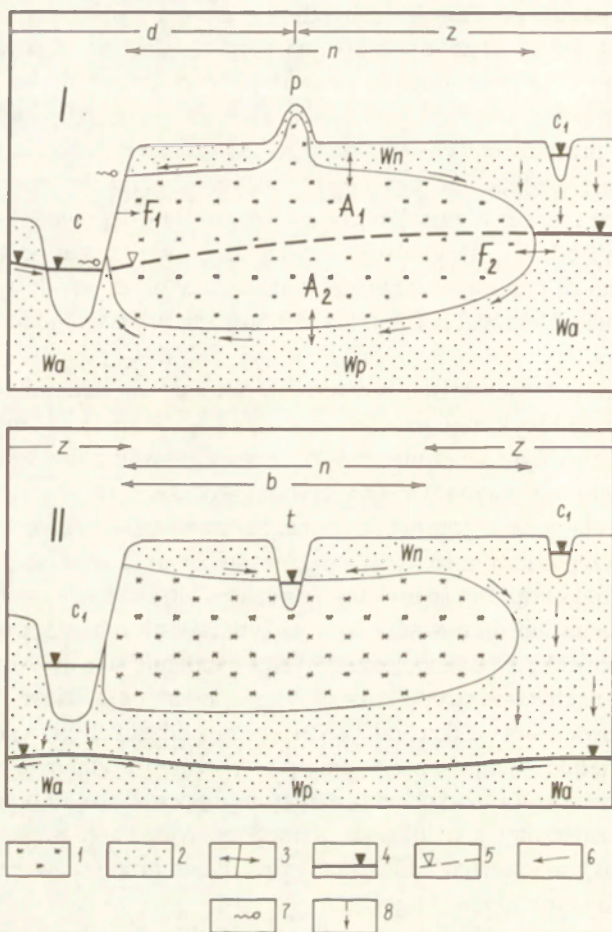
Degradacja lub agradacja zmarzliny może przebiegać w różnych kierunkach: od góry, z dołu lub z boków (ryc. 11). Procesy dążące do zmniejszenia miąższości płaszcza zmarzlinowego nazwano ogólnie *d e g r a d a c j ą a r e a l n ą*, a procesy po-

wodujące zmniejszenie powierzchni zmarzliny – degradacją frontálną (Babiński, Glazik 1991). Degradacja arealna dotyczy płaszczyzn poziomych, stanowiących strop lub spąg zmarzliny, co pozwala wyróżnić degradację arealną s t r o p o w ą i s p ą g o w ą. Degradacja frontalna zachodzi na płaszczyznach pionowych, wyznaczających przestrzenny zasięg zmarzliny. Może ona rozwijać się na powierzchni terenu, głównie wzdłuż linii erozyjnych odsłoneń płaszcza zmarzlinowego, jak również wewnątrz gruntu. Wydzielono zatem dwa rodzaje degradacji frontальной: s t o k o w ą i w g ł ę b n ą. Degradacja arealna stropowa i spągowa oraz degradacja frontalna wgłębna są procesami odwracalnymi, tzn. w określonych warunkach przechodzą w agradację. Degradacja frontalna stokowa jest procesem jednokierunkowym, nieodwracalnym.

Strop zmarzliny, leżący blisko powierzchni terenu, jest najbardziej wrażliwy na zmiany klimatyczne i wykazuje największą dynamikę. Degradacja lub agradacja stropowa przebiega z różnym natężeniem w zależności od warunków termiczno-wilgotnościowych i hydrologicznych warstwy czynnej. Podstawowe znaczenie mają: własności fizyczne i chemiczne gruntu (skład mechaniczny, przewodnictwo cieplne, wilgotność, wodoprzepuszczalność, zasolenie); występowanie wód nadzmarzlinowych, a zwłaszcza warunki krążenia (parowanie, stagnacja lub intensywna wymiana wody); możliwość zasilania lub drenowania wód nadzmarzlinowych przez okresowe cieki; występowanie powodzi w dolinach rzecznych (zatapianie warstwy czynnej); głębokość zalegania i nachylenie stropu zmarzliny; gospodarka człowieka. Degradacja lub agradacja stropowa zależy także od procesów zachodzących w warstwie czynnej, która podlega wielokrotnemu sezonowemu przemarzaniu i odmarzaniu, co w istotny sposób zmienia własności fizykochemiczne gruntu. Specyficznym przejawem stropowej degradacji zmarzliny jest lokalnie wzmożone wytapianie się lodu i osiadanie terenu (termokras), a agradacji zmarzliny – pęcznienie gruntu i tworzenie się wypukłych form rzeźby typu pingo (bugry).

Spąg zmarzliny, często położony na dużej głębokości, w małym stopniu reaguje na wieloletnie tendencje zmian klimatu. Procesy arealnej degradacji lub agradacji spągowej są dotychczas słabo poznane. W Mongolii roczna amplituda temperatury gruntu w obszarach pozbawionych zmarzliny zanika na głębokości 5–20 m (Zabolotnik 1974b). Głębokości te w przybliżeniu odpowiadają położeniu spągu zmarzliny w obszarach sporadycznego i wyspowego występowania trwale przemarzniętego podłoża. Wynika z tego, że przy małej miąższości płaszcza zmarzlinowego współczesne zmiany klimatyczne mogą wpływać na położenie spągu zmarzliny drogą przewodnictwa cieplnego gruntu. Istotną rolę w przenoszeniu energii cieplnej spełniają wody podziemne – podzmarzlinowe (ryc. 11). W pozbawionych zmarzliny strefach zasilania przyjmują one temperaturę gruntu i zgodnie z rozkładem ciśnienia hydrodynamicznego przemieszczają się w kierunku miejsc drenażu. Termiczne oddziaływanie wód podzmarzlinowych na spąg zmarzliny zależy od charakteru kontaktu (trwały, okresowy, brak styczności), odległości od obszaru zasilania i intensywności wymiany wody (przepuszczalności gruntu).

W obszarach przerywanego i ciągłego występowania miąższość wieloletniej zmarzliny często przekracza 50–100 m (Gravis 1974a). Tak znaczna grubość płaszcza



Ryc. 11. Typy degradacji (agradacji) wieloletniej zmarzliny oraz przykłady krążenia wody w warunkach hydrodynamicznego (I) i swobodnego (II) zwierciadła wód podzmarzlinowych

Typy degradacji (agradacji) zmarzliny: A_1 – arealna stropowa, A_2 – arealna spągowa, F_1 – frontalna stokowa, F_2 – frontalna wgłębna; 1 – wieloletnia zmarzlina, 2 – grunt przepuszczalny, 3 – kierunki degradacji (agradacji) zmarzliny, 4 – poziom wód podziemnych i powierzchniowych, 5 – hydrodynamiczne zwierciadło wód podzmarzlinowych, 6 – kierunki spływu wód podziemnych, 7 – źródła, 8 – infiltracja; W_n – wody nadzmarzlinowe, W_p – wody podzmarzlinowe, W_a – wody aluwialne; p – pingo, t – jezioro termokrasowe, c – ciek drenujący, c_1 – ciek infiltrujący (tranzycyjny), n – strefa występowania wód nadzmarzlinowych, z – strefa zasilania wód aluwialnych i podzmarzlinowych, d – strefa drenażu wód aluwialnych i podzmarzlinowych, b – bezodpływowy obszar jeziora termokrasowego

Types of degradation (aggradation) of the permafrost and examples of water circulation under conditions of the hydrodynamic (I) and free (II) under-permafrost water table

Types of permafrost degradation (aggradation): A_1 – areal roof, A_2 – areal bottom, F_1 – frontal slope, F_2 – frontal deep; 1 – permafrost, 2 – permeable ground, 3 – directions of degradation (aggradation) of the permafrost, 4 – underground and surface waters' level, 5 – hydrodynamic under-permafrost water table, 6 – directions of underground waters, 7 – springs, 8 – infiltration; W_n – over-permafrost waters, W_p – under-permafrost waters, W_a – alluvial waters; p – pingo, t – thermokarst pond, c – draining stream, c_1 – infiltrating (transitional) stream, n – zone of the over-permafrost waters occurrence, z – zone of alluvial and under-permafrost waters' alimentation, d – zone of drainage of alluvial and under-permafrost waters, b – thermokarst lake area without outflow

zmarzlinowego ma charakter reliktowy i pochodzi z zimnych okresów plejstocenu (Gravis, Lisun 1974). W obecnych warunkach klimatycznych nie jest możliwa agradacja zmarzliny na tej głębokości, a procesy degradacji spągowej zależą głównie od temperatury wód podzmarzlinowych głębokiego krążenia.

Frontalna degradacja stokowa rozwija się na stromych zboczach dolin górskich, zwłaszcza w głębokich i współcześnie czynnych rozcięciach erozyjnych, na podciętych w wyniku erozji bocznej brzegach rzek oraz abradowanych skłonach mis jeziornych (ryc. 11). Odślonięte warstwy zmarzliny ulegają wytapianiu w wyniku bezpośredniego promieniowania słonecznego i adwekcji ciepła oraz erozji termicznej wód powierzchniowych, niekiedy z udziałem spływających z góry wód nadzmarzlinowych. W ciągu sezonu letniego tempo degradacji stokowej w strefie oddziaływania wód rzecznych i jeziornych może osiągać 20 m (Babiński, Glazik 1991). Z upływem czasu intensywność degradacji stokowej maleje, wytopiony materiał gromadzi się na powierzchni zmarzliny i tworzy warstwę czynną, która podlega kriogenicznym procesom stokowym (soliflukcja, osuwiska). Degradacja frontalna stokowa stopniowo przechodzi w arealną stropową i staje się procesem odwracalnym.

Frontalna degradacja (agradacja) wgłębna przebiega pod powierzchnią terenu na bocznych stykach zmarzliny z gruntem pozbawionym płaszcza zmarzlinowego (ryc. 11). Są to strefy zasilania (alimentacji) lub drenażu wód podzmarzlinowych, charakteryzujące się pionowym ruchem wody (w dół lub w górę). W obszarach większego rozprzestrzenienia zmarzliny strefy te występują na „cieplejszych” stokach o wystawie południowej, pod dnami jezior i rzek oraz wzdłuż linii uskoku tektonicznych. W strefach zasilania boczne ściany zmarzliny przyjmują kształt litery „V”, tzn. zwężają się ku spągowi zmarzliny, ponieważ termiczne oddziaływanie gruntu oraz wsiąkających wód opadowych, powierzchniowych i nadzmarzlinowych maleje wraz z głębokością. Z tego względu wiercenia zlokalizowane w brzeźnych partiach płatów zmarzlinowych wykazują niekiedy dużą głębokość zalegania zmarzliny. Wody podzmarzlinowe często znajdują się pod ciśnieniem i zasilają od dołu rzeki i jeziora lub wypływają na powierzchnię terenu w postaci źródeł, czynnych także w czasie surowych zim. Strefy drenażu napiętych i głęboko zalegających wód podzmarzlinowych (o dodatniej temperaturze) zwężają się ku gorze, czyli odwrotnie niż w obszarach alimentacji. Wody te przez cały rok oddziałują termicznie na zmarzlinę.

6.4. ZAWARTOŚĆ LODU (WODY) W ZMARZLINIE

Rozmieszczenie lodu w zmarzlinie jest silnie zróżnicowane przestrzennie i w profilu pionowym. Zależy ono od aktualnej wilgotności zamarzającego gruntu, która dla tych samych utworów może różnić się o ponad 100% (por. tab. 6), nierównomiernej szybkości i głębokości zamarzania, położenia zwierciadła wody podziemnej oraz fizycznych procesów związanych z przejściem wody w lód. Efektem krystalizacji wody jest zwiększenie objętości gruntu o około 9%, które zachodzi pod ciśnieniem kilkunastu atmosfer (Dzjuba 1982). W utworach o drobnej frakcji i przy swobodnym zwierciadle wody podziemnej prowadzi to do migracji wilgoci gruntowej w kierunku

zamarzającego gruntu (lód segregacyjny), a w przypadku napiętego zwierciadła powoduje pionowe i poziome przemieszczanie się wody do miejsc o mniejszej gęstości gruntu i powstawanie lodu iniekcyjnego. W utworach o grubej frakcji, charakteryzujących się małą wilgotnością, dużą przepuszczalnością i brakiem możliwości podsiąkania wody, tworzy się tzw. „cement lodowy”.

Suchy klimat Mongolii nie sprzyja rozwojowi zmarzliny i można przyjąć, że procesy jej degradacji przeważają nad agradacją, a zatem wody pochodzące z wytapiania zmarzliny wchodzi w skład przychodowej części bilansu wodnego. Ilość tych wód zależy od kriogenicznej budowy płaszcza zmarzlinowego i intensywności wytapiania się lodu. Według A. Jahna (1977) udział lodu w zmarzlinie może wynosić od kilku procent (lód segregacyjny, cement lodowy) do kilkudziesięciu (lód masowy). Na obszarze Mongolii w gruntach gruboziarnistych cement lodowy stanowi średnio 10–20% objętości skały, w utworach o drobnej frakcji udział lodu segregacyjnego wynosi przeważnie 20–50%, a w przypadku lodu iniekcyjnego może znacznie przekraczać 50%, przy czym spotyka się soczewki lodu o miąższości do 25 m (Gravis 1974b).

Z przedstawionych danych wynika, że ilość lodu w zmarzlinie, dzięki zwiększeniu porowatości utworów, może być znacznie większa od maksymalnej pojemności wodnej gruntu przed zamarznięciem. Powoduje to uwolnienie anomalnie wysokiej ilości wody w procesie degradacji zmarzliny (Dzjuba 1982). Należy dodać, że degradacja zmarzliny postępuje wolniej przy dużej zawartości lodu, którego przejście w stan ciekły wymaga większego dopływu ciepła.

Obszar występowania zmarzliny w Mongolii wynosi 230 000 km² (Gravis 1974a). Jeżeli założymy, że w wyniku ocieplenia klimatu strop zmarzliny obniża się w tempie 1 cm rocznie (1 m na 100 lat), a zawartość lodu wynosi 30%, to średni roczny odpływ jednostkowy z obszaru degradowanej zmarzliny powinien zwiększyć się o 0,1 l·s⁻¹·km⁻². Wytapianie się stropu zmarzliny może oczywiście zachodzić jedynie w cieplej porze roku i po całkowitym odmarznięciu warstwy sezonowego przemarzania, tj. najwyżej przez 3–4 miesiące. W czasie degradacji zmarzliny przyrost odpływu jednostkowego będzie więc co najmniej 3-krotnie wyższy, czyli ponad 0,3 l·s⁻¹·km⁻². W dolinach rzecznych, w wyniku erozji termicznej wód wezbraniowych, strop zmarzliny może lokalnie obniżyć się latem o 10–30 cm (Babiński, Pękala 1975/1976). Przyjmując powyższe założenia łatwo obliczyć, że w czasie wytapiania się zmarzliny odpływy jednostkowe zwiększą się aż o 3–9 l·s⁻¹·km⁻², przy czym dotyczy to jedynie podścielonych zmarzliną poziomów zalewowych dolin. Prawdopodobnie wartości oszacowane są znacznie mniejsze, ponieważ w obliczeniach nie uwzględniono ewapotranspiracji i założono, że cała woda pochodząca z wytapiania się zmarzliny zasila rzeki.

Procesy degradacji i agradacji zmarzliny zwiększają lub zmniejszają ilość wody uczestniczącej w obiegu i są wynikiem wieloletnich tendencji zmian klimatu. Gdy płaszcz zmarzlinowy nie zmienia swojej objętości, spełnia rolę warstwy nieprzepuszczalnej, ale nie ma wpływu na ilość krążącej wody, a jedynie na warunki jej odpływu. Degradacja zmarzliny w latach suchych i ciepłych łagodzi niedobory wilgoci w glebie, co ma istotne znaczenie w wykorzystaniu dolin rzecznych do celów rolniczych.

T a b e l a 5. Szacunkowa objętość wieloletniej zmarzliny w Mongolii
Estimated volume of the permafrost in Mongolia

Charakter zmarzliny (strefa)	Powierzchnia strefy (km ²)	Powierzchnia zmarzliny w strefie		Miąższość zmarzliny (m)		Przyjęta średnia miąższość zmarzliny (m)	Objętość zmarzliny (km ³)
		(%)	(km ²)	prze- ciętna	maks.		
Sporadyczna	460 110	1	4 601	0,5–5	10	2	9,2
Wyspowa rzadka	190 930	5	9 547	5–20	50	10	95,5
Wyspowa	159 630	40	63 852	5–50	100	20	1 277,0
Przerywana	28 170	70	19 719	–	> 100	50	986,0
Ciągła	147 110	90	132 399	100–150	> 200	100	13 239,9
Razem	985 950	–	230 118	–	–	–	15 607,6

W latach chłodnych i wilgotnych następuje agradacja zmarzliny, czyli akumulacja nadmiaru wody. Procesy te regulują wielkość odpływu rzeczny w okresie wieloletnim. W suchym klimacie Mongolii istotny wpływ na stosunki wodne wywiera nawet niewielka zmiana ilości krążącej wody. Degradacja lub agradacja zmarzliny odgrywa jednak drugorzędą rolę w bilansie wodnym zlewni, który zależy głównie od wielkości zasilania opadami.

W tabeli 5 dokonano oceny objętości wieloletniej zmarzliny na obszarze Mongolii. Jej podstawą były dane G. F. Gravisa (1974a), dotyczące powierzchni poszczególnych stref występowania zmarzliny, procentowego udziału płaszcza zmarzlinowego w danej strefie oraz przeciętnej i maksymalnej miąższości zmarzliny. Szacunkowa ocena zależy od wartości średniej miąższości zmarzliny w każdej strefie i jest trudna do ustalenia z powodu małej liczby wierceń, zwłaszcza w pasie przerywanego i ciągłego występowania zmarzliny. Przyjęte wartości są prawdopodobnie zaniżone i mogą być skorygowane w miarę uzyskiwania danych szczegółowych.

Wstępny etap rozpoznania pozwala przyjąć, że objętość płaszcza zmarzlinowego w Mongolii wynosi 15 600 km³. Wyraźnie zaznaczają się różnice między strefami. Zmarzlina o charakterze sporadycznym i wyspowym-rzadkim ma niewielką objętość w stosunku do stref wyżej położonych. Objętość zmarzliny ciągłej jest wielokrotnie większa niż w pozostałych strefach razem wziętych. Zakładając, że lód stanowi tylko 10% objętości zmarzliny, otrzymujemy 1560 km³ wody zmagazynowanej w wieloletniej zmarzlinie. Wartość ta odpowiada warstwie wody o miąższości 6,8 m, czyli sumie opadów w Ułan Bator w ciągu 30 lat (240 mm rocznie).

6.5. WPŁYW ZMARZLINY NA WARUNKI KRAŻENIA WODY

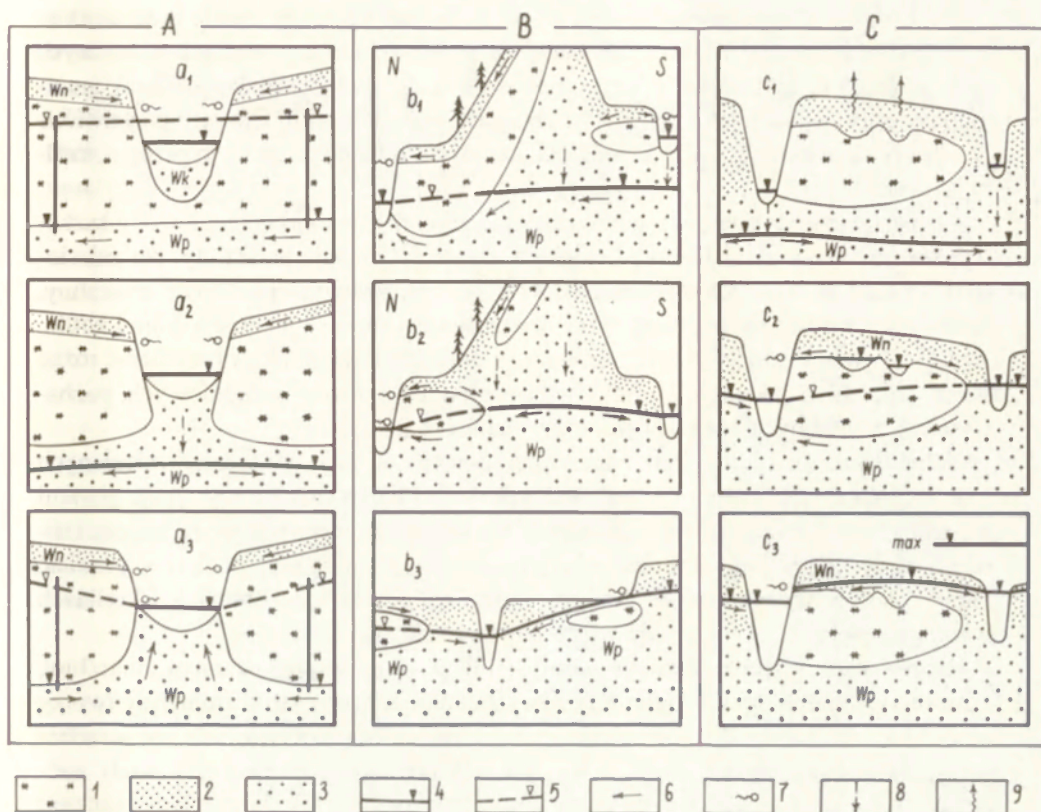
Wpływ zmarzliny na warunki obiegu wody zależy od zwartości i obszarów jej występowania (stoki, dna dolin). Na rycinie 12 przedstawiono kilka typowych przy-

kładów krążenia wody w obszarach ciągłego (A) i nieciągłego (B) rozprzestrzenienia zmarzliny. Oddzielnie wyodrębniono dna dolin ze zmarzliną o charakterze wyspowym (C), gdzie duży wpływ na stosunki wodne wywiera zatapianie poziomów zalewowych w czasie letnich wezbrań rzek. Założono, że zmarzlinę otacza podłoże przepuszczalne. Poszczególne sytuacje nie uwzględniają wpływu sezonowego przemarzania i odmrażania warstwy czynnej na obieg wody, co stanowi odrębny problem (por. rozdz. 7).

Charakterystyczną cechą obszarów o ciągłym występowaniu zmarzliny (A) jest odpływ wód nadzmarzlinowych ze zboczy w kierunku dolin i kotlin. Odbywa się on wyłącznie w ciepłej porze roku – jako odpływ powierzchniowy lub śródpokrywowy. O rodzaju i wielkości odpływu decydują: aktualna miąższość warstwy czynnej (głębokość odmrażania) i jej zdolność do retencjonowania wody (pojemność wodna i przepuszczalność), ilość opadów (grubość pokrywy śnieżnej), nachylenie terenu (stropu zmarzliny) oraz ewapotranspiracja. Obszary z ciągłym występowaniem zmarzliny zajmują strefę wysokogórską o największych spadkach terenu i sumach opadów, krótkich i chłodnych okresach letnich (ograniczone parowanie) oraz małych miąższościach warstwy czynnej, co sprzyja formowaniu się wezbrań roztopowych i deszczowych.

Spływające w kierunku dolin rzecznych wody nadzmarzlinowe mogą być pozbawione kontaktu z wodami podzmarzlinowymi (sytuacja a_1). Podczas zimy większe rzeki nie zamarzają do dna i chronią podłoże przed sezonowym przemarzaniem. W przepuszczalnych utworach występują wody podkorytowe, które spływają w kierunku zgodnym ze spadkiem rzeki. W wyniku erozji termicznej wód rzecznych i podkorytowych w stropie zmarzliny tworzą się obniżenia („rynny”), stanowiące linie drenażu płytkich horyzontów wodonośnych. Odpływ podkorytowy odbywa się także w sezonach zimowych, po całkowitym przemarznięciu warstwy czynnej. Wody rzeczne zasilają wody podkorytowe lub odwrotnie, zależnie od sytuacji hydrologicznej i hydrogeologicznej. W czasie zimy wody podkorytowe często biorą udział w tworzeniu się nalodzi rzecznych. Odpływ podkorytowy może występować nawet podczas okresowego braku odpływu rzecznego, zarówno latem, jak i zimą. Dotyczy to głównie cieków okresowych lub zamarzających do dna. W ciekach tych wodonośne utwory podkorytowe są mniej zasobne w wodę, a termiczne oddziaływanie wód na strop zmarzliny zaznacza się słabiej. W sytuacji a_1 występujące pod ciśnieniem wody podzmarzlinowe mają charakter subartezyjski, a w dolinach i kotlinach – artezyjski.

W obrębie uskoków tektonicznych wody rzek i jezior kontaktują się z wodami podzmarzlinowymi i nadzmarzlinowymi (sytuacje a_2 i a_3). W strefie ciągłego występowania zmarzliny kontakt ten jest możliwy także na zboczach południowych, miejscami pozbawionych płaszczu zmarzlinowego. W literaturze rosyjskiej obszary te są znane jako „taliki”. Stanowią one strefy alimentacji (a_2) lub drenażu (a_3) wód podzmarzlinowych. W strefach drenażu wody podzmarzlinowe wypływają pod ciśnieniem na powierzchnię terenu (źródła) lub bezpośrednio zasilają rzeki i jeziora (od dołu). Wzdłuż uskoków tektonicznych „taliki” syberyjskie mogą rozwijać się do głębokości 300–600 m (Dzjuba 1982). Głębokości te znacznie przekraczają miąższość płaszczu zmarzlinowego w Mongolii.



Ryc. 12. Warunki obiegu wody w obszarach ciągłego (A) i nieciągłego (B) występowania wieloletniej zmarzliny oraz w dolinach rzecznych ze zmarzliną wyspową (C)

1 – wieloletnia zmarzlina, 2 – grunt przepuszczalny sezonowo przemarzający i odmarzający (warstwa czynna), 3 – utwory (skały) przepuszczalne stale odmarznięte, 4 – poziom wód powierzchniowych i podziemnych, 5 – hydrodynamiczne zwierciadło wód podzmarzlinowych, 6 – kierunki splotu wód podziemnych, 7 – źródła, 8 – infiltracja, 9 – intensywne parowanie; Wn – wody nadzmarzlinowe, Wp – wody podzmarzlinowe, Wk – wody podkorytowe, max – maksymalny stan wód powodziowych; a₁–a₃, b₁–b₃, c₁–c₃ – sytuacje hydrogeologiczne

Conditions of water circulation in the areas of continuous (A) and discontinuous (B) occurrence of the permafrost and in the river valleys with the insular permafrost (C)

1 – permafrost, 2 – permeable ground seasonally freezing and thawing (active layer), 3 – permeable and permanently thawed deposits (rocks), 4 – level of surface and underground waters, 5 – hydrodynamic table of under-permafrost waters, 6 – directions of underground waters' stream, 7 – springs, 8 – infiltration, 9 – intensive evaporation; Wn – over-permafrost waters, Wp – under-permafrost waters, Wk – under-channel waters, max – maximal level of flood waters; a₁–a₃, b₁–b₃, c₁–c₃ – hydrogeological situations

W obszarach nieciągłego występowania zmarzliny (B) płyty trwale przemarznętego podłoża zajmują większe lub mniejsze powierzchnie na zboczach północnych oraz w dnach dolin i kotlin. Charakterystyczną cechą tych obszarów jest brak zmarzliny na bardziej suchych i „ciepłych” zboczach południowych. Obszary pozbawione zmarzliny są miejscem zasilania wód podziemnych, o ile pozwala na to przepuszczalność skał.

W pasie przerywanego występowania zmarzliny (b_1) warunki obiegu wody kształtują się podobnie jak w obszarze ciągłego rozprzestrzenienia zmarzliny. Na zalesionych stokach północnych dominuje odpływ śródpokrywowy – po stropie zmarzliny. Spływające wody nadzmarzlinowe i podzmarzlinowe łączą się w dnach dolin i kotlin. Związek hydrauliczny tych wód z wodami powierzchniowymi może przybierać różne formy (ryc. 12: a_1 , a_2 , a_3). Warunki hydrogeologiczne stoków południowych, pozbawionych zmarzliny, zależą od przepuszczalności skał.

Wieloletnia zmarzlina o charakterze wyspowym zajmuje tylko część zalesionych stoków północnych i tworzy wyspy w dnach dolin i kotlin (b_2) lub występuje płatami we wklęsłych formach rzeźby terenu (b_3). Na stokach północnych wody nadzmarzlinowe odpływają w kierunku obszarów pozbawionych zmarzliny, gdzie mogą zasilać głębsze horyzonty wodonośne (w tym podzmarzlinowe), a w dolinach i kotlinach tworzą okresowe horyzonty wód wierzchówkowych.

Specyficzne warunki krążenia wody, spowodowane występowaniem zmarzliny, charakteryzują dna dolin i kotlin (C). Horyzontalnie ułożony strop zmarzliny tworzy zespół niewielkich, podpowierzchniowych zagłębień bezodpływowych, co utrudnia wymianę wód nadzmarzlinowych. W granicach poziomów zalewowych wody nadzmarzlinowe są głównie zasilane wodami wezbraniowymi rzek. W ciepłym i suchym sezonie wegetacyjnym, gdy obserwowane są niskie stany wód powierzchniowych i podziemnych, woda zawarta w warstwie czynnej w całości ulega ewapotranspiracji. Wówczas nie ma warunków do wytworzenia się horyzontów wód nadzmarzlinowych (c_1). Po intensywnych opadach w zagłębieniach stropu zmarzliny może gromadzić się woda, która nie uczestniczy w odpływie (c_2). W okresach letnich wezbrań warstwa czynna ulega zalaniu wodą, co powoduje intensywne zasilanie i wymianę wód nadzmarzlinowych (c_3). Ciepłe wody rzeczne (latem do 15–20°C) są główną przyczyną erozji termicznej stropu zmarzliny.

Z wieloletnią zmarzliną wiąże się występowanie mokradel i bagien w dnach dolin i kotlin. Już E. M. Murzajev (1952) i N. T. Kuzniecov (1959) stwierdzili, że górne odcinki dolin, zwłaszcza rzek Chenteju i Gór Chubsugulskich są zabagnione, co zdaniem wymienionych autorów wynika z wysokich opadów, a nie z wpływu zmarzliny. Nie ulega jednak wątpliwości, że zmarzlina sprzyja zabagnieniu terenu z powodu utrudnionego odpływu wód nadzmarzlinowych. Z kolei występowanie tych wód zależy od relacji między zasilaniem a parowaniem. W zachodnim Chenteju obszary położone powyżej 1400–1500 m npm. charakteryzuje dodatni bilans wodny, czyli zasilanie jest większe od parowania (Glazik 1980). Występowanie zmarzliny sprzyja zabagnieniu górnych odcinków dolin.

Kotliny przedgórskie i niżej położone odcinki dolin otrzymują znacznie mniej opadów, co powoduje, że zasilanie jest mniejsze niż parowanie. Mimo obecności

zmarzliny wody nadzmarzlinowe występują rzadko (z wyjątkiem poziomów zalewowych) i są zużywane na ewapotranspirację. Na południowym, bardziej suchym skłonie Changaju obszary o ujemnym bilansie wodnym dochodzą do wysokości 2200–2300 m npm. (Dauksza, Soja 1977). W obszarach tych występowanie wód wierzchówkowych i mokradł na zmarzlinie jest ograniczone. Powierzchnie zajęte przez mokradła i bagna ulegają znacznym wahaniom w latach wilgotnych i suchych.

7. HYDROLOGICZNA ROLA SEZONOWEGO PRZEMARZANIA I ODMARZANIA GRUNTU

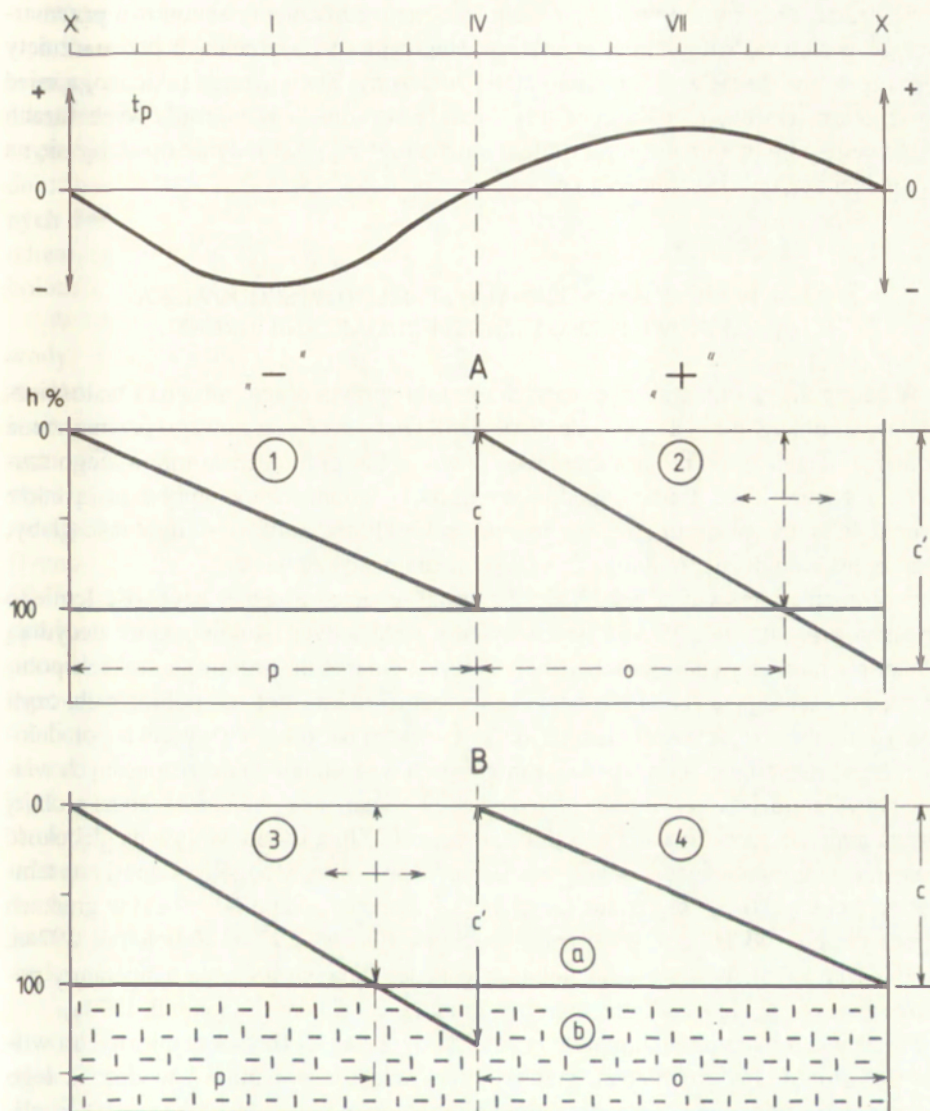
7.1. TERMINOLOGIA

W literaturze rosyjskiej na oznaczenie procesów przemarzania i odmarzania gruntu są używane 4 terminy: *promerzanie*, *ottaivanie*, *zamerzanie* i *protaivanie* (Zabolotnik 1974a). Uzasadnieniem tej terminologii jest odmienny przebieg, głębokość oraz potencjalne możliwości przemarzania i odmarzania gruntu w obszarach pozbawionych płaszcza zmarzlinowego (promerzanie i ottaivanie) i w obszarach występowania warstwy czynnej, podścielonej wieloletnią zmarzliną (zamerzanie i protaivanie).

Sezonowe przemarzanie (promerzanie) zachodzi w ujemnej temperaturze powierzchni gruntu i osiąga maksymalną głębokość w końcu zimnego okresu roku (ryc. 13). Proces odwrotny (ottaivanie) przebiega w dodatniej temperaturze powierzchni gruntu, którego całkowite odmarznięcie następuje przed końcem ciepłego okresu roku. Dzięki temu potencjalne możliwości odmarzania są większe od głębokości przemarzania i nie tworzy się wieloletnia zmarzlina. W obszarach występowania zmarzliny sezonowe odmarzanie gruntu (protaivanie) osiąga największą głębokość w końcu ciepłego okresu roku. Głębokość ta odpowiada miąższości warstwy czynnej i określa położenie stropu zmarzliny. Proces całkowitego przemarznięcia warstwy czynnej (zamerzanie) następuje przed końcem zimnego okresu roku, czyli potencjalne głębokości przemarzania są większe od głębokości odmarzania, co zapobiega degradacji stropu zmarzliny.

Rosyjskie terminy dobrze i jednoznacznie określają zróżnicowanie procesów przemarzania i odmarzania gruntu. W polskiej literaturze pojęcia przemarzanie i odmarzanie mają charakter ogólny i dotyczą procesów fizycznych. W pracy terminy *przemarzanie* i *odmarzanie* będą używane w odniesieniu do gruntów nie podścielonych wieloletnią zmarzliną. W obszarach występowania zmarzliny będą stosowane pojęcia *przemarzanie* lub *odmarzanie* warstwy czynnej.

Sezonowe przemarzanie i odmarzanie warstwy czynnej jest często niesłusznie utożsamiane z agradacją i degradacją zmarzliny. Różnica polega na tym, że sezonowe przemarzanie i odmarzanie gruntu cyklicznie powtarza się w ciągu roku i okresowo zmienia warunki krążenia wody, a degradacja i agradacja zmarzliny zwiększa lub zmniejsza ilość wody uczestniczącej w obiegu i jest wynikiem wieloletnich tendencji zmian klimatu. Ponadto w suchym klimacie Mongolii warstwa sezonowo przemarzniętego gruntu zawiera mniej wody niż wieloletnia zmarzlina, która tworzyła się w bardziej wilgotnych okresach plejstocenu (Gravis 1974b; Gravis, Lisun 1974).



Ryc. 13. Schemat procesów sezonowego przemarzania i odmarzania

A – przemarzanie i odmarzanie gruntu w warunkach braku wieloletniej zmarzliny (w nawiasach terminy rosyjskie): 1 – przemarzanie (promerzanie), 2 – odmarzanie (odtaivanie); B – przemarzanie i odmarzanie warstwy czynnej (a) podścielonej zmarzliną (b): 3 – przemarzanie (zamerzanie), 4 – odmarzanie (protaivanie); t_p – temperatura powietrza; głębokość przemarzania i odmarzania: c – rzeczywista, c' – potencjalna; p – okres przemarzania, o – okres odmarzania, h – głębokość (przebieg) przemarzania i odmarzania w % od wartości „c”

Scheme of the seasonal freezing and thawing processes

A – freezing and thawing of ground under conditions of lack of the permafrost (in brackets Russian terms): 1 – freezing (promerzanie), 2 – thawing (odtaivanie); B – freezing and thawing of the active layer (a) littered with frozen ground (b): 3 – freezing (zamerzanie), 4 – thawing (protaivanie); t_p – temperature of the air; depth of freezing and thawing: c – real, c' – potential; p – period of freezing, o – period of thawing, h – depth (course) of freezing and thawing in % of the value „c”

W czasie badań terenowych powstaje problem odróżnienia sezonowo przemarzniętego gruntu od wieloletniej zmarzliny. Napotkany w wierceniach przemarznięty grunt często uważa się za strop wieloletniej zmarzliny. Stwierdzenia takie mogą mieć poważne konsekwencje, zwłaszcza gdy sondáže wykonano w początkowych fazach sezonowego odmarzania gruntu. Problem można rozstrzygnąć jedynie opierając się na znajomości dynamiki sezonowego odmarzania podłoża.

7.2. WPŁYW KLIMATU I INNYCH ELEMENTÓW ŚRODOWISKA NA SEZONOWE PRZEMARZANIE I ODMARZANIE GRUNTU

W Mongolii głębokiemu przemarzaniu gruntu sprzyja długa, mroźna i małośnieżna zima, a odmarzaniu – krótkie, ale ciepłe lato. Głębokość sezonowego przemarzania i odmarzania zależy od bilansu cieplnego powierzchni gruntu, uwarunkowanego szerokością geograficzną i bezwzględną wysokością terenu. Silny wpływ mają także warunki lokalne, zwłaszcza rzeźba terenu, mikroklimat, rodzaj i wilgotność gleby, stosunki hydrologiczne, roślinność, a także działalność człowieka.

W górach na tej samej wysokości i szerokości geograficznej szybkość letniego odmarzania gruntu zależy od kąta nachylenia i ekspozycji stoków, które decydują o ilości pochłoniętej energii słonecznej. Proces odmarzania gruntu na stokach południowych przebiega szybciej i kończy się wcześniej niż na stokach północnych, czyli w danym momencie głębokość odmarzania jest większa na stokach o wystawie południowej. Ważną rolę odgrywa orientacja pasm górskich w stosunku do deszczonośnych wiatrów. Na wilgotniejszych skłonach przemarzanie i odmarzanie podłoża zachodzi wolniej i osiąga mniejszą głębokość niż na skłonach suchych. Zimą istotny wpływ na głębokość przemarzania gruntu wywiera pokrywa śnieżna. W północnej Mongolii podnosi ona temperaturę gleby o 3,0–3,5°C i zmniejsza głębokość przemarzania o 60–80 cm w gruntach wilgotnych i o 40–60 cm w gruntach suchych (Gravis 1974a; Zabolotnik 1974a; Tömörbaatar 1975). W kotlinach i dolinach górskich zimowe inwersje temperatury powietrza zwiększają głębokość przemarzania gruntu o 30–50 cm (Zabolotnik 1974a).

Procesy przemarzania i odmarzania zależą od własności fizykochemicznych i wilgotności gruntu. Im drobniejszy materiał, tym większa pojemność wodna. Z tego powodu głębokość odmarzania jest najmniejsza w utworach pylastych (mułki), w glinach i ilach. Wynika to z mniejszego przewodnictwa cieplnego gruntu wilgotnego, dużej pojemności cieplnej wody zawartej w utworach i znacznych strat ciepła na parowanie. Z kolei wymienione utwory charakteryzują się małą przepuszczalnością, która utrudnia krążenie wody i jej termiczne oddziaływanie na przemarznięty grunt. Warunki te sprzyjają występowaniu wieloletniej zmarzliny, zwłaszcza w gruntach przykrytych torfem lub grubszym horyzontem humusowym.

W piaskach i żwirach głębokość przemarzania i odmarzania jest znacznie większa (mniejsza wilgotność). Łatwo przepuszczalne i silnie nawodnione utwory o grubej frakcji (warstwy wodonośne) umożliwiają podziemny odpływ wody i szybką jej wymianę (np. aluwia rzeczne). W ciepłym okresie roku sprzyja to odmarzaniu warstwy czynnej (erozja termiczna), a w chłodnej porze roku utrudnia przemarzanie gruntu.

W latach chłodnych i wilgotnych głębokość odmarzania gruntu jest mniejsza, ale w dolinach rzecznych może być odwrotnie – wyższe opady wywołują większe wzebrania i wylewy rzek, a te zwiększają głębokość odmarzania warstwy czynnej w wyniku erozji termicznej (Babiński, Pękała 1975/1976). Różnice w miąższości warstwy czynnej, spowodowane rodzajem i wilgotnością gruntu oraz innymi czynnikami, są dobrze widoczne nie tylko w skali regionów, ale także w obrębie małych, kriogenicznych form rzeźby typu „pingo” (Babiński 1982). Grunty nie podestane zmarzną odmarzają także od dołu, a proces ten pochłania około 10–30% energii cieplnej (Zabolotnik 1974a).

W Mongolii zasolenie podłoża nie zmienia w istotny sposób warunków krążenia wody. Wieloletnia zmarzlina zajmuje bardziej wilgotne obszary górskie, o przewadze zasolenia nad parowaniem, co ogranicza możliwość zasolenia warstwy czynnej. Zasolenie gleb występuje lokalnie w kotlinach przedgórskich o ujemnym bilansie wodnym, głównie na południu kraju. Zasolone zagłębienia terenu są latem okresowo wypełniane wodą, która może zasilać wody podziemne. W północnej Mongolii wody rzeczne i czerpane ze studni są słodkie, o maksymalnej mineralizacji $500\text{--}1000\text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$ (Ivanov 1958; Kuzniecov 1959; Marinov, Popov 1963; Semienov, Mjagmardzav 1977; Baadamdzav 1979). W obszarach gobijskich wody słodkie stwierdzono w 58% przebadanych studni, a w pozostałych występowała woda „słonawa”, o mineralizacji ponad $1000\text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$ (Dašijam 1975). Przewaga wód słodkich nie kwalifikuje Gobi do typowych obszarów pustynnych (Murzajev 1952).

Sezonowe przemarzanie i odmarzanie gruntu wywiera duży, niedoceniany wpływ na mineralizację i skład chemiczny wody. Zamarzanie płytkich horyzontów wodonośnych powoduje wytrącanie soli i zwiększa mineralizację jeszcze nie zamrożonej wody. Część wytrąconych soli tworzy nowe, nierozpuszczalne związki chemiczne. Po odmarznięciu gruntu następuje więc zmniejszenie mineralizacji, czyli „wystłodzenie” wody (Dżuba 1982). W Mongolii rola tych procesów jest prawdopodobnie niezwykle istotna z punktu widzenia głębokiego, sezonowego przemarzania podłoża, ale nie została dotąd wykazana w sposób ilościowy.

Wpływ roślinności na procesy przemarzania i odmarzania podłoża zależy od rodzaju i zawartości szaty roślinnej. W cieplej porze roku las i gęsta trawa izolują powierzchnię gleb od dopływu energii cieplnej, czyli wydłużają proces odmarzania i zmniejszają jego pionowy zasięg. Zimą las częściowo chroni glebę przed stratami ciepła i utrudnia głębokie przemarzanie podłoża. Wycięcie lasu powoduje degradację stropu zmarzliny w obszarze jej wyspowego występowania, a więc tereny leśne sprzyjają utrzymywaniu się trwale przemarzniętych gruntów.

W północnej Mongolii długość okresów przemarzania gruntu i odmarzania warstwy czynnej jest prawie jednakowa (po 180 dni), a różnice wynikają z warunków lokalnych. Wieloletnie tendencje zmian temperatury powietrza i opadów powodują zwiększenie lub zmniejszenie głębokości przemarzania i odmarzania, czego przejawem jest degradacja lub degradacja zmarzliny. Zmiany mogą być rezultatem działalności człowieka, który wpływa na reżim termiczno-wilgotnościowy gruntu poprzez zabudowę i odwodnienie (nawodnienie), wyrąb lasu (pożary), zaoranie stepu, nadmierny wypas bydła itp.

7.3. REGIONALIZACJA I GŁĘBOKOŚĆ SEZONOWEGO PRZEMARZANIA I ODMARZANIA GRUNTU

Głębokość przemarzania lub odmarzania gruntu jest wypadkową różnorodnych cech środowiska, co utrudnia przedstawienie jej na mapach. Podejmowane próby regionalizacji dotyczą wyłącznie przemarzania gruntu i odmarzania warstwy czynnej. Procesy odwrotne, tj. odmarzanie gruntu i przemarzanie warstwy czynnej (por. ryc. 13), są słabiej poznane i nie były dotychczas przedmiotem regionalizacji.

S. I. Zabolotnik (1974a) na *Mapie sezonowego przemarzania i sezonowego odmarzania gruntów Mongolii* za kryterium regionalizacji przyjął rodzaj utworów powierzchniowych. Wydzielając 27 kompleksów litologicznych, podzielił je na 2 typy – sezonowego przemarzania gruntu i sezonowego odmarzania warstwy czynnej. W załączonej do mapy tabeli poszczególnym utworom przyporządkował określone wartości wilgotności, średniej rocznej temperatury powierzchni gruntu i głębokości przemarzania. Tak skonstruowana mapa daje dobry obraz litologiczny, ale nie spełnia założonego celu. Lepszym rozwiązaniem jest charakterystyka głębokości przemarzania i odmarzania dokonana na podstawie wydzielonych przez G. F. Gravisa (1974a) wysokościowych stref występowania wieloletniej zmarzliny (Tömörbaatar 1972, 1977; Śarchuu 1979; *Narodowy Atlas Mongolii* 1990). Metoda ta pozwala dokładniej powiązać analizowane procesy z klimatem i rzeźbą terenu, a pośrednio także z wilgotnością gruntu i szatą roślinną.

W Mongolii N. Śarchuu (1979) wyróżniła 3 rejony sezonowego odmarzania i przemarzania (ryc. 14):

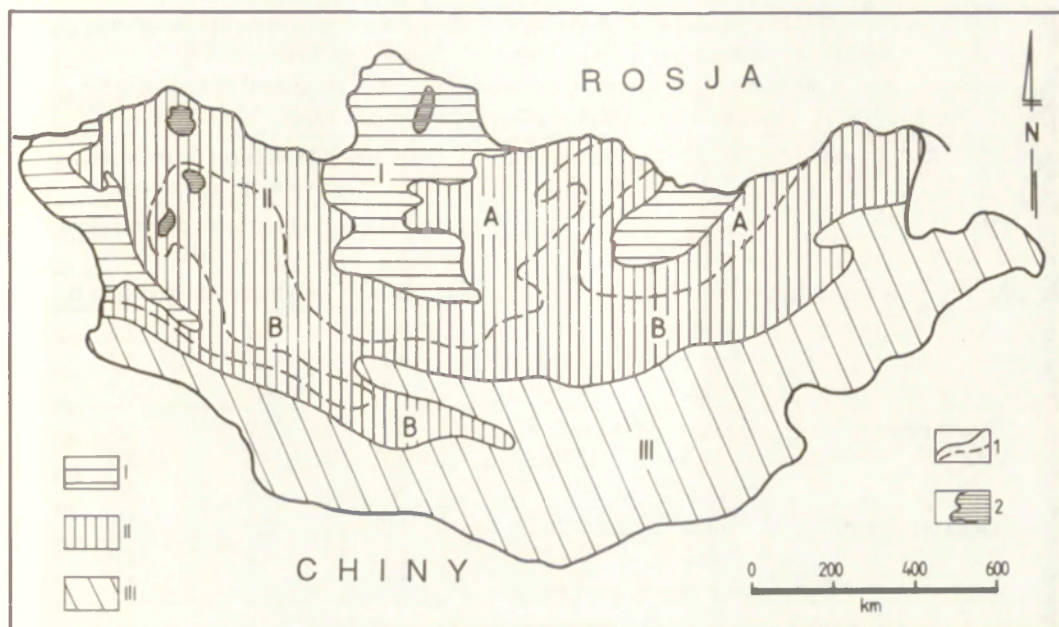
I. Rejon sezonowego odmarzania warstwy czynnej, który pokrywa się z ciągłym i przerywanym występowaniem wieloletniej zmarzliny. Ponieważ udział zmarzliny w powierzchni rejonu wynosi 50–90%, dominującym procesem jest tworzenie się warstwy czynnej w ciepłym okresie roku.

II. Rejon sezonowego odmarzania warstwy czynnej i przemarzania gruntu, w którym zmarzlina tworzy wyspy (podrejon A) lub występuje sporadycznie (podrejon B), a jej udział w powierzchni rejonu wynosi 1–50%. W miejscach występowania zmarzliny, podobnie jak w rejonie I, tworzy się latem warstwa czynna. W obszarach pozbawionych zmarzliny grunt ulega głębokiemu przemarzaniu w zimnym okresie roku.

III. Rejon sezonowego przemarzania gruntu, który obejmuje obszary pozbawione wieloletniej zmarzliny, położone na południe od granicy jej maksymalnego zasięgu. W rejonie tym zachodzi wyłącznie proces przemarzania gruntu w okresie zimy.

Wydzielone rejony uwzględniają pionową i południkową zmienność warunków zmarzlinowych, a w ich granicach głębokość odmarzania i przemarzania zależy głównie od rodzaju i wilgotności gruntu (tab. 6). W najwyżej położonym i najzimniejszym rejonie I miąższość warstwy czynnej jest najmniejsza. W wilgotnej glinie piaszczystej wynosi średnio 1,7 m, a w słabo wilgotnym piasku – 3,7 m. W rejonie II głębokość odmarzania lub przemarzania w tych samych utworach jest większa i wynosi przeciętnie 2,7–4,5 m (podrejon A) oraz 2,3–3,7 m (podrejon B). Podane liczby nie reprezentują wartości skrajnych.

Narodowy Atlas Mongolii (1990) zawiera 2 mapy warunków zmarzlinowych



Ryc. 14. Regionalizacja sezonowego odmarzania i przemarzania gruntów w Mongolii (wg Šarchuu 1979)

I – rejon sezonowego odmarzania warstwy czynnej, II – rejon sezonowego odmarzania warstwy czynnej i przemarzania gruntu, III – rejon sezonowego przemarzania gruntu; 1 – granice rejonów i podrejonów (A, B), 2 – jeziora

Regionalization of the seasonal thawing and freezing of grounds in Mongolia (after Šarchuu 1979)

I – region of seasonal thawing of the active layer, II – region of seasonal thawing of the active layer and freezing of the ground; III – region of seasonal freezing of the ground; 1 – boundaries of regions and subregions (A, B), 2 – lakes

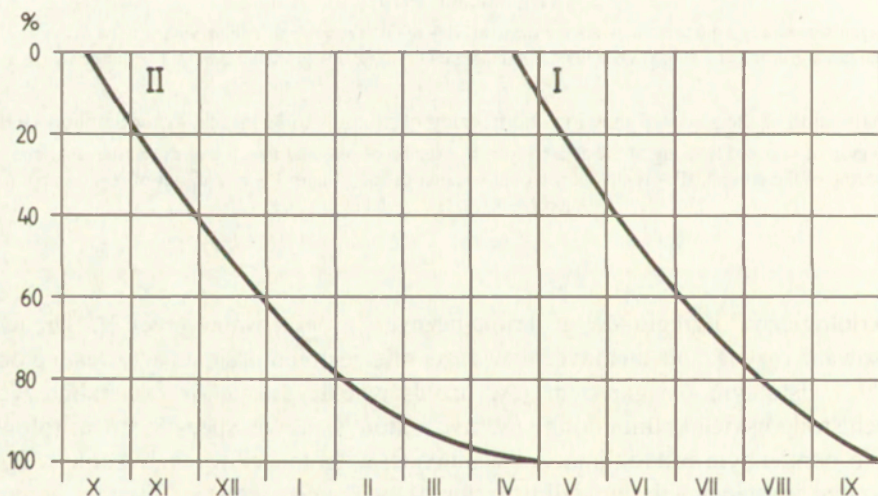
(„geokriologiczną” i „regionów geokriologicznych”), opracowane przez N. Šarchuu. Zastosowane rozwiązania metodyczne w dużej mierze opierają się na cytowanej pracy z 1979 r. Istotnym osiągnięciem jest przedstawienie stosunków zmarzlinowych w dnach śródgórskich kotlin i dolin rzecznych, które stanowią specyficzne, astrefowe rejony o odmiennym mikroklimacie i warunkach wilgotnościowych. Według *Atlasu* w obszarze występowania zmarzliny (rejon I) miąższość warstwy czynnej wynosi 1,0–4,5 m, przy czym minimalne wartości występują w strefach wysokogórskich (1,0 m) i w dnach kotlin (1,3 m). Głębokość sezonowego odmarzania i przemarzania (rejon II) wynosi od 2,2 do 5,0 m, a sezonowego przemarzania (rejon III) – od 1,6 do 4,5 m.

Podawane przez różnych autorów głębokości przemarzania i odmarzania, oparte na punktowych pomiarach, są oceniane subiektywnie jako wartości średnie lub skrajne, których dokładność zależy od ilości i reprezentatywności stacji meteorologicznych. Największe rozbieżności dotyczą oceny miąższości warstwy czynnej w najśląbiej zbadanych obszarach wysokogórskich. Według różnych źródeł północną Mongolię charakteryzują następujące, skrajne głębokości przemarzania lub odmarzania:

T a b e l a 6. Średnie głębokości sezonowego odmarzania warstwy czynnej i przemarzania gruntu w zależności od rodzaju i wilgotności gruntu (wg Śarchuu 1979)
 Mean depths of the active layer seasonal thawing and freezing of the ground according to the ground's sort and its humidity (after Śarchuu 1979)

Rodzaj gruntu	Wilgotność gruntu (w %)		Głębokość odmarzania i przemarzania (w m) w rejonach sezonowego:		
			odmarzania (I)	odmarzania i przemarzania (II)	
				podrejon A	podrejon B
Piasek	duża	> 10	2,5	3,1	2,6
	średnia	5-10	3,1	3,8	3,2
	mała	< 5	3,7	4,5	3,7
Piasek gliniasty	duża	> 15	2,2	2,9	2,5
	średnia	7-15	2,7	3,6	3,0
	mała	< 7	3,2	4,2	3,4
Gлина piaszczysta	duża	> 20	1,7	2,7	2,3
	średnia	10-20	2,1	3,2	2,7
	mała	< 10	2,5	3,7	3,1

Uwaga: oznaczenia rejonów (I, II) i podrejonów (A, B) na ryc. 14.



Ryc. 15. Przebieg sezonowego odmarzania warstwy czynnej (I) i przemarzania gruntu (II) w procentach maksymalnej głębokości (wg Śarchuu 1979)

Course of the seasonal thawing of the active layer (I) and freezing of the ground (II) in % of the maximal depth (after Śarchuu 1979)

1,8-4,8 m (Tömörbaatar 1972, 1977), 0,5-4,2 m (Gravis 1974a; Zabolotnik 1974a), 1,0-5,0 m (Narodowy Atlas Mongolii 1990). W szczególnych przypadkach oddziaływania erozji termicznej wód rzecznych miąższość warstwy czynnej w dnach dolin

może osiągać 5,5 m i więcej (Babiński, Glazik 1991). Wynika z tego, że w Mongolii procesy sezonowego przemarzania gruntu i odmarzania warstwy czynnej osiągają głębokość 5–6 m. Współczesne warunki klimatyczne nie sprzyjają rozwojowi wieloletniej zmarzliny, ale jednocześnie umożliwiają przetrwanie grubej pokrywy zmarzlinowej.

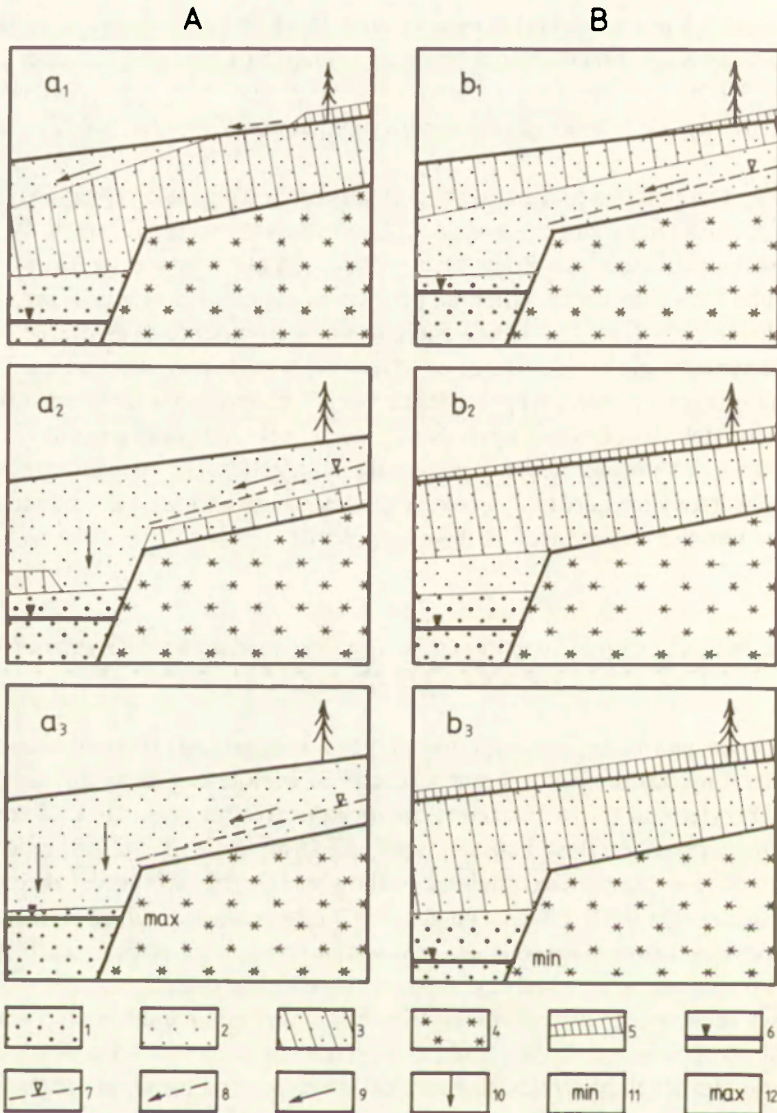
Przebieg sezonowego przemarzania gruntu i odmarzania warstwy czynnej w ciągu roku jest przedstawiany na podstawie danych ze stacji meteorologicznych. W centralnych, równinnych częściach kraju przemarzanie gruntu rozpoczyna się w połowie października i trwa do końca kwietnia, przy czym najintensywniej przebiega w pierwszej połowie zimy (ryc. 15). Odmarzanie warstwy czynnej rozpoczyna się w kwietniu, a maksymalną głębokość osiąga na przełomie września i października. W utworach jednorodnych i o stałej wilgotności szybkość przemarzania i odmarzania maleje ze wzrostem głębokości. Kształt przedstawionych krzywych zależy w dużym stopniu od warunków lokalnych. Krzywe pozwalają w przybliżeniu określić maksymalną miąższość warstwy czynnej lub głębokość przemarzania gruntu na podstawie jednego pomiaru w terenie, wykonanego w dowolnej chwili.

7.4. WPLYW SEZONOWEGO PRZEMARZANIA I ODMARZANIA GRUNTU NA KRAŻENIE WODY

Hydrologiczną rolę sezonowego przemarzania i odmarzania przedstawiono w sposób uproszczony, zakładając, że grunt w otoczeniu wieloletniej zmarzliny jest przepuszczalny. Przyjęto także, że zmarzlina nie ulega procesom degradacji lub agradacji, czyli nie ma wpływu na ilość krążącej wody, a jedynie zmienia warunki jej odpływu. Stosunki wodne w przypowierzchniowej warstwie utworów są bardziej złożone z powodu występowania warstw nieprzepuszczalnych i dynamicznego charakteru zmarzliny.

W przebiegu sezonowego odmarzania można wyróżnić 3 etapy (ryc. 16A). Pierwszy (a_1) obejmuje okres wiosenny, w którym głębokość odmarzania nie osiąga spągu warstwy sezonowego przemarzania. Warstwa ta występuje jeszcze w sposób ciągły i oddziela przypowierzchniową część już odmarzniętego gruntu od stropu zmarzliny lub utworów leżących poniżej zasięgu sezonowego przemarzania. Ma to istotne znaczenie dla krążenia wody w dwóch odizolowanych od siebie strefach o różnych warunkach zasilania i odpływu. Pierwszą strefę stanowi powierzchniowa, częściowo odmarznięta warstwa gruntu, otwarta na wpływy atmosferyczne. Strefa druga leży poniżej sezonowo przemarzniętego gruntu i jest pozbawiona bezpośredniego kontaktu z atmosferą. W przepuszczalnych utworach między płatami zmarzliny występują wody podziemne.

Sezonowe odmarzanie gruntu najwcześniej rozpoczyna się w obszarach nisko położonych i wysuniętych na południe oraz na stokach południowych. Pokrywa śnieżna ma tutaj minimalną miąższość i zanika przez parowanie (sublimację), które nie pozostawia nadwyżek wody na odpływ. Rejony wysokogórskie i stoki północne charakteryzuje większa miąższość pokrywy śnieżnej, a jej topnienie i sezonowe odmarzanie gruntu rozpoczyna się później. Obszary te są źródłem wód roztopowych, zasilających



Kyc. 16. Schemat wpływu sezonowego odmarzania (A) i przemarzania gruntu (B) na obieg wody
 1 – grunt przepuszczalny stale odmarznięty, wodonośny, 2 – grunt przepuszczalny sezonowo odmarznięty,
 3 – grunt przepuszczalny sezonowo przemarznięty, 4 – wieloletnia zmarzlina, 5 – pokrywa śnieżna,
 6 – poziom wody podziemnej, 7 – zwierciadło wody wierzchołkowej (nadzmarzlinowej), 8 – spływ powierzchniowy, 9 – spływ podpowierzchniowy (śródpokrywowy), 10 – infiltracja – zasilenie wody podziemnej, 11 – minimalny stan wody podziemnej, 12 – maksymalny stan wody podziemnej; a₁–a₃ – etapy (okresy) sezonowego odmarzania, b₁–b₃ – etapy sezonowego przemarzania gruntu

Scheme of influence of the ground seasonal thawing (A) and freezing (B) upon the water circulation

1 – permeable, permanently thawed ground, water bearing, 2 – permeable, seasonally thawed ground, 3 – permeable, seasonally frozen ground, 4 – permafrost, 5 – snow cover, 6 – underground water level, 7 – subsoil water table (over-permafrost), 8 – surface stream, 9 – subsurface stream, 10 – infiltration – alimentation of underground waters, 11 – minimal underground water level, 12 – maximal underground water level; a₁–a₃ – stages (periods) of seasonal thawing, b₁–b₃ – stages of the seasonal freezing of the ground

rzeki drogą spływu powierzchniowego i odpływu podpowierzchniowego (śródpokrywowego). Wydłużony i zróżnicowany przebieg topnienia pokrywy śnieżnej oraz mała jej miąższość na ogół nie sprzyjają formowaniu się wezbrań roztopowych, mimo przemarznięcia gruntu. W sprzyjających warunkach hydrometeorologicznych nie wyklucza to możliwości wystąpienia wezbrań roztopowych (zatorowych). Wiosną zasilanie opadami jest małe i w górach nakłada się na roztopy.

Odpływ wód roztopowych i deszczowych odbywa się po stropie sezonowo przemarzniętego gruntu, który utrudnia wsiąkanie i zasilanie wód podziemnych. Ich poziom wiosną jest niski z powodu wyczerpania zasobów w czasie zimy, kiedy to wody podziemne (aluwialne, podzmarzlinowe) są jedynym źródłem zasilania rzek. Z wyjątkiem obszarów wysokogórskich wiosna jest okresem suchym. Niedobory wody opóźniają wegetację, mimo odpowiednio wysokiej temperatury powietrza.

Drugi etap sezonowego odmarzania (a_2) obejmuje okres letni i charakteryzuje się prawie całkowitym zanikiem warstwy sezonowego przemarzania. W obszarach przepuszczalnych i pozbawionych zmarzliny odmarzający grunt uzyskuje połączenie z utworami leżącymi poniżej warstwy sezonowego przemarzania, co umożliwia wsiąkanie i zasilanie wód podziemnych. W gruntach suchych i łatwo przepuszczalnych, mimo większej głębokości przemarzania, proces całkowitego odmarzania kończy się wcześniej niż w gruntach wilgotnych i słabo przepuszczalnych. Z tego powodu zwierciadło wody podziemnej, poprzez odmarzniętą strefę aeracji, zaczyna w różnym czasie reagować na wpływy atmosferyczne. Skłony południowe całkowicie odmarzają już w końcu maja, płaskie i suche tereny – w połowie czerwca, a wilgotne stoki północne oraz dna dolin i kotlin – w końcu lipca (Zabolotnik 1974a). W czasie lata resztki sezonowo przemarzniętego gruntu utrzymują się jedynie w miejscach szczególnie wilgotnych, przeważnie na stropie zmarzliny (warstwa czynna).

Zróżnicowana dynamika sezonowego odmarzania powoduje, że grunty suche, przepuszczalne i pozbawione zmarzliny w pełni odmarzają przed kulminacją opadów w lipcu oraz przed okresem letnich wezbrań deszczowych w rzekach. Obszary te stanowią główne rejony alimentacji wód podziemnych aluwialnych i podzmarzlinowych. W tym czasie na obszarach występowania zmarzliny mogą tworzyć się lokalne, okresowe horyzonty wód nadzmarzlinowych, podścielone resztkami warstwy sezonowego przemarzania.

Lato jest okresem zasilania wód podziemnych, których poziom podnosi się mimo dużych strat wody na ewapotranspirację. Uzupełnienie zasobów wód podziemnych zachodzi głównie przez wsiąkanie wód opadowych i spływających z obszarów wysokogórskich, infiltrację wód z koryt rzecznych oraz wsiąkanie wód wezbraniowych w poziomy zalewowe. Wielkość zasilania wód podziemnych zależy od przestrzennego i pionowego rozkładu opadów oraz warunków kształtowania się innych elementów bilansu wodnego (parowanie, spływ powierzchniowy, retencja).

W trzecim etapie sezonowego odmarzania (a_3) resztki przemarzniętego gruntu całkowicie odmarzają. Warstwa czynna wieloletniej zmarzliny osiąga maksymalną miąższość, czyli największą zdolność retencjonowania wody. Sytuacja ta występuje na przełomie lata i jesieni (sierpień–wrzesień) i poprzedza okres sezonowego przemarzania gruntu. Poziom wody podziemnej osiąga najwyższe rzędne i układa się na

najmniejszej głębokości. Jest to spowodowane opóźnieniem kulminacji stanów wody podziemnej w stosunku do maksymalnych opadów i wezbraniowych stanów rzek z lipca, relatywnie wysokimi opadami i wezbraniem rzek w sierpniu oraz zmniejszeniem strat wody na ewapotranspirację z powodu zahamowania wegetacji w końcu lata.

W procesie sezonowego przemarzania (ryc. 16B) można także wyróżnić 3 okresy. Pierwszy (b_1) rozpoczyna się po spadku temperatury powierzchni gruntu do wartości ujemnych (październik) i trwa mniej więcej miesiąc. Okres ten charakteryzuje szybkie i nierównomierne przemarzanie strefy aeracji, przy czym warstwa przemarzającego gruntu nie osiąga zwierciadła wody podziemnej. Intensywność przemarzania zależy od warunków lokalnych (por. rozdz. 7.2). Szybkiemu przemarzaniu sprzyja gwałtowny spadek temperatury powietrza i jej inwersyjny rozkład we wklęsłych formach rzeźby terenu oraz brak lub niewielka miąższość pokrywy śnieżnej. Wysoki na początku okresu przemarzania poziom wody podziemnej zaczyna obniżać się z powodu braku zasilania i drenującego oddziaływania rzek, które przechodzą na zasilanie podziemne.

Drugi okres sezonowego przemarzania (b_2) obejmuje pierwszą połowę zimy i kończy się mniej więcej w styczniu. W tym czasie szybkość przemarzania jest duża, podobnie jak w sytuacji b_1 , co wynika ze stałego obniżania się temperatury powietrza, której minimalne wartości przypadają w styczniu. W końcu okresu miąższość przemarzniętego gruntu osiąga około 70–80% maksymalnej głębokości sezonowego przemarzania (por. ryc. 15).

Specyficzną cechą tego okresu jest całkowite zamarzanie płytko zalegających, nieciągłych i mało zasobnych w wodę horyzontów wód wierzchówkowych, podścielonych zmarzliną (wody nadzmarzlinowe) lub nieprzepuszczalnym podłożem. W początkach zimy z powodu szybkiego przemarzania gruntu wody te przemieszczają się pod ciśnieniem poza obręb warstwy nieprzepuszczalnej (zmarzliny), gdzie zasilają głębiej zalegające wody aluwialne i podzmarzlinowe, lub do miejsc wolniej przemarzających (ku górze). W drugim przypadku powstaje soczewka wody, która zamarzając zaznacza się w rzeźbie terenu jako hydrolakolit (podziemne nalodzie). Wody wierzchówkowe wypływają na powierzchnię i tworzą nalodzia. Ich objętość jest niewielka z powodu małych zasobów wody. Wypływy wód są niekiedy wynikiem działalności człowieka, który przez postawienie jurty, budynku lub nawet usypanie przyzmy śniegu powoduje zmniejszenie głębokości sezonowego przemarzania gruntu (Suchodrovskij 1974).

W sytuacji b_2 rzeki są zasilane głębiej występującymi wodami aluwialnymi, podzmarzlinowymi i szczelinowymi, których zasoby maleją, a poziom ulega dalszemu obniżeniu (brak zasilania). Przejawem tego jest zmniejszenie się przepływu rzek. Na przełomie grudnia i stycznia mniejsze rzeki zamarzają do dna. Dotyczy to głównie rzek o korytach wciętych na głębokość mniejszą niż miąższość warstwy sezonowo przemarzającego gruntu.

Ostatni etap przemarzania (b_3) obejmuje drugą połowę zimy i cechuje się znacznie mniejszą szybkością przemarzania (por. ryc. 15). Jest to spowodowane zahamowaniem spadku temperatury powietrza, większą głębokością występowania jeszcze nie przemarzniętego gruntu oraz izolacyjnym oddziaływaniem pokrywy śnieżnej, która

w tym czasie posiada największą miąższość. W rejonach pozbawionych zmarzliny sezonowe przemarzanie gruntu osiąga maksymalną głębokość (warstwa czynna zmarzliny całkowicie przemarza w okresie b_2). Poziom wód aluwialnych i przepływy nie zamrożonych do dna rzek zbliżają się do minimalnych wartości rocznych (styczeń–marzec). W fazie b_3 front sezonowego przemarzania często dociera do wodonośnych utworów aluwialnych, których wody pod ciśnieniem wypływają na powierzchnię (nalodzia) lub tworzą hydrolakolity. Rozmiary tych nalodzi i hydrolakolitów są większe niż w okresie przemarzania wód wierzchówkowych (w fazie b_2), co wynika z większej zasobności zbiornika wody podziemnej. Warto dodać, że w Mongolii reżim hydrologiczny poszczególnych rodzajów wody podziemnej jest bardzo słabo poznany z powodu braku sieci obserwacyjnej.

W kontynentalnym klimacie Mongolii głębokie sezonowe przemarzanie i odmarzanie gruntu jest ważnym elementem kształtowania obiegu wody. Procesy te cyklicznie powtarzają się w ciągu roku i okresowo zmieniają warunki krążenia wody. Grunt przemarzający sprzyja spływowi powierzchniowemu oraz utrudnia wsiąkanie i zasilenie wód podziemnych. Po częściowym odmarznięciu powierzchniowej warstwy utworów dominuje odpływ śródpokrywowy, a lokalnie tworzą się nieciągłe, okresowe horyzonty wód wierzchówkowych. Całkowite odmarznięcie gruntu następuje przed letnim maksimum opadów i jest warunkiem alimentacji wód podziemnych. Przemarzanie utworów rozpoczyna się przy stosunkowo wysokim poziomie wody podziemnej, która jest jedynym źródłem zasilania rzek w chłodnej porze roku. Proces ten powoduje tworzenie się nalodzi i hydrolakolitów. W zależności od warunków środowiska przemarzanie i odmarzanie gruntu przebiega z różnym natężeniem, osiąga różną głębokość maksymalną i kończy się w różnym czasie.

8. PRZEPUSZCZALNOŚĆ UTWORÓW POWIERZCHNIOWYCH

W kontynentalnym klimacie Mongolii decydującymi czynnikami fizycznej dezintegracji skał są wietrzenie mrozowe i eksfoliacja. Wietrzenie mrozowe odgrywa większą rolę w obszarach bardziej wilgotnych, głównie na stokach północnych, wierzchowinach i w dnach dolin. Proces ten obejmuje skały znajdujące się w strefie sezonowego przemarzania. Wychodnie skał macierzystych są bardziej suche i wolniej poddają się wietrzeniu mrozowemu (Suchodrovskij 1974). Większa wilgotność stoków północnych sprzyja rozwojowi procesów kriogenicznych, odprowadzaniu zwietrzliny i zmniejszeniu kąta nachylenia stoków.

W obszarach suchych, zwłaszcza na stokach południowych, sezonowe i dobowe wahania temperatury skał są większe niż na powierzchniach wilgotnych. Dominującym procesem jest tutaj eksfoliacja, która przebiega wolniej niż wietrzenie mrozowe. Suche stoki południowe są bardziej strome i stabilne od stoków północnych. Asymetria stoków wyraźnie zaznacza się w dolinach o zalesionych, podścielonych zmarzliną zboczach północnych i stepowych, pozbawionych zmarzliny, zboczach południowych (piętro lasostepu).

W rozdziale przedstawiono główne cechy pokryw zwietrzelinowych Mongolii i wyniki pomiarów infiltracji w małych zlewniach rzecznych Chenteju. Z powodu braku danych nie uwzględniono przepuszczalności skał macierzystych (litych), które w wyniku ruchów tektonicznych i procesów wietrzenia mogą być silnie spękane i wykazywać różną zdolność do przewodzenia wody. Założono, że skały macierzyste są praktycznie nieprzepuszczalne.

8.1. CHARAKTERYSTYKA POKRYW ZWIETRZELINOWYCH

Charakter litologiczny pokryw zwietrzelinowych zależy od rodzaju skał macierzystych (Gravis 1974a; Suchodrovskij 1974; Pomian 1979; Skiba 1980). Produktami wietrzenia granitów, kwarcytów i piaskowców są żwiry i piaski, które ulegają dalszemu rozdrobnieniu na frakcje pyłowe. Wietrzeniu mrozowemu sprzyja wielokrotne, sezonowe przemarzanie i odmarzanie dobrze uwilgoconych gruntów. W wyniku wietrzenia łupków i bazaltów powstają osady o drobnoziarnistych frakcjach, głównie utwory gliniaste i gliny. Zwietrzeliny wytworzone ze skał metamorficznych zawierają więcej drobnych cząstek niż pokrywy obszarów granitowych (Pomian 1979; Skiba 1980). Większa przepuszczalność i mniejsza pojemność wodna pokryw wytworzonych ze skał granitowych ułatwia wsiąkanie i podpowierzchniowy odpływ wody ze stoków.

Udział praktycznie nieprzepuszczalnych wychodni skał macierzystych na ogół rośnie wraz z wysokością dorzecza, co zwiększa prawdopodobieństwo wystąpienia spływu powierzchniowego (Ślupik 1975). Do obszarów nieprzepuszczalnych należą także powierzchnie trwale podmokłe (bagna, mokradła) oraz zagłębienia stale lub okresowo wypełnione wodą (wytopiska). Trudno przepuszczalne są również osady gliniaste i ility.

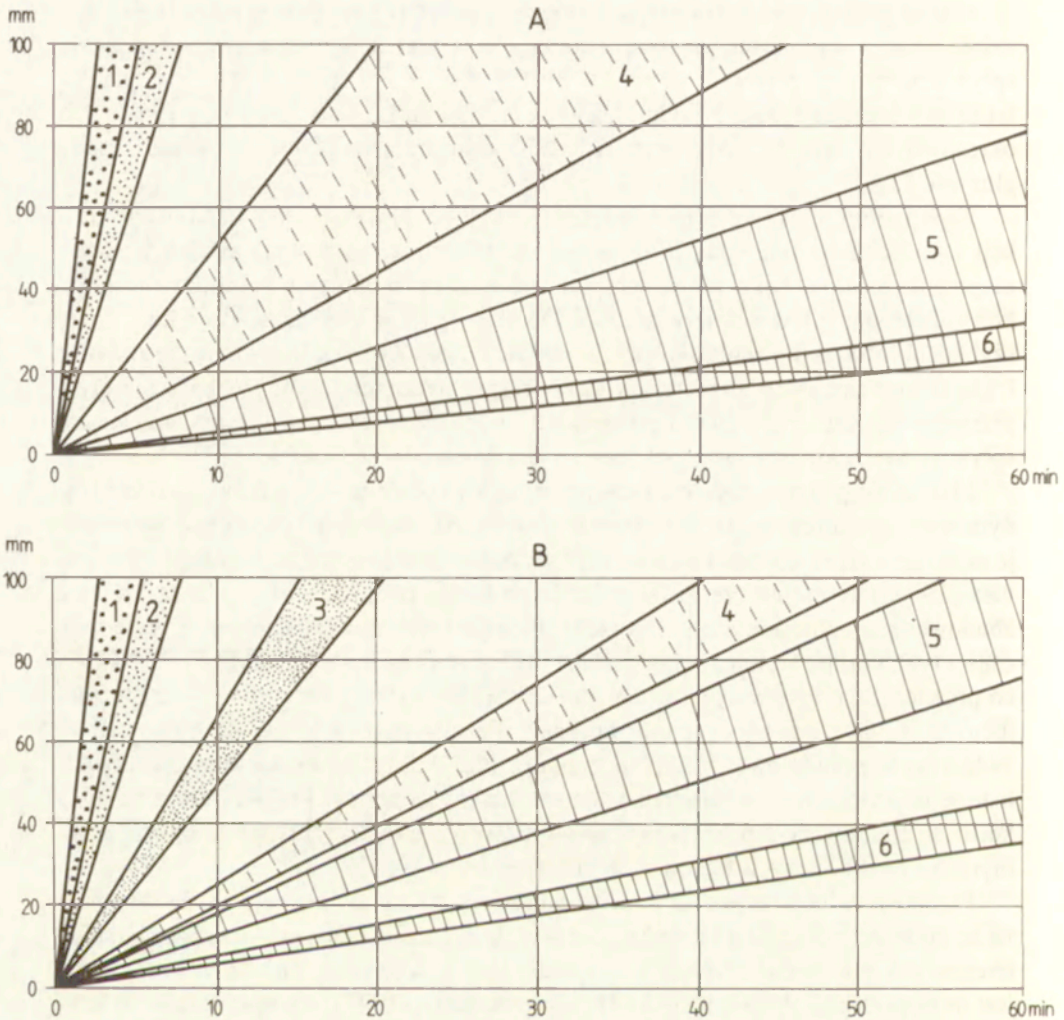
Zwierzeliny blokowo-gruzowe (głazowiska), pozbawione drobnoziarnistych frakcji i podścielone litą skałą lub wieloletnią zmarzliną, zachowują się jak warstwy nieprzepuszczalne. Pokrywy te sprzyjają powstawaniu odpływu śródpokrywowego, który zastępuje spływ powierzchniowy. Dotyczy to także gleb szkieletowych o dużej szybkości infiltracji i zdolności przewodzenia wody. Zwierzeliny gliniasto-gruzowe i gliniasto-piaszczyste zawierają więcej frakcji pylastych, które cechuje mniejsza przepuszczalność, ale większa pojemność wodna. W znacznym stopniu opóźnia to spływ powierzchniowy i śródpokrywowy odpływ wody ze stoków.

Mięszczość pokryw zwierzelinowych z reguły rośnie w dół stoków, z jednoczesnym wzrostem udziału frakcji drobnoziarnistych. Akumulacyjne części stoków zajmują materiał o zróżnicowanej mięszczości i wykształceniu facjalnym. Według G. F. Gravisa (1974a) centralne części odwadnianych kotlin północnej Mongolii są głównie zbudowane z naniesionych przez rzeki piasków, żwirów i otoczków. Peryferyjne części tych kotlin zajmuje drobnoziarnisty (gliniasty) materiał pochodzący ze zboczy, co potwierdzają obserwacje z Chenteju (Głazik, Soja 1991). Odwrotna sytuacja, zdaniem G. F. Gravisa, występuje w kotlinach bezodpływowych. Ich centralne części, zwłaszcza w południowej Mongolii, zajmują osady drobnoziarniste, które zostały odłożone w jeziorach stanowiących końcowe baseny odpływu. Peryferyjne partie tych kotlin są zbudowane z pokryw blokowo-gruzowych o dużej mięszczości, dobrze przemytych i pozbawionych frakcji drobnoziarnistych.

Przepuszczalność utworów powierzchniowych Mongolii jest najczęściej szacowana na podstawie charakteru osadów, bez wykonywania analiz granulometrycznych lub terenowych pomiarów szybkości wsiąkania wody. Jednym z nielicznych wyjątków jest monografia V. A. Semienova i B. Mjagmardżawa (1977), w której podano współczynniki filtracji dla dorzecza Selengi, określone metodą Kamieńskiego. Wahają się one od 0,15 do 0,40. Największą szybkością wsiąkania charakteryzują się utwory piaszczyste (maksymalnie $32\text{--}38\text{ mm}\cdot\text{min}^{-1}$), a najmniejszą – osady gliniaste i gliny (minimalnie $0,16\text{--}0,20\text{ mm}\cdot\text{min}^{-1}$).

8.2. WYNIKI POMIARÓW INFILTRACJI W MAŁYCH ZLEWNIACH RZECZNYCH CHENTEJU

Podczas mongolsko-polskich ekspedycji geograficznych infiltracyjne właściwości pokryw zwierzelinowych szacowano na podstawie terenowych pomiarów szybkości wsiąkania wody. Pomiarów wykonywano cylindrem Burgera w małych zlewniach rzecznych Changaju (Ślupik 1975, 1980), Chenteju (Głazik, Soja 1991, 1993) i na stepowych równinach centralnej Mongolii (Chełmicki 1983). Pomiarów prowadzono w typowych



Ryc. 17. Infiltracja wody w pokrywy wytworzone z granitów (A) i ze skał metamorficznych (B) w zlewniach rzecznych Chenteju (wg Głazik, Soja 1991)

1 - las (starodrzew), 2 - bryły w dnie doliny, 3 - młodniki, śródleśne łąki, 4 - wierzchowiny i erodowane stoki, 5 - dna dolin (pastwiska), 6 - akumulacyjne części stoków, wytopiska w dnach dolin

Infiltration of water into the covers formed from granites (A) and from metamorphic rocks (B) in the drainage areas of Chentei (after Głazik and Soja 1991)

1 - forest (mature), 2 - pingos in the valley bottom, 3 - young stands, interforest meadows, 4 - top surfaces and eroded slopes, 5 - bottoms of valleys (grazing lands), 6 - accumulative parts of slopes, cave-in lakes in the bottoms of valleys

wych dla zlewni sytuacjach geomorfologicznych. W doborze punktów pomiarowych kierowano się rzeźbą terenu, budową geologiczną i szatą roślinną. Wyniki pomiarów przedstawiono na przykładzie dwóch zlewni rzecznych Chenteju – Baruun-Bajan (dopływ górnej Toły) i Dunda-Bajdałagijn (dopływ górnego Kerulenu). Szybkość wsią-

kania wody podano oddzielnie dla pokryw wytworzonych z granitów i ze skał metamorficznych (ryc. 17).

Największą szybkością infiltracji (powyżej $25 \text{ mm}\cdot\text{min}^{-1}$) charakteryzują się w pełni wykształcone, zwarte lasy modrzewiowe (starodrzew). Wpływa na to budowa profilu glebowego, podszycie lasu, system korzeniowy drzew i mikrorzeźba terenu. Duża przepuszczalność gruntu uniemożliwia powstawanie spływu powierzchniowego nawet w czasie ulewnych deszczów i przy dużym nachyleniu stoków. Lasy występują głównie na stokach północnych, wilgotniejszych i bardziej zasobnych w wodę, zwykle podścielonych zmarzliną. Odpływ wód deszczowych odbywa się drogą podpowierzchniową. W lasach na szybkość wsiąkania nie ma wpływu rodzaj skał macierzystych. Obszary leśne odgrywają główną rolę w transformacji opadu w odpływ, a ich hydrologiczne znaczenie zależy od udziału w ogólnej powierzchni zlewni.

Duża przepuszczalność gleb leśnych jest charakterystyczna dla różnych stref klimatycznych kuli ziemskiej. Przeciwdziała ona erozji stoków, których odwodnienie odbywa się poprzez infiltrację i odpływ śródpokrywowy. Procesy te zachodzą zarówno w zalesionych obszarach Karpat (Słupik 1973), Himalajów (Froehlich i in. 1989; Froehlich, Starkel 1991), jak i gór Wietnamu (Glazik 1988).

Dużą szybkością wsiąkania (około $15 \text{ mm}\cdot\text{min}^{-1}$) cechują się także formy kriogeniczne (bugry, hydrolakolity), występujące głównie w dnach dolin, ale dotyczy to jedynie podniesionych i rozluźnionych w wyniku procesów mrozowych utworów organiczno-mineralnych. Zagłębienia między formami są praktycznie nieprzepuszczalne, wypełnione osadami ilastymi. Płytko zalegający lód gruntowy ogranicza miąższość warstwy przepuszczalnej. Efektem wytapiania się lodu są zagłębienia wytopiskowe o skrajnie małych szybkościach wsiąkania (ryc. 17 – pole 6), często wypełnione wodą. Końcowym etapem rozwoju form kriogenicznych są zatem powierzchnie sprzyjające powstawaniu spływu powierzchniowego. Bugry i hydrolakolity z powodu lokalnego występowania i małych rozmiarów nie odgrywają istotnej roli w przestrzennym zróżnicowaniu procesu infiltracji.

Wyraźnie mniejszą szybkością wsiąkania (ok. $5\text{--}6 \text{ mm}\cdot\text{min}^{-1}$) odznaczają się zagajniki (młodniki) oraz lasy eksploatowane i z wypasem zwierząt. Już od wielu lat w zlewniach rzecznych Chenteju obserwuje się intensywny wyrąb lasów oraz wkarczanie hodowli w górne odcinki dolin (Lach 1980). Podobną szybkością infiltracji charakteryzują się śródleśne łąki i wąskie pasy zarośli (krzewów), występujące poniżej dolnej granicy zwartych obszarów leśnych.

Na bezleśnych wierzchowinach i erodowanych, górnych partiach kamienistych stoków szybkość wsiąkania wynosi $5\text{--}2 \text{ mm}\cdot\text{min}^{-1}$. W przypadku pokryw wytworzonych z granitów występują duże różnice między pomiarami, przy średniej szybkości wsiąkania około $4 \text{ mm}\cdot\text{min}^{-1}$. Infiltracja wody w pokrywy wytworzone ze skał metamorficznych zachodzi wolniej, z szybkością około $2,5\text{--}2,0 \text{ mm}\cdot\text{min}^{-1}$, i nie wykazuje dużych różnic między pomiarami. Wierzchowiny i stoki położone powyżej górnej granicy lasu są miejscem formowania się spływu powierzchniowego i odpływu śródpokrywowego. Sprzyjają temu następujące czynniki: obecność wychodni skał macierzystych, duże nagromadzenie bloków skalnych i głazowisk (gołoborza), występowanie silnie zerodowanych gleb szkieletowych, płytkie zaleganie wieloletniej zmarzliny,

duże spadki stoków i większe sumy opadów. Szybkość wsiąkania około $2 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$ można przyjąć za wartość graniczną, poniżej której w określonych warunkach powstaje spływ powierzchniowy, a przy wyższych wartościach dominującym procesem jest wsiąkanie (Głazik, Soja 1991).

Do rejonów o najniższej szybkości infiltracji (poniżej $2 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$) należą dna dolin i stożki napływowe ($1,8\text{--}0,5 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$) oraz wytopiska i dolne, akumulacyjne części stoków ($0,8\text{--}0,4 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$). W strefie przejścia stoków w dno doliny często występują bujne łąki, rozwinięte na drobnoziarnistych i silnie nawodnionych utworach. Mała przepuszczalność i nasycenie podłoża wodą sprzyjają powstawaniu spływu powierzchniowego.

Dna dolin zajmują pastwiska i łąki o małej szybkości wsiąkania ($1,0\text{--}0,5 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$). Przepuszczalność podłoża zmniejsza nadmierny wypas zwierząt. Wyjątek stanowią poziomy zalewowe, które odznaczają się dużą szybkością infiltracji (ok. $10 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$). Są one silnie nawodnione i z reguły podścielone wieloletnią zmarzliną. Warunki te sprzyjają pęcznieniu mrozowemu, które prowadzi do rozluźnienia powierzchniowej warstwy gruntu i zwiększenia szybkości wsiąkania. Procesy kriogeniczne rozwijają się intensywniej w wilgotnych utworach drobnoziarnistych, wytworzonych ze skał metamorficznych. Świadczy o tym na ogół nieco większa ich przepuszczalność w porównaniu z glebami powstałymi ze skał granitowych (ryc. 17 – pola 5 i 6).

O dużym wpływie procesów mrozowych na przepuszczalność podłoża świadczą także analizy składu granulometrycznego gleb, których próbki pobrano w zlewni Baruun-Bajan w punktach pomiaru infiltracji (Głazik, Soja 1993). Próby powiązania szybkości wsiąkania ze składem granulometrycznym nie dały oczekiwanych rezultatów. Gleby leśne, łąkowe i silnie przekształcone przez wypas zwierząt miały praktycznie zbliżoną zawartość frakcji ilastej ($10\text{--}20\%$) i pylastej ($47\text{--}56\%$), a jednocześnie charakteryzowały się krańcowo różną przepuszczalnością. Można to wyjaśnić zróżnicowaniem wilgotności gleb w okresie sezonowego przemarzania i różnym natężeniem procesów kriogenicznych.

Pewien wpływ na zwiększenie przepuszczalności utworów powierzchniowych wywiera działalność zoogeniczna. Suche, stopowe stoki południowe i terasy rzeczne, z wyjątkiem poziomów zalewowych, zamieszkują liczne populacje norników, drążących labirynty podziemnych korytarzy.

Szybkość infiltracji w zlewniach rzecznych Chenteju jest podobna jak w zlewni Sant, położonej na południowym skłonie Changaju (Słupik 1975, 1980). Dotyczy to głównie małych szybkości wsiąkania w dnach dolin (poniżej $1 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$). W zlewni Sant, na bezleśnych stokach północnych i południowych, pokrywy wytworzone z granitów charakteryzuje nieco mniejsza szybkość infiltracji ($4,0\text{--}1,5 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$) w porównaniu z Chentejem. Z kolei jest ona największa na stokach południowych i szybko rośnie wraz z głębokością (do ok. $80 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$ na głębokości 20 cm).

Przedstawione wyniki pomiarów szybkości wsiąkania mają niezwykle istotne znaczenie dla krążenia wody na wierzchoinach, stokach i w dnach dolin. Przepuszczalność utworów powierzchniowych jest ważnym czynnikiem kształtowania odpływu z różnych pięter klimatyczno-roślinnych. Problemy te dokładniej omówiono w hydrologicznej części pracy.

9. HYDROGRAFIA I WIELOLETNIA ZMIENNOŚĆ PRZEPIŁYWÓW RZEK

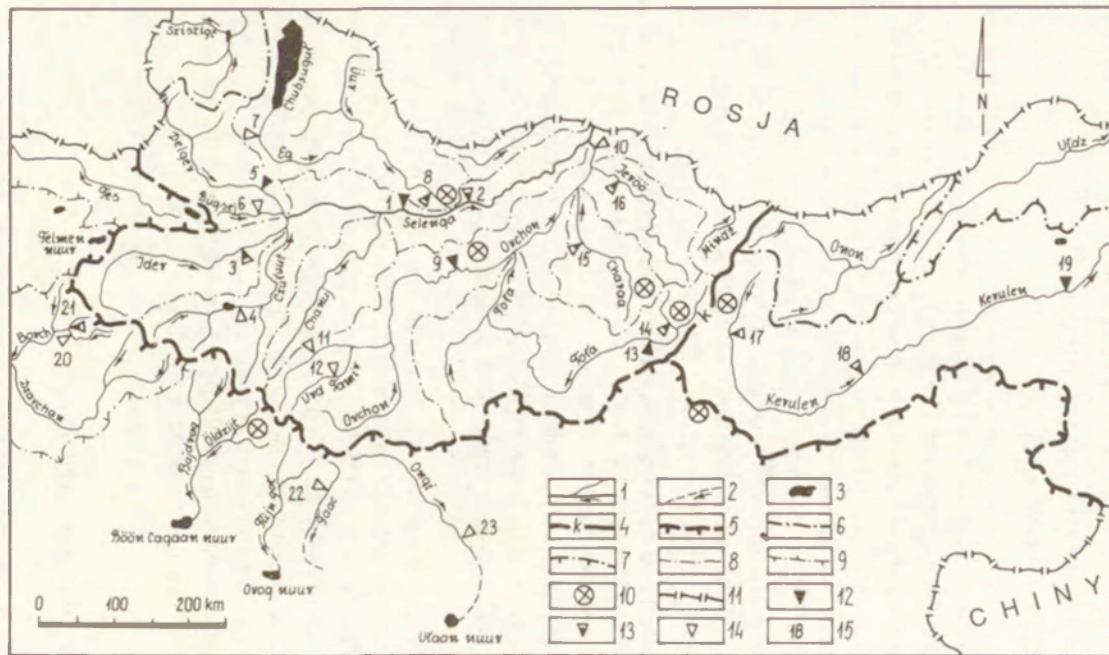
Wieloletnią zmienność średnich rocznych przepływów rzek przedstawiono na podstawie średnich ruchomych (wyrównanych), krzywych kumulacyjnych odchyień średnich rocznych przepływów od średnich z wielolecia oraz statystycznych miar i wskaźników zmienności. Jako miary zmienności wieloletniej przyjęto odchylenia przeciętne i standardowe, które pozwoliły obliczyć wskaźniki zmienności – zmienność względną i współczynnik zmienności (Gregory 1976). Dla interpretacji wyników badań hydrologicznych ważne jest ustalenie, czy prace terenowe prowadzono w latach wilgotnych, suchych lub przeciętnych. Odpowiedź na to pytanie uzyskano stosując roczne współczynniki przepływów, czyli iloraz średniego rocznego przepływu i średniej wieloletniej.

Podstawową zaletą przyjętych metod jest możliwość porównywania różnych dorzeczy, niezależnie od ich wielkości i zasobności w wodę. Zastosowane metody pozwalają ocenić reprezentatywność krótkich ciągów obserwacyjnych w stosunku do wieloletnich tendencji zmian przepływów. Tendencje te są głównie spowodowane zmianami sum opadów atmosferycznych, reakcja natomiast poszczególnych dorzeczy na wielkość zasilania zależy od naturalnych cech środowiska geograficznego i gospodarki człowieka.

Problem wieloletniej zmienności przepływów rzek Mongolii jest słabo poznany. Zagadnienie było jedynie sygnalizowane przez B. Mjagmardżava (1972), V. A. Semienova i B. Mjagmardżava (1977) oraz B. Bata (1979). Ten ostatni autor na podstawie współczynników zmienności przepływów niektórych rzek dorzecza Selengi dochodzi do dyskusyjnego stwierdzenia, że ich wielkość zależy od powierzchni zlewni i bliżej nie określonego współczynnika regionalnego. Wydaje się, że zmienność przepływów w większym stopniu jest uwarunkowana zdolnościami retencyjnymi dorzecza, zależnymi od warunków środowiska, niż wielkością zlewni.

9.1. SIEĆ HYDROGRAFICZNA

Pominięto szczegółowy opis sieci rzecznej Mongolii, zamieszczony w pracach E. M. Murzajewa (1952) i N. T. Kuzniecova (1959). Z prac tych pochodzą dane dotyczące powierzchni niektórych dorzeczy i długości rzek. Późniejsze opracowania bazują na pracy E. M. Murzajewa, ale niekiedy podają odmienne wartości liczbowe (np. Semienov, Mjagmardżav 1977). Szczególnie duże rozbieżności dotyczą danych morfometrycznych jezior, które przyjęto według Dż. Cerensodnoma (1977, 1979).



Ryc. 18. Sieć hydrograficzna północnej Mongolii i rozmieszczenie wykorzystanych w pracy posterunków hydrometrycznych
Mongolskiej Służby Hydrologicznej

1 – ciekі stałe, 2 – ciekі okresowe, 3 – jeziora; wododziały: 4 – kontynentalny, 5 – kontynentalny – bezodpływowy, 6 – dorzeczy głównych, 7 – bezodpływowy – na wododziale głównym, 8 – dorzeczy drugorzędnych, 9 – bezodpływowy – obszarów endoreicznych; 10 – rejony badań mongolsko-polskich ekspedycji, 11 – granice państwa; przekroje hydrometryczne o ciągach obserwacyjnych: 12 – od 21 do 25 lat, 13 – od 10 do 20 lat, 14 – poniżej 10 lat; 15 – numeracja posterunków hydrometrycznych: 1 – Chutag Somon, 2 – Ingettolgojn, 3 – Dzurch Somon, 4 – Tariat Somon (rzeka Suman), 5 – Mörön, 6 – Tömörbułag, 7 – Chatgal, 8 – Chantai Somon, 9 – Orchon Somon, 10 – Süchbaatar, 11 – Ichtamir (rzeka Choji Tamir), 12 – Cecerleg, 13 – Ułan Bator, 14 – Tereldź (rzeka Tereldź), 15 – Baruuncharaa, 16 – Jeröö, 17 – Bajandelger, 18 – Öndörchaan, 19 – Czobjalsan, 20 – Uliastaj (rzeka Borch – dawniej Bogdyn goł), 21 – Uliastaj (rzeka Czigistej), 22 – Narijnteel, 23 – Sajchan-Ovoo

Hydrography of the north Mongolia and distribution of the hydrometric stations of the Mongolian Hydrological Service. used in the work

1 – permanent streams, 2 – intermittent streams, 3 – lakes; watersheds: 4 – continental, 5 – continental without outflow, 6 – of main basins, 7 – without outflow – on the main watershed, 8 – of the secondary basins, 9 – of the endoreic areas – without outflow, 10 – regions of studies of the Mongolian-Polish expeditions, 11 – borders of the country; hydrometric cross-sections of observational courses: 12 – from 21 to 25 years, 13 – from 10 to 20 years, 14 – below 10 years; 15 – numeration of the hydrometric stations: 1 – Chutag Somon, 2 – Ingettolgojn, 3 – Dzurch Somon, 4 – Tariat Somon (Suman river), 5 – Moron, 6 – Tömörbułag, 7 – Chatgal, 8 – Chantai Somon, 9 – Orchon Somon, 10 – Süchbaatar, 11 – Ichtamir (Choi Tamir river), 12 – Cecerleg, 13 – Ulan Bator, 14 – Tereldz (Tereldz river), 15 – Baruuncharaa, 16 – Jeröö, 17 – Baiandelger, 18 – Öndörchaan, 19 – Tshoibalsan, 20 – Uliastai (Borch river – former Bogdyn gol), 21 – Uliastai (Tschigistej river), 22 – Nariinteel, 23 – Saichan-Ovoo

Zachodnia i południowa Mongolia leżą w granicach bezodpływowego obszaru Centralnej Azji, położonego między zlewiskami Morza Arktycznego, Oceanu Spokojnego i Oceanu Indyjskiego. Północna część kraju należy do zlewisk Morza Arktycznego i Pacyfiku, a kontynentalny dział wodny biegnie grzbietami Chenteju (ryc. 18). W zlewisku Morza Arktycznego (dorzecze Jeniseju) główną rzeką jest Selenga, która poprzez jezioro Bajkał i Angarę łączy się z Jenisejem. Część Gór Chubsugulskich odwadnia Sziszigt (ros. Sziszchid), stanowiący jeden ze źródłowych dopływów Jeniseju. W zlewisku Pacyfiku (dorzecze Amuru) głównymi rzekami są Onon i Kerulen. Onon łączy się z Amurem za pośrednictwem rzeki Sziłki. Wody Kerulenu uchodzą do położonego w Chinach jeziora Dałaj nuur, z którego okresowo odpływają do rzeki Argun i dalej do Amuru. Na wododziale Ononu i Kerulenu występuje duży, endoreiczny obszar bezodpływowy, odwadniany przez rzekę Ułdz.

W Mongolii łączna powierzchnia odwadniana rzekami w kierunku Rosji i Chin wynosi prawie 0,5 mln km², czyli 30% obszaru kraju. Na zlewisko Morza Arktycznego przypada około 303 000 km², z tego na dorzecze Selengi – 282 050 km². Głównymi węzłami hydrograficznymi są Chentej, Changaj i Góry Chubsugulskie. Z południowych i zachodnich skłonów Changaju spływają liczne rzeki, których ujścia znajdują się w bezodpływowych jeziorach Kotliny Wielkich Jezior i Doliny Jezior. Rzeki te często tworzą silnie rozbudowane, endoreiczne systemy wodne.

Największa rzeka kraju Selenga (Selenge mörön) przyjmuje swoją nazwę od połączenia rzek Delger (Delger mörön) i Ider (ryc. 18). Długość Selengi w granicach Mongolii wynosi 593 km, a łącznie z rzeką Ider (uważaną za źródłkową) – 1045 km. Najważniejszymi dopływami lewobrzeżnymi są Delger i Eg, odwadniające Góry Chubsugulskie. Do dolnego odcinka Delger uchodzi rzeka Bügsej, dawniej wypływająca z obecnie bezodpływowego jeziora Sangijn Dałaj nuur (Murzajew 1952). Eg odwadnia jezioro Chubsuguł, które jest drugim pod względem powierzchni (2620 km²) i najgłębszym (238,3 m) jeziorem Mongolii (Cerensodnom 1979).

Najważniejszymi prawobrzeżnymi dopływami Selengi są Ider, Chanuj i najdłuższa rzeka kraju – Orchon (1124 km). Rzeki Ider, Chanuj i górny odcinek Orchonu odprowadzają wody z północnego skłonu Changaju. Ider w dolnym biegu przyjmuje rzekę Czuluut, której największym dopływem jest Suman. Ten ostatni odwadnia jezioro Terchijn Cagaan nuur (61 km²), powstałe w wyniku przegrodzenia doliny lawą bazaltową. Dolina rzeki Suman, powyżej osady Tariat, jest obecnie Parkiem Narodowym ze względu na unikatowy krajobraz wulkaniczny z największym wulkanem Chorgo uul. Rzeką Czuluut, w rejonie ujścia Suman, tworzy głęboki kanion (do 50 m) wycięty w lawie bazaltowej. Wulkaniczny krajobraz ma także dolina górnego Orchonu, wysłana lawami bazaltowymi. Powyżej Karakorun (Charchorin) utworzono Park Narodowy, w którym rzeka tworzy kaniony, progi oraz wodospad o wysokości 20 m. Największym dopływem górnego Orchonu jest Tamir, który przyjmuje swoją nazwę poniżej połączenia dwóch górskich potoków – Urd Tamir i Chojt Tamir. Dolny odcinek Orchonu jest zasilany wodami chentejskich rzek: Toły, Charaa i Jeröö, odwadniającymi zachodni skłon gór (ryc. 18). Dorzecze Orchonu zajmuje 132 835 km², czyli 47% powierzchni dorzecza Selengi (w granicach Mongolii).

Na wschodnim skłonie Chenteju biorą początek rzeki Onon i Kerulen, należące do

zlewiska Pacyfiku. Dorzecze Kerulenu na terenie Mongolii zajmuje 116 455 km², a długość rzeki wynosi 1090 km. Wielkości te są niewiele mniejsze w porównaniu z Orchonem. Charakterystyczną cechą Kerulenu, płynącego głównie po stepowych równinach Wschodniej Mongolii, jest brak większych dopływów o stałym przepływie. Do endoreicznych obszarów Centralnej Azji należy zachodni i południowy skłon Changaju – dorzecza: Tes, Dzavchan, Bajdrag, Taac, Tüjn goł i Ongi.

Wszystkie rzeki Mongolii są rzekami górskimi. Średnie spadki wahają się od około 1‰ (Selenga, Toła, Kerulen) do 4–5‰ (Delger, Czuluut), najczęściej wynoszą 1–2‰ (Ider, Eg, Charaa). W wysokogórskich odcinkach dolin są znacznie większe, a w kotlinach i na równinach często spadają poniżej 1‰.

Profile podłużne rzek dorzecza Selengi można podzielić na 3 rodzaje: wklęsłe, wypukłe i schodkowate (Nacąg 1977, 1980). Rodzaj profilu zależy od intensywności młodych ruchów tektonicznych, które objęły górskie masywy Mongolii, a ich przejawem są uskoki tektoniczne, wylewy bazaltów i zawieszane doliny boczne. Wyrównane profile wklęsłe posiadają Toła i Kerulen, które nie przecinają pasm górskich, a ich źródła znajdują się w tektonicznie wypiętronym Chenteju. Profile wypukłe są charakterystyczne dla górnych i środkowych odcinków rzek przecinających masywy krystaliczne lub pokrywy bazaltowe (Orchon, Selenga, Ider). Niewyrównane, schodkowate profile podłużne, częściowo uwarunkowane czynnikami strukturalno-litologicznymi, mają te rzeki, których siła erozyjna nie nadąża za procesami endogenicznymi (Czuluut, Charaa, Jeröö).

Ważną cechą dolin północnej Mongolii jest duża zmienność ich szerokości z biegiem rzeki. Kotlinowate rozszerzenia o płaskich dnach i szerokich poziomach zalewowych są często połączone krótkimi i wąskimi odcinkami przelomowymi. Zwężenia dolin charakteryzują strome zbocza z wychodniami skał macierzystych, brak teras i występowanie jednego koryta o zwiększonym spadku (bystrza, prog). W kotlinach rzeki silnie meandrują (starorzecza) lub przyjmują charakter roztokowy. Koryta roztokowe są niestabilizowane, dzielą się na kilka ramion (do 10) i mogą ulegać zmianom po każdym wezbraniu.

Zmienna morfologia koryt i szerokość poziomów zalewowych na różnych odcinkach tej samej rzeki mają duże znaczenie hydrologiczne. Decydują o spłaszczeniu fal i retencji wód wezbraniowych w kotlinach, wielkości zasilania wód aluwialnych oraz możliwości tworzenia się zatorów lodowych i śryżowych. W surowym klimacie Mongolii zmienne głębokości i spadki koryt sprzyjają zamarzaniu do dna niektórych odcinków rzek i tworzeniu się nalodzi rzecznych.

9.2. POSTERUNKI HYDROMETRYCZNE I CIĄGI DANYCH OBSERWACYJNYCH

Systematyczne obserwacje wodowskazowe i pomiary przepływów na rzekach Mongolii rozpoczęto dopiero w połowie lat czterdziestych obecnego stulecia. Najwcześniej (1945 r.) założono wodowskazy na Selendze (przekrój Chutag) i na Orchonie – w rejonie miasta Bułgan (ryc. 18 – przekroje 1 i 9). Nieco później (1947 r.) objęto obserwacjami rzeki Delger (Mörön), Tołę (Ułan Bator) i Kerulen (Czobjałsan).

T a b e l a 7. Wykaz wykorzystanych w pracy przekrojów hydrometrycznych Mongolskiej Służby Hydrologicznej o ciągach obserwacyjnych powyżej 10 lat
Specification of the hydrometric cross-section of the Mongolian Hydrological Service, used in the work – of the observative courses above 10 years

Rzeka	Wodowskaz	Powierzchnia dorzecza (km ²)	Okres obserwacji	Liczba lat
Selenga	Chutag Somon	92 300	1945–1969	25
Orchon	Orchon Somon	23 600	1945–1969	25
Kerulen	Czobjałsan	71 500	1947–1969	23
Delger	Mörön	16 300	1947–1969	23
Toła	Ułan Bator	6 300	1947–1969	23
Charaa	Baruuncharaa	9 580	1951–1969	19
Tereldz	Tereldz	1 220	1972–1990	19
Czigistej	Uliastaj	1 050	1952–1969	18
Selenga	Ingettołgojn	139 000	1959–1969	11
Eg	Chantaj Somon	41 500	1959–1969	11
Kerulen	Öndörchaan	29 400	1959–1969	11
Ider	Dzürch Somon	19 800	1959–1969	11
Jeröö	Jeröö	8 975	1959–1969	11
Kerulen	Bajandelger	7 350	1951–1961	11

W latach pięćdziesiątych rozpoczęto pomiary na rzekach Charaa (1951 r.), Czigistej (1952 r.) oraz Ider, Eg i Jeröö (1959 r.). Założono także nowe przekroje hydrometryczne na Selendze (Ingettołgojn) i Kerulenie (Bajandelger, Öndörchaan). Rozbudowa posterunków obserwacyjnych trwa do chwili obecnej, a ich aktualne rozmieszczenie przedstawiono w *Narodowym Atlasie Mongolii* (1990).

Wybór miejsc pod wodowskazy sprawiał wiele problemów ze względu na często roztokowy charakter rzek. Pomiary przepływów na takich odcinkach nie dawały dobrych wyników z powodu zmiennej ilości czynnych ramion (w zależności od stanów wody) oraz ich niestabilnego położenia. Przykładem jest dolina Toły w Ułan Bator, gdzie w latach 1943–1946 przeprowadzono pomiary przepływów. Ich natężenie okazało się kilkakrotnie niższe od zmierzonego w Songino (12 km poniżej stolicy), gdzie dolina ulega zwężeniu, a rzeka płynie jednym korytem (Kuzniecov 1959). Doświadczenia w rejonie Ułan Bator miały istotny wpływ na lokalizację nowych przekrojów hydrometrycznych.

Obecnie tylko kilka posterunków na rzekach Mongolii dysponuje ciągami danych o okresie 40–50 lat, ale udało się jedynie uzyskać nie publikowane materiały Mongolskiej Służby Hydrologicznej do 1969 r. włącznie (Mjagmardżav, Semienov 1975). Wyjątek stanowi rzeka Tereldz (dopływ górnej Toły), odwadniająca centralne, wysokogórskie partie Chenteju (ryc. 18 – przekrój 14), dla której dysponowano danymi za okres 1972–1990 (19 lat). Mają one niezwykle istotne znaczenie dla poznania tendencji zmian odpływu rzecznego w ostatnim 20-leciu, obejmującym lata badań mongolsko-polskich ekspedycji fizycznogeograficznych. Uzyskanie nowych, poufnych danych dla innych posterunków nie jest możliwe, a mongolskie placówki naukowo-ba-

dawcze mogą je zamawiać odpłatnie w Instytucie Meteorologii i Hydrologii w Ułan Bator.

W tabeli 7 zamieszczono wykaz wykorzystanych przekrojów hydrometrycznych o ciągach danych powyżej 10 lat, uszeregowany według ilości lat obserwacji (lokalizacja – ryc. 18). Z zestawienia wynika, że 14 przekrojów posiada ciągi danych nie krótsze niż 11 lat, które w większości obejmują okres 1959–1969. Dla 5 wodowskazów ciągi obserwacyjne przekraczają 20 lat (23–25 lat), dla 2 wynoszą 19 lat i dla 1 przekroju – 18 lat. Aż 10 wodowskazów znajduje się w dorzeczu Selengi, z tego połowa w zlewni Orchonu, 3 są zlokalizowane na Kerulenie, a tylko 1 reprezentuje południowy skłon Changaju. Nie dysponowano danymi dla rzeki Onon, odwadniającej północno-wschodni Chentej. Zlewnie zamknięte wodowskazami mają różną wielkość – od 1050 km² do 139 000 km². Łączna powierzchnia kontrolowana wodowskazami wynosi około 354 000 km², czyli jest większa niż obszar Polski. Odległość między najbardziej oddalonymi przekrojami wynosi prawie 1400 km.

Serie danych o długości co najmniej 18 lat (8 wodowskazów) uznano za wystarczające do przedstawienia problemu wieloletniej zmienności przepływów rzek, w tym wskaźników statystycznych. Ciągi 11-letnie (1959–1969), którymi dysponuje 12 przekrojów, porównano z rzekami posiadającymi dłuższe serie danych w celu sprawdzenia zgodności wieloletnich tendencji zmian przepływu. Oddzielnie omówiono zmienność przepływów rzeki Tereldź w latach 1972–1990 ze względu na aktualność danych.

9.3. WIELOLETNIE TENDENCJE ZMIAN ODPLYWU RZECZNEGO

W literaturze hydrologicznej z obszaru Mongolii są podawane różne wartości średnich wieloletnich przepływów rzek w zależności od przyjętego okresu obserwacji. W tabeli 8 przedstawiono własne obliczenia dla wybranych przekrojów, za okresy o różnej długości, wykonane na podstawie materiałów źródłowych Mongolskiej Służby Hydrologicznej (Mjagmardżav, Semienov 1975). Średnie wieloletnie przepływy podano w wartościach bezwzględnych i w procentach, przyjmując za 100% okres 11-letnia (1959–1969).

Z zestawienia wynika, że średnie wieloletnie przepływy są wyraźnie mniejsze dla dłuższych ciągów danych, z wyjątkiem rzeki Czigistej. Na rzekach Changaju i Gór Chubsugulskich (górną część tabeli) przeciętne przepływy za lata 1959–1969 były wyższe w stosunku do okresu 1947–1969 o 8–10%, a na rzekach Chenteju (Toła, Kerulen) – o 18–20%. Jeszcze większy przyrost przepływu w porównywanych okresach (ponad 20%) wystąpił prawdopodobnie na rzece Charaa, której średni przepływ w latach 1959–1969 był już o 17% wyższy niż w okresie 1952–1969. Odwrotną tendencję wykazuje rzeka Czigistej, której przeciętny przepływ w dłuższym okresie (1952–1969) był o 13% niższy w porównaniu z latami 1959–1969.

Na podstawie powyższych danych można stwierdzić, że odpływ rzeczny na obszarze północnej Mongolii w latach 1959–1969 wyraźnie wzrósł w stosunku do dłuższych serii obserwacyjnych. Jest to szczególnie widoczne na rzekach Chenteju, co znajduje uzasadnienie w warunkach cyrkulacji atmosferycznej. Nie ulega wątpliwo-

T a b e l a 8. Średnie wieloletnie przepływy rzek Mongolii
Mean many years' discharges of the Mongolian rivers

Okres obserwacji	Liczba lat	Selenga Chutag Somon		Orchon Orchon Somon		Delger Mörön	
		Q	%	Q	%	Q	%
		1959–1969	11	156,6	100,0	47,6	100,0
1952–1969	18	150,6	96,2	47,3	99,4	37,7	95,9
1947–1969	23	143,1	91,4	43,1	90,5	36,2	92,1
1945–1969	25	143,7	91,8	43,6	91,6	–	–

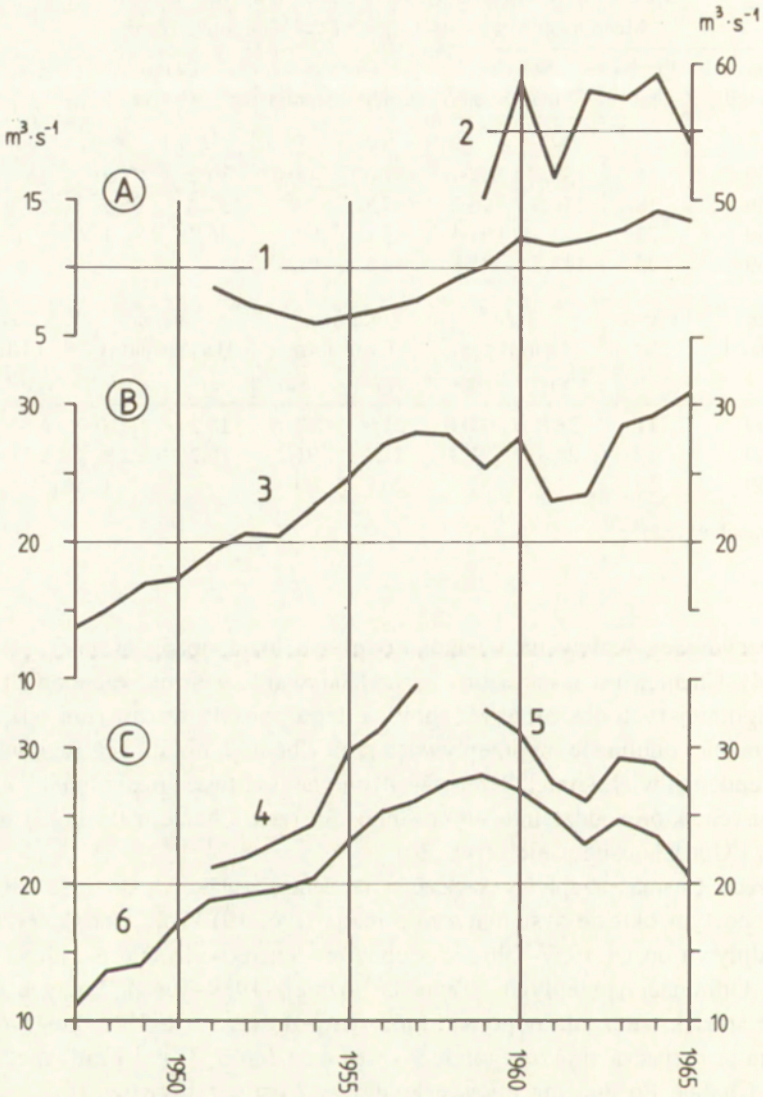
Okres obserwacji	Liczba lat	Toła Ułan Bator		Kerulen Czojbałsan		Charaa Baruuncharaa		Czigistej Uliastaj	
		O	%	Q	%	Q	%	Q	%
		1959–1969	11	28,8	100,0	25,0	100,0	12,3	100,0
1952–1969	18	26,3	91,3	22,8	91,2	10,2	82,9	5,1	113,3
1947–1969	23	23,5	81,6	20,2	80,8	–	–	–	–

Q – przepływ w $m^3 s^{-1}$.

ści, że decydujący wpływ na wielkość odpływu mają opady atmosferyczne (por. rozdz. 9.4). Chentej jest wystawiony na oddziaływanie wiatrów zachodnich i należy do najwilgotniejszych obszarów Mongolii. Z tego powodu wzrost sum opadów znacznie wyraźniej odbija się na przepływach rzek Chenteju niż innych regionów kraju. Analizę tendencji wieloletnich przeprowadzono na podstawie pięcioletnich krzywych wyrównanych, które oddzielnie wykreślono dla rzek Chenteju (ryc. 19) oraz rzek Changaju i Gór Chubsugulskich (ryc. 20).

Na rzece Charaa przepływy wykazują tendencję zniżkową do pięciolecia 1954–1958, a po tym okresie systematycznie rosną (ryc. 19). Tołą charakteryzuje stały wzrost odpływu do lat 1957–1961. Podobną tendencję wykazuje Kerulen (Czojbałsan), ale kulminacja przepływu przypada później (1959–1963). Po tych okresach następuje spadek natężenia odpływu, który trwa do lat 1961–1965 lub 1962–1966. Fluktuacja ta zaznacza się szczególnie wyraźnie na Jeröö, Tole i Kerulenie, a bardzo słabo na Charaa. Po niej ma miejsce kolejny wzrost przepływów Toły, osiągający maksimum w okresie 1965–1969, a na Kerulenie po krótkim zwiększeniu odpływu (1963–1967) następuje dalszy jego spadek. Dla Kerulenu są charakterystyczne podobne tendencje zmian przepływów w górnym, środkowym i dolnym odcinku. Rzeka ta, pozbawiona stałych dopływów, ma bardziej wyrównane i tylko nieco wyższe przepływy w dolnym biegu (Czojbałsan).

Dla dorzecza Charaa i Toły, w odróżnieniu od Kerulenu i innych rzek północnej Mongolii (ryc. 19 i 20), jest charakterystyczny właściwie stały wzrost odpływu w analizowanym okresie. Szczególnie dotyczy to rzeki Charaa, która nie wykazuje nawet typowych dla pozostałych rzek fluktuacji przepływów, spowodowanych zmiennym zasilaniem. W tym wypadku wiązanie trwałej tendencji wzrostu odpływu wyłącznie ze zwiększeniem sum opadów nie jest wystarczające, tym bardziej, że w badanym



Ryc. 19. Krzywe wygładzone (okresy pięcioletnie) średnich rocznych przepływów rzek Chenteju za lata 1947–1969 (data stanowi pierwszy rok okresu)

A – Chentej zachodni: 1 – Charaa (Baruuncharaa), 2 – Jeroo (Jeröö); B – Chentej południowy: 3 – Tola (Ulan Bator); C – Chentej wschodni – Kerulen: 4 – Bajandelger, 5 – Öndörchaan, 6 – Czojbalsan

Moving average curves (five-years periods) of the mean yearly discharges of the rivers of Chentei for the years 1947–1969 (date makes the first year of the period)

A – west Chentei: 1 – Charaa (Baruuncharaa), 2 – Jeroo (Jeroo); B – south Chentei: 3 – Tola (Ulan Bator); east Chentei – Kerulen: 4 – Baiandelger, 5 – Öndörchaan, 6 – Tschoibalsan

okresie górskie potoki zasilające rzekę były wykorzystywane do nawadniania pól (osadnictwo chińskie), co znacznie zwiększało ewapotranspirację.

Dolina Charaa jest przykładem zakłócenia chwiejnej równowagi ekologicznej na granicy stepu i lasu w wyniku gospodarki człowieka, a zwłaszcza wycięcia lasów. Na zachodnim skłonie Chenteju górskie tajga, podścielona wieloletnią zmarzliną, osiąga najniższe położenie w Mongolii. W połączeniu z linią kolejową i szosą Ułan Bator–Irkuck stwarza to korzystne warunki do wycięcia lasów (tartaki) i wywozu drewna. Dolina Charaa należy do najlepiej zagospodarowanych na obszarze kraju, do czego w dużej mierze przyczyniła się linia kolejowa (uruchomiona w 1949 r.), łącząca główne ośrodki osadnicze i przemysłowe Mongolii.

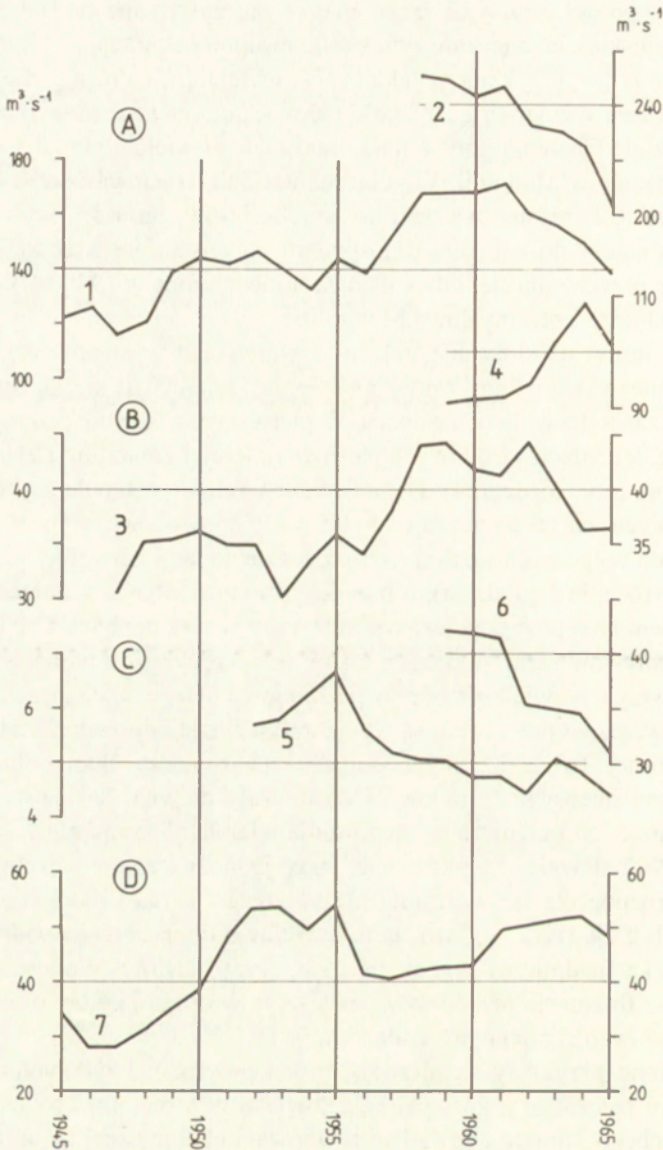
Wycinanie lasów na stokach górskich w warunkach występowania wieloletniej zmarzliny ma niezwykle istotny wpływ na obieg wody. Wydaje się, że zmiana stosunków wodnych zachodzi w dwóch etapach. W pierwszym następuje przesuszenie gruntu, a w efekcie degradacja stropowych partii wieloletniej zmarzliny i zwiększony odpływ podziemny (por. rozdz. 6.4). Degradacja zmarzliny postępuje szybciej w latach suchych i ciepłych, co rekompensuje ubytki wody spowodowane ewapotranspiracją. Z kolei w latach wilgotnych i chłodnych proces degradacji zmarzliny ulega zahamowaniu lub odwróceniu (agradacja), a o zwiększonym odpływie z dorzecza decydują opady. Wynikiem tych procesów jest systematyczny wzrost odpływu i brak wyraźnych fluktuacji przepływów rzek. W drugim etapie w miarę wzrostu głębokości zalegania zmarzliny jej wpływ na wielkość odpływu stopniowo maleje, a jednocześnie zwiększa się rola opadów, czego przejawem są wyraźne fluktuacje odpływu rzeczno-

Zlewnie górnej Toły i Kerulenu, położone na zapleczu Ułan Bator, od dawna stanowiły rejony intensywnej hodowli i dostarczały drewna. Są one bardziej suche i słabiej zalesione, co ogranicza występowanie wieloletniej zmarzliny. Mniej więcej od lat 1958–1962 zlewnie te wykazywały stałą, jednoznaczną tendencję wzrostu odpływu, która rozpoczęła się wcześniej niż na rzece Charaa i nie jest spotykana na innych rzekach kraju (ryc. 19). Można to częściowo tłumaczyć gospodarczą działalnością człowieka (nadmierny wypas zwierząt, wyręb lasów). Wpływ ten zakłócają jednak wyraźne fluktuacje przepływów, zwłaszcza w drugiej połowie analizowanego okresu, spowodowane zmiennym zasilaniem.

Przedstawione przykłady są pierwszą próbą powiązania wieloletnich tendencji zmian odpływu rzeczno- z gospodarką człowieka w Mongolii. Problem ten w warunkach półsuchego klimatu i chwiejnej równowagi ekologicznej na granicy różnych stref roślinnych ma doniosłe znaczenie dla planowania przestrzennego. Duże i słabo zaludnione obszary kraju zachowały dotychczas swój naturalny charakter, ale problem zagrożeń środowiska ostro pojawia się w ośrodkach miejsko-przemysłowych i rejonach rolniczych.

Dla rzek Changaju i Gór Chubsugulskich krzywe wyrównane średnich rocznych przepływów wykazują różne tendencje (ryc. 20). Zbieżne fluktuacje, z niewielkimi przesunięciami czasowymi, mają Selenga (Chutag, Ingettołgojn) oraz jej główne dopływy źródłiskowe – Delger i Ider. Rzeki te posiadały najwyższe przepływy na przełomie lat pięćdziesiątych i sześćdziesiątych lub w pierwszej połowie lat sześćdziesiątych.

Odwrotną tendencję wykazuje rzeka Eg, której przepływ w końcu rozpatrywanego



Ryc. 20. Krzywe wygładzone (okresy pięcioletnie) średnich rocznych przepływów rzek Changaju i Gór Chubsugulskich za lata 1945–1969 (data stanowi pierwszy rok okresu)

A – Selenga: 1 – Chutag Somon, 2 – Ingettolgojn; B – Góry Chubsugulskie: 3 – Delger (Mörön), 4 – Eg (Chantai Somon); C – Changaj: 5 – Czigitestej (Uliastaj), 6 – Ider (Dzürch Somon); D – Changaj: 7 – Orchon (Orchon Somon)

Moving average curves (five-years' periods) of the mean yearly discharges of the rivers of Chugai and Chubsugulian Mountains for the years 1945–1969 (the date makes the first year of the period)

A – Selenga: 1 – Chutag Somon, 2 – Ingettolgojn; B – Chubsugulian Mountains: 3 – Delger (Mörön), 4 – Eg (Chantai Somon); C – Changai: 5 – Tschigistei (Uliastaj), 6 – Ider (Dzürch Somon); D – Changai: 7 – Orchon (Orchon Somon)

okresu wyraźnie wzrastał. Nie można tego tłumaczyć retencyjnym oddziaływaniem jeziora Chubsugui i czasowym przesunięciem kulminacji przepływów w stosunku do Selengi. Procentowy udział Eg w przepływie Selengi (Ingettołgojn) wynosił w okresie 1959–1969 średnio 42%, w latach 1964–1968 – 48%, a w roku 1968 – aż 63%. Tak znaczna rola Eg w zasilaniu Selengi nie znalazła odbicia w przebiegu średnich ruchomych. Istnieje więc inna przyczyna stwierdzonej niezgodności, którą może być zmiana przekroju poprzecznego koryta Eg w profilu wodowskazowym Chantaj, gdzie rzeka pokonuje szeroką, śródgórską kotlinę. W wyniku akumulacji materiału w korycie podwyższonym stanom wody nie odpowiadają podane wartości przepływów.

W warunkach hydrologicznych Mongolii zmiana przekrojów poprzecznych koryt w profilach wodowskazowych jest poważnym problemem. W krótkich, kilkuletnich okresach stosunkowo stabilne są koryta erozyjne w wysokogórskich i przełomowych odcinkach rzek. Z powodu występowania skał macierzystych i małej miąższości aluwów procesy korytowe przebiegają tutaj wolniej i dominuje tendencja do obniżania dna koryt. Potwierdzają to krzywe konsumpcyjne dla wodowskazów na rzekach Charaa, Delger i Orchonie (przekrój Orchon), zamieszczone w pracy Dż. Nacaga (1977).

Dużą zmiennością cechują się koryta rzek płynących w szerokich dolinach i kotlinach, które ulegają erozji lub akumulacji po każdym wezbraniu. W sezonie letnim wezbrań tych jest zwykle kilka, co praktycznie uniemożliwia konstruowanie nowych krzywych konsumpcyjnych po przejściu każdej fali wezbraniowej. Przykładem wpływu procesów korytowych na stany wody i przepływy rzek są Toła w Ułan Bator i Orchon w przekroju Süchbaatar. W ciągu kilku lat, przy tych samych stanach wody, natężenia przepływów różniły się o ponad 100% (Nacag 1977). Jednocześnie identyczne przepływy były notowane przy różnicach stanów wody dochodzących do 40–50 cm (Ułan Bator) i 70–80 cm (Süchbaatar).

W świetle powyższych faktów dane dotyczące przepływów rzek Mongolii trzeba traktować z dużą ostrożnością, mimo stosowania w pomiarach współczesnych metod hydrometrycznych. Dotyczy to także obliczeń statystycznych, w których zakłada się, że materiały wyjściowe są wartościami rzeczywistymi. W Mongolii dane te mają charakter przybliżony, niekiedy szacunkowy, a błędy obliczeń wynikające z różnej długości ciągów obserwacyjnych są z pewnością mniejsze od popełnianych przy konstrukcji krzywych konsumpcyjnych.

W wysokogórskiej, małej zlewni Czigistej, począwszy od lat 1955–1959, występuje ciągły spadek wielkości odpływu, niezgodny z innymi dorzeczami (ryc. 20). Bez szczegółowych badań trudno stwierdzić, czy jest on spowodowany warunkami klimatycznymi, erozją koryta, gospodarczym wykorzystaniem wód (nawadnianie pól, zaopatrzenie w wodę miasta Uliastaj), czy też innymi czynnikami.

Charakterystyczny przebieg ma krzywa wyrównana przepływów Orchonu. Nie wykazuje ona podobieństwa do żadnej innej rzeki Mongolii. Mniejsze fluktuacje przepływów nie mają odpowiedników na pozostałych rzekach i z reguły mają przeciwny znak. Świadczy to o odmiennym przebiegu procesów hydrologicznych, na które istotny wpływ wywierają bardzo zróżnicowane warunki środowiska i gospodarka człowieka. Górna, lewobrzeżna część dorzecza (powyżej wodowskazu Orchon) jest odwadniana przez górskie potoki Changaju. W części środkowej rzeka tworzy obszer-

ną dolinę (kotlinę) z szerokimi poziomami zalewowymi i jeziorem Ögij nuur (25,1 km²), a w dolnej przełamuje się przez niskie pasma górskie. W dolinie Orchonu jest stosowane nawadnianie pól uprawnych, np. w rejonie Karakorum obserwowano w 1992 r. duże obszary użytków rolnych o płytkim poziomie wody podziemnej, lokalnie stagnującej na powierzchni terenu. Specyficzne warunki krążenia wody, a zwłaszcza zdolności retencyjne dorzecza (poziomy zalewowe, aluwia rzeczne, jeziora) i znaczne straty wody na parowanie (nawadnianie pól) w istotny sposób wpływają na odrębność reżimu hydrologicznego rzeki.

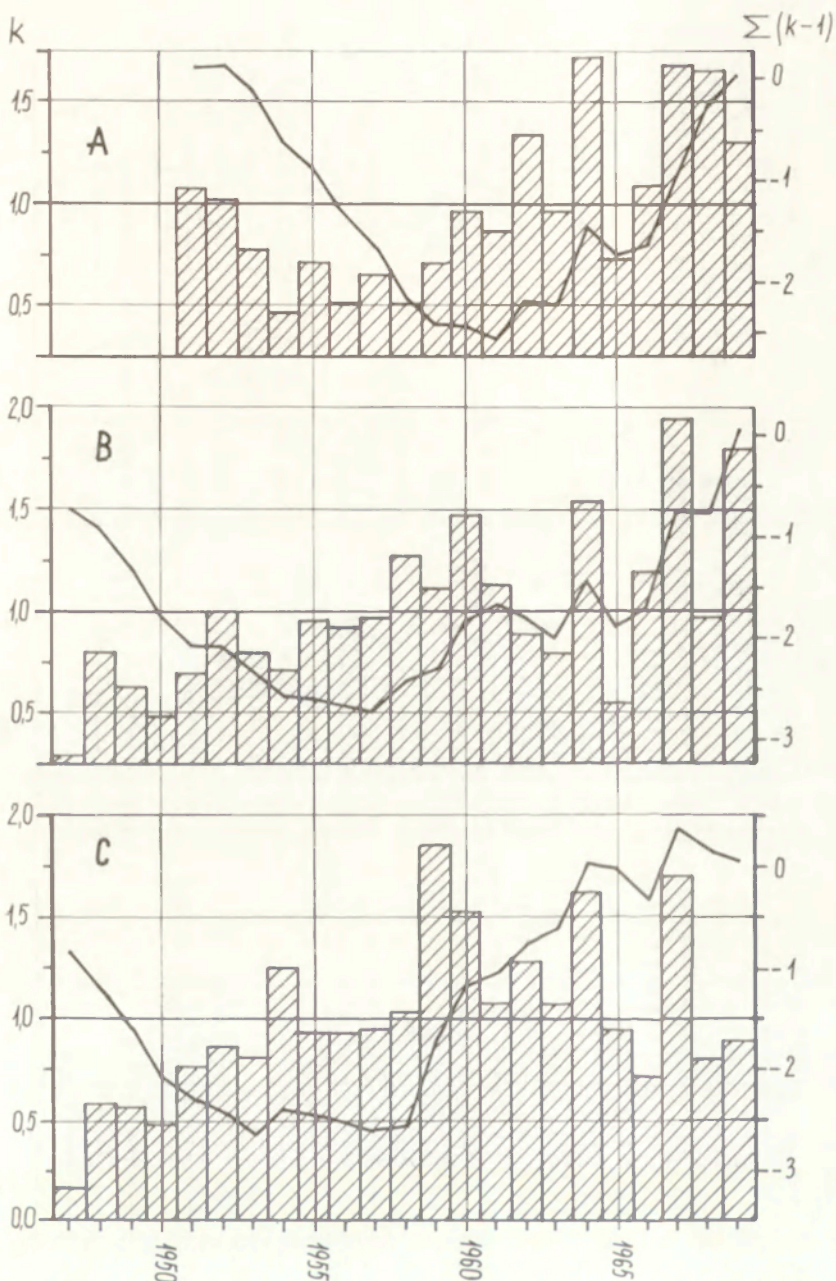
9.4. DATY ZMIAN TENDENCJI WIELOLETNIICH. LATA SUCHE I MOKRE

Wadą zastosowanych w rozdziale 9.3 krzywych wyrównanych średnich rocznych przepływów są często trudności w określeniu pięcioleci o najwyższych i najniższych średnich przepływach, a przede wszystkim brak możliwości dokładnego ustalenia daty zmian. Problem ten rozwiązują krzywe kumulacyjne odchyłeń średnich rocznych przepływów od średniej z wielolecia, czyli krzywe kumulacyjne rocznych współczynników przepływów (Gregory 1976). Wykreślono je dla kilku rzek Chenteju (ryc. 21) oraz Changaju i Gór Chubsugulskich (ryc. 22), posiadających najdłuższe serie danych obserwacyjnych. Na tych samych rysunkach zamieszczono diagramy rocznych współczynników przepływów, które pozwalają wyróżnić lata o zdecydowanie wyższym lub niższym przepływie w stosunku do średniej wieloletniej, czyli lata mokre i suche. Diagramy umożliwiają również określenie względnych odchyłeń od średniej, przy czym wartość $k = 1,0$ odpowiada średniej wieloletniej. Wadą przyjętych metod jest to, że w przypadku wystąpienia stałej, jednokierunkowej tendencji zmian przepływów wartość przeciętna jest uśrednieniem tej tendencji i warunków obiegu wody w zlewni.

Na rzekach północnej Mongolii daty zmian wieloletnich tendencji natężenia przepływów przypadają na różne lata, czyli są asynchroniczne. Można wyróżnić 3 grupy rzek o podobnych tendencjach zmian przepływów. Do pierwszej należy Charaa, której okres niskich przepływów zakończył się w 1961 r. (ryc. 21), a później obserwowano stałą tendencję wzrostu przepływów (por. ryc. 19).

Do drugiej grupy należą rzeki Chenteju (Toła, Kerulen) oraz Selenga i Delger (ryc. 21 i 22). Na rzekach tych przepływy niższe od średnich wieloletnich dominowały do 1957 r., przy czym na Kerulenie okres zmniejszonego przepływu był szczególnie wyraźny do 1953 r. Od 1957 r. na wszystkich rzekach tej grupy rozpoczął się okres zwiększonych przepływów. Objął on duże obszary północnej części kraju, poczynając od Gór Chubsugulskich (Delger) do równin Wschodniej Mongolii (Kerulen), z wyjątkiem rzeki Charaa. Warto dodać, że mniejsze fluktuacje przepływów w latach szczególnie wilgotnych (np. 1964 r.) wyraźnie zaznaczyły się na wszystkich rzekach Chenteju, łącznie z Charaa. Dla Selengi i Delger jest charakterystyczna uderzająca zgodność drobnych fluktuacji, przy jednocześnie dużych różnicach w porównaniu z rzekami Chenteju.

Trzecią grupę reprezentują rzeki Changaju – Czigestej i Orchon (ryc. 22). Ich wspólną cechą jest to, że okres o zwiększonym przepływie rozpoczął się 3–5 lat

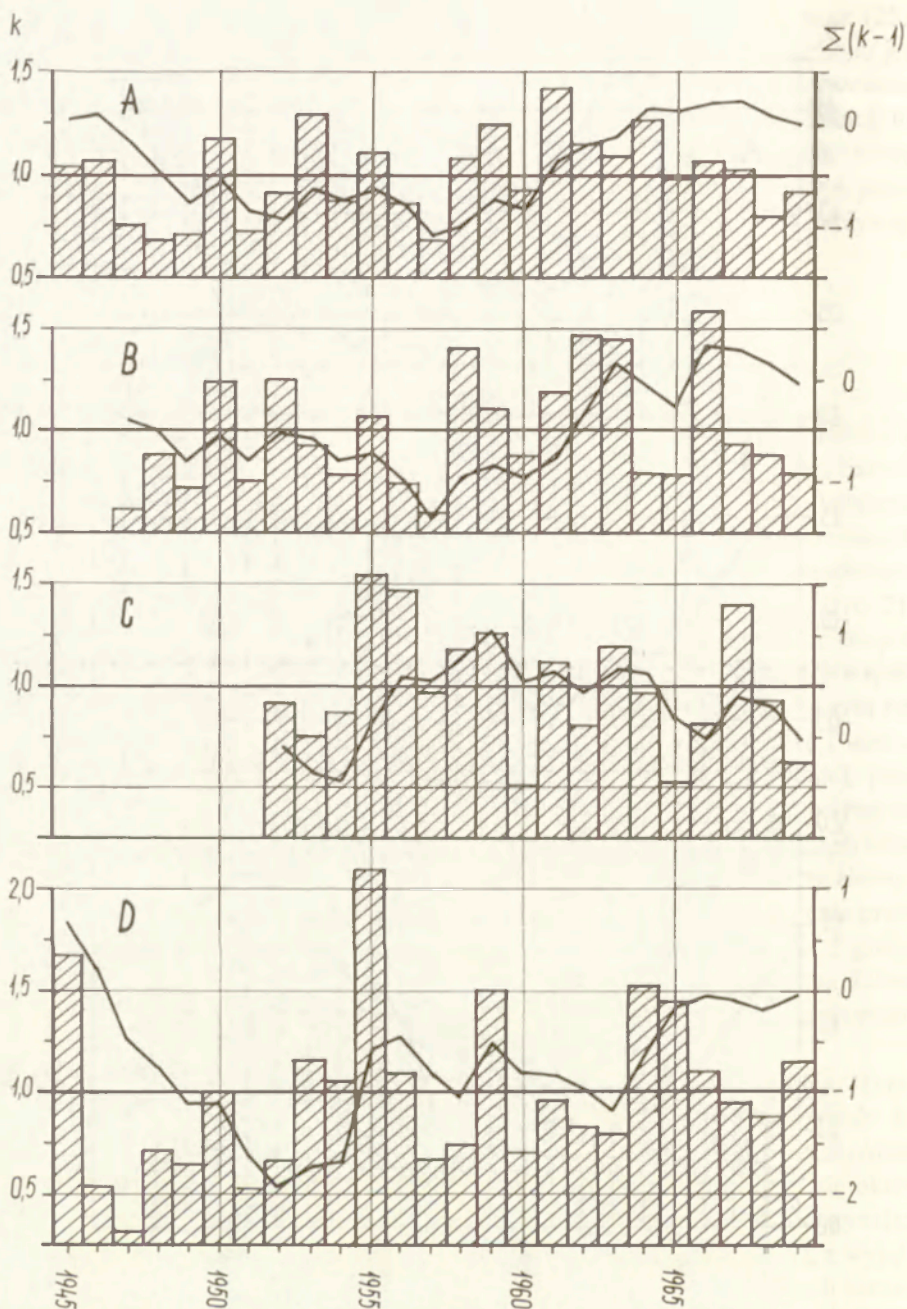


Ryc. 21. Diagramy i krzywe kumulacyjne rocznych współczynników przepływów (K) rzek Chenteju za lata 1947–1969

A – Charaa (Baruuncharaa), B – Tola (Ulan Bator), C – Kerulen (Czobjalsan)

Diagrams and cumulative curves of the yearly coefficient of Chentei rivers' discharges (K) for the years 1947–1969

A – Charaa (Baruuncharaa), B – Tola (Ulan Bator), C – Kerulen (Tschoibalsan)

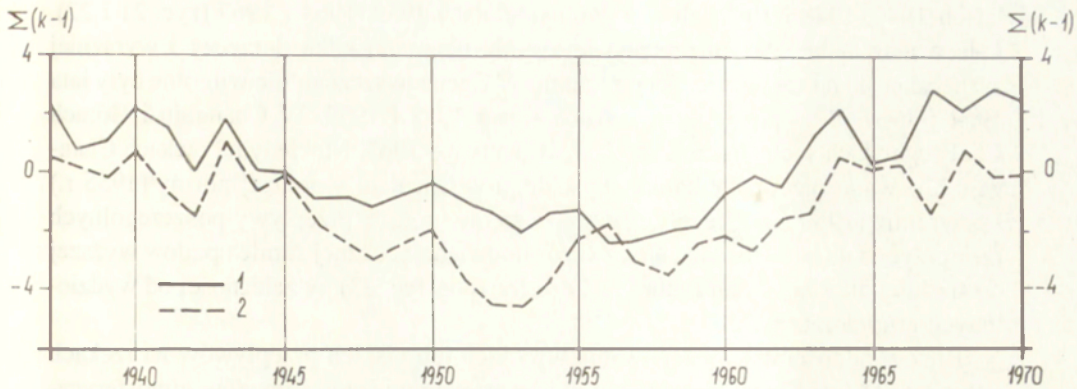


Ryc. 22. Diagramy i krzywe kumulacyjne rocznych współczynników przepływów (K) rzek Changaju i Gór Chubsugulskich za lata 1945–1969

A – Selenga (Chutag Somon), B – Delger (Mörön), C – Czigistej (Uliastaj), D – Orchon (Orchon Somon)

Diagrams and cumulative curves of the yearly coefficients of discharges (K) of the rivers of Changai and Chubsugulian Mountains for the years 1945–1969

A – Selenga (Chutag Somon), B – Delger (Mörön), C – Tschigistei (Uliastai), D – Orchon (Orchon Somon)



Ryc. 23. Krzywe kumulacyjne rocznych współczynników sum opadów (K) za lata 1937–1970 (wg Semienov, Mjagmardżav 1977)

1 – Ułan Bator, 2 – Cecerleg

Cumulative curves of the yearly coefficients of precipitates' sums (K) for the years 1937–1970 (after Semienov and Miagmardzav 1977)

1 – Ułan Bator, 2 – Cecerleg

wcześniej w porównaniu z rzekami drugiej grupy. Przepływy Czigitsej wyraźnie wzrastały od 1954 r., ale już po 1959 r. wykazywały tendencję spadkową. Odpływ z dorzecza Orchonu był niski do 1952 r., a po tej dacie wzrastał. Omawiane rzeki wykazują jednak zasadnicze różnice lub przesunięcia czasowe w przebiegu większych i drobnych fluktuacji przepływów, które także wyraźnie odbiegają od innych rzek północnej Mongolii.

Celem określenia roli opadów w kształtowaniu wieloletnich przepływów rzek wykorzystano krzywe kumulacyjne rocznych współczynników sum opadów dla stacji Ułan Bator (Chentej) i Cecerleg (Changaj), opracowane przez V. A. Semienova i B. Mjagmardżava (1977) (ryc. 23). Wynika z nich, że w Ułan Bator okres o przewadze lat suchych trwał do 1956 r., a potem dominowały lata wilgotne. Jest to zgodne z wieloletnim przebiegiem przepływów Toły, Kerulenu, Selengi i rzeki Delger, na których okres niskich przepływów zakończył się rok później. W Changaju (Cecerleg) koniec okresu stosunkowo suchego przypadł 3 lata wcześniej, czyli w 1953 r., co odpowiada przepływowi rzek Czigitsej i Orchon (przesunięcia czasowe wynoszą ± 1 rok).

Powyższe dane świadczą dobitnie o decydującej roli opadów w zasilaniu rzek Mongolii. Asynchroniczność dat zmian tendencji opadowych w Chenteju i w Changaju znajduje potwierdzenie w przepływach rzek. Wyjątek stanowi dorzecze Charaa, co jest dowodem na wcześniej przedstawione zmiany stosunków wodnych pod wpływem gospodarki człowieka. Warto dodać, że drugorzędne fluktuacje sum opadów w Ułan Bator na ogół mają swoje odpowiedniki w przepływach rzek zaliczonych do drugiej grupy. Fluktuacje opadów na stacji Cecerleg w dużym stopniu powtarzają przepływy Orchonu, ale znacznie różnią się od przepływów Czigitsej.

Lata o niskich lub wysokich przepływach rzadko występują jednocześnie na wszystkich lub prawie wszystkich rzekach północnej Mongolii, jak w wyjątkowo suchych

latach 1947, 1948 i 1949 lub w wilgotnych latach 1959, 1964 i 1967 (ryc. 21 i 22). Lata o małym lub dużym przepływie zwykle obejmują kilka dorzeczy i wyraźniej zaznaczają się na rzekach jednego regionu. W Chenteju szczególnie wilgotne były lata 1964 i 1967, a na pozostałych rzekach – lata 1955 i 1959. W Changaju i Górach Chubsugulskich suchy był rok 1957, a w Chenteju – 1965. Niekiedy na rzekach Changaju notowano przepływy bardzo wysokie, a w Chenteju – poniżej normy (1955 r.) i odwrotnie (1960 r.). Z reguły najwyższe średnie roczne przepływy poszczególnych rzek przypadają na różne lata, ale zawsze odpowiadają rocznej sumie opadów wyższej od średniej dla stacji Ułan Bator lub Cecerleg (por. ryc. 23), w zależności od wydzielonych grup dorzeczy.

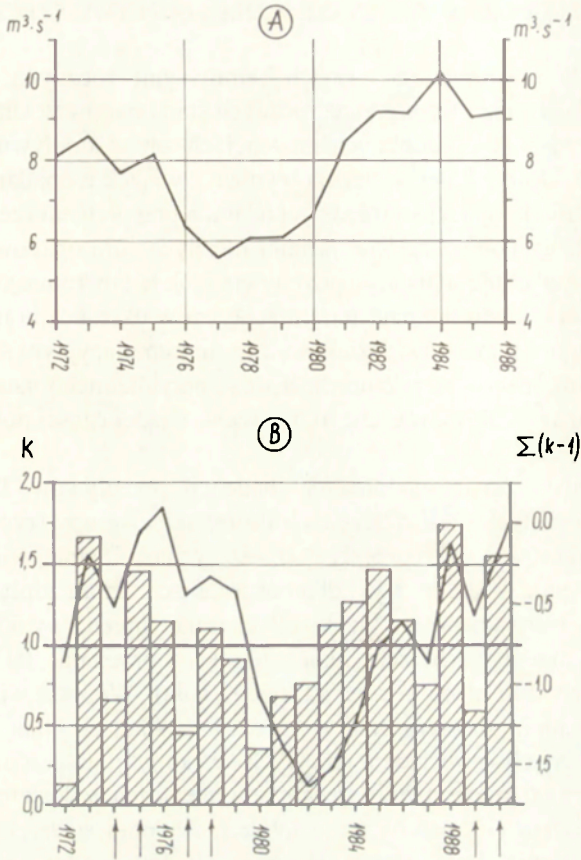
Brak zgodności dat występowania wysokich lub niskich przepływów na rzekach północnej Mongolii jest głównie wynikiem asynchroniczności opadów atmosferycznych. Zróżnicowanie odpływu rzecznego w danym regionie zależy przede wszystkim od warunków środowiska, a ostatnio także od gospodarki człowieka. Z czynników naturalnych istotne znaczenie mają stosunki mikro- i mezoklimatyczne, a zwłaszcza lokalne opady burzowe, własności retencyjne dorzecza, udział zasilania podziemnego i wiele innych. Warto dodać, że w suchym klimacie Mongolii kilka deszczów nawalnych o małym zasięgu przestrzennym, często nie notowanych przez stacje meteorologiczne, może istotnie wpłynąć na roczną wielkość odpływu rzecznego.

9.5. WIELOLETNIA ZMIENNOŚĆ PRZEPIYWÓW RZEK CHENTEJU W LATACH 1972–1990 NA PRZYKŁADZIE DORZECZA TERELDŹ

Tereldź jest prawobrzeżnym dopływem górnej Toły i odwadnia południowy skłon Baga Chenteju – najwyższego pasma górskiego Chenteju (2800 m n.p.m.). Wysokogórskie dorzecze Tereldź zachowuje do chwili obecnej swój naturalny charakter, nie zakłócony gospodarczą działalnością człowieka. Wodowskaz zamykający zlewnię (1220 km²) znajduje się w ośrodku wypoczynkowym Tereldź, położonym na wysokości około 1500 m n.p.m. (ryc. 18 – przekrój 14). Charakter dorzecza i lokalizacja wodowskazu sprawiają, że Tereldź jest jedyną kontrolowaną zlewnią, którą można uznać za reprezentatywną dla wysokogórskich partii Chenteju. Wieloletnią zmienność średnich rocznych przepływów rzeki, z zaznaczeniem okresów badań hydrologicznych w ramach mongolsko-polskich ekspedycji, przedstawiono na rycinie 24.

Krzywa wyrównana średnich rocznych przepływów wykazuje tendencję spadkową do pięciolecia 1977–1981, a po tym okresie odpływ z dorzecza wyraźnie wzrasta i osiąga maksimum w latach 1984–1988. Z krzywej kumulacyjnej wynika, że zmiana tendencji nastąpiła w 1982 r. W analizowanym okresie najniższe przepływy notowano w 1972 r., a najwyższe – w 1988 r. Obserwacje hydrologiczne grupy badawczej „Chentej III” (por. ryc. 1) przypadły na suchy 1989 r. i wilgotny 1990 r. Prace terenowe grup badawczych „Chentej I” i „Chentej II” prowadzono w roku suchym (1977) i przeciętnym (1978).

Należy przypuszczać, że wieloletnie zmiany przepływów rzeki Tereldź były charakterystyczne nie tylko dla innych rzek Chenteju, ale miały szerszy zasięg. Świadczą



Ryc. 24. Wieloletnia zmienność średnich rocznych przepływów rzek Chenteju w latach 1972–1990 na przykładzie wysokogórskiej rzeki Tereldz

A – krzywa wygładzona (okresy pięcioletnie) średnich rocznych przepływów (data stanowi pierwszy rok okresu), B – diagram i krzywa kumulacyjna rocznych współczynników przepływów (K). Strzałkami zaznaczono lata badań hydrologicznych w ramach mongolsko-polskich ekspedycji geograficznych

Many years' changeability of the mean yearly discharges of the Chentei rivers in the years 1972–1990 exemplified by the high-mountain river Tereldz

A – moving average curve (five-years' period) of the mean yearly discharges (date makes the first year of the period), B – diagram and cumulative curve of the yearly discharges coefficients (K). Arrows mark years of the hydrological studies within the Mongolian-Polish geographical expeditions

o tym badania ekspedycji „Changaj” (1974–1975), której obserwacje klimatyczne (Brzeźniak, Niedźwiedź 1980), hydrologiczne (Soja 1980) i kriologiczne (Babiński, Pękala 1975/1976) jednoznacznie wskazują, że rok 1974 był suchy, a 1975 – wilgotny. Znajduje to potwierdzenie w średnich rocznych przepływach Tereldz.

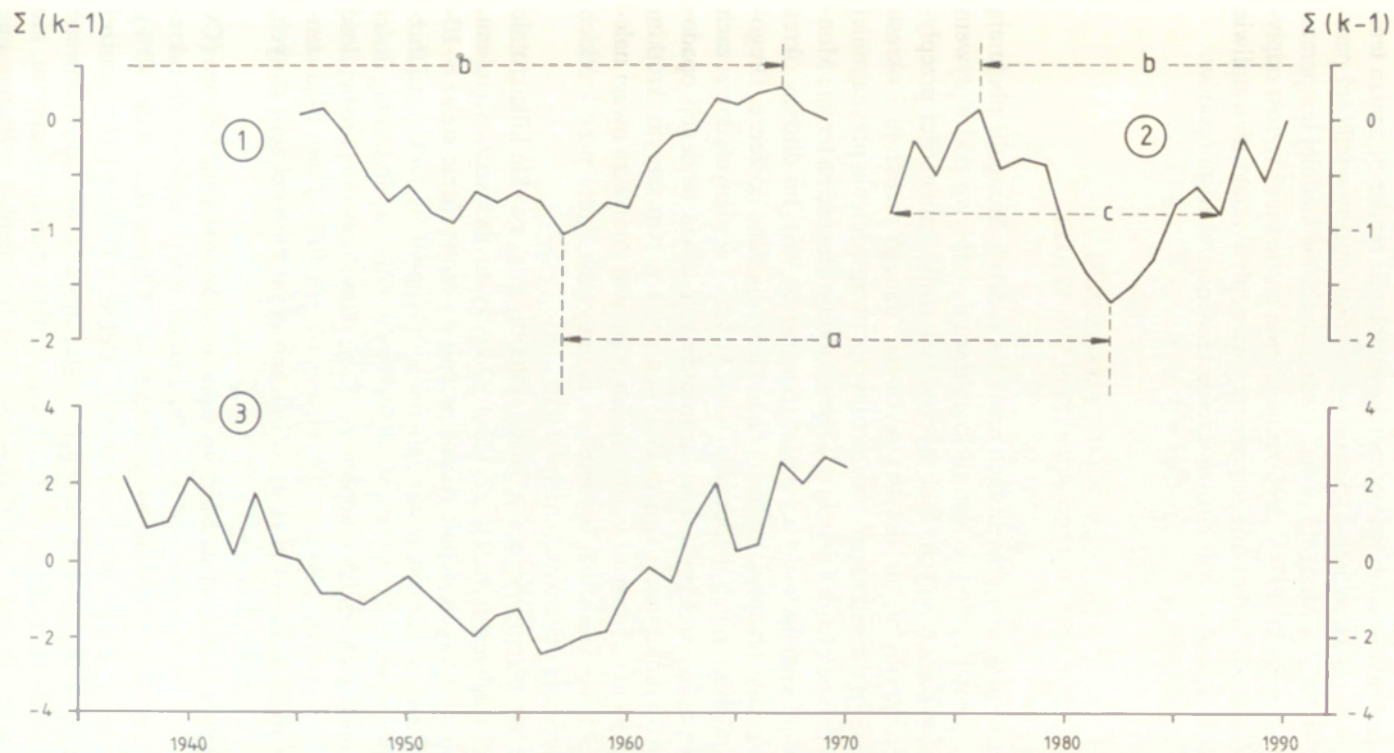
9.6. DŁUGOOKRESOWE CYKLE WAHAŃ ODPLYWU RZECZNEGO

Na rycinie 25 przedstawiono krzywe kumulacyjne rocznych współczynników przepływów rzek Tereldź i Selengi oraz rocznych sum opadów w Ułan Bator. Selenga reprezentuje grupę rzek o podobnych tendencjach zmian odpływu (Toła, Kerulen, Selenga, Delger), które z kolei wykazują wyraźny związek z opadami w Ułan Bator. Ustalenie zależności korelacyjnej między opadami a przepływem rzek nie było możliwe, ponieważ nie dysponowano wartościami rocznych sum opadów. Przyjmując, że wielkość opadów znajduje odbicie w przepływie rzek (i odwrotnie), można wnioskować o wilgotności klimatu lub natężeniu przepływu w okresach braku danych obserwacyjnych jednego z elementów. Dzięki wykresom kumulacyjnym średnich rocznych przepływów i sum opadów uzyskano możliwość przybliżonego ustalenia długookresowych cykli wahań odpływu rzeczne go na przeważającej części północnej Mongolii w ciągu ostatnich 55 lat.

Porównując daty zmian wieloletnich tendencji przepływów Tereldź i Selengi (ryc. 25), a także innych rzek zaliczonych do tej samej grupy (ryc. 21 i 22), łatwo zauważyć, że koniec okresów o przepływach niższych od średniej wieloletniej wypadł w 1957 r., a następnie w 1982 r. Cykl długookresowych zmian odpływu, liczony między najniższymi wartościami na krzywych kumulacyjnych, wyniósł 25 lat. Okres o zwiększonych przepływach rzek zakończył się na przełomie lat sześćdziesiątych i siedemdziesiątych lub nieco później (Tereldź, Toła). Większa wilgotność klimatu w tym czasie znajduje potwierdzenie w opadach na stacjach Ułan Bator i Cecerleg (ryc. 23), a także w obserwacjach terenowych. W końcu lat sześćdziesiątych dawne mokradła i sołonczaki przekształciły się w wielu miejscach w dostatecznie duże jeziora, a nowe podmokłości pojawiły się w obszarach dotąd suchych (Gravis 1974a). Biorąc pod uwagę wieloletnie tendencje zmian opadów można sądzić, że podobna sytuacja wystąpiła w połowie lat trzydziestych, czyli około 35 lat wcześniej. Z kolei przepływy Tereldź wskazują, że przynajmniej dorzecza Chenteju znajdują się obecnie (po 1982 r.) w fazie zwiększonego odpływu z prawdopodobną zmianą tendencji w początkach lat dziewięćdziesiątych.

Na rzekach Chenteju ostatni cykl wieloletnich wahań przepływów był znacznie krótszy i w zlewni Tereldź wynosił 14 lat (1972–1985) lub 16 lat (1972–1987). Okresy te charakteryzowały się identycznymi wartościami średnich wieloletnich przepływów ($3,5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) i obejmowały jednakową liczbę lat wilgotnych i suchych. Sposób wydzielenia pełnego cyklu wahań odpływu w zlewni Tereldź (por. ryc. 25) jest często przyjmowany za podstawę statystycznych obliczeń wieloletniej zmienności przepływów, mimo sztucznego podziału na dwie części dwóch różnych okresów o rosnących lub malejących tendencjach odpływu. Bardziej prawidłowa wydaje się metoda określania cyklu według bezpośrednio następujących po sobie pełnych okresów lat wilgotnych i suchych (lub odwrotnie). W tym przypadku długość cyklu wyznaczają dwie najniższe lub najwyższe wartości na krzywych kumulacyjnych rocznych współczynników przepływów lub opadów.

Długość wieloletnich cykli zmian przepływów rzek, w zależności od przyjętej metody ich wydzielenia, może być różna. Wynika to z odmiennego nachylenia krzy-



Ryc. 25. Długookresowe cykle wahań odpływu rzecznej w północnej Mongolii w latach 1937–1990

1 – Selenga, 2 – Tereldz, 3 – opady w Ulan Bator (wg Semienov, Mjagmardzav 1977); sposoby wydzielenia cykli wieloletnich: a – według minimalnych wartości na krzywej kumulacyjnej, b – według maksymalnych wartości na krzywej kumulacyjnej, c – według równej ilości lat wilgotnych i suchych (najczęściej stosowany do obliczeń statystycznych)

Long-term cycles of the river outflow fluctuations in north Mongolia in the years 1937–1990

1 – Selenga, 2 – Tereldz, 3 – precipitates in Ulan Bator (after Semienov and Mjagmardzav 1977); ways of separation of the many years' cycles: a – according to the minimal values on the cumulative curve, b – according to the maximal values on the cumulative curve, c – according to the equal number of humid and dry years (most often applied to statistical calculations)

wych w długookresowych fazach wzrostu lub spadku natężenia przepływów, co świadczy o różnej wielkości i szybkości zmian w zasilaniu.

Pewien wpływ na wielkość odpływu wywierają wieloletnie tendencje zmian temperatury powietrza w okresach letnich i spowodowane nimi zmiany wielkości parowania. W latach 1950–1965 w Mongolii obserwowano obniżenie średniej temperatury lipca o 1,0–1,5°C (Gawrilova 1974), czyli zmniejszenie parowania i wzrost odpływu. W podanym okresie oddziaływanie temperatury na odpływ miało niewątpliwie drugorzędne znaczenie w porównaniu z równoczesną tendencją wzrostu opadów.

9.7. STATYSTYCZNE MIARY I WSKAŹNIKI WIELOLETNIEJ ZMIENNOŚCI PRZEPIYWÓW RZEK

Rozpoczęte niedawno pomiary hydrometryczne na rzekach Mongolii obejmują krótki okres, który stanowi epizod w historii kształtowania odpływu pod wpływem zmiennych warunków klimatycznych. Statystyczne wskaźniki zmienności przepływów są miarami precyzyjnymi, ale dotyczą wyłącznie danego przekroju i okresu obserwacji. Krótkie ciągi danych często uniemożliwiają uwzględnienie przynajmniej jednego, pełnego cyklu wieloletnich wahań odpływu, którego długość na terenie Mongolii może wynosić od kilkunastu do 25–35 lat (por. rozdz. 9.6). Im dłuższy okres obserwacji, tym wskaźniki przepływów lepiej charakteryzują dane dorzecze. Długoletnie cykle wahań odpływu mogą rozpoczynać się i kończyć w różnych dorzeczach Mongolii w innym czasie, co wynika z asynchronicznych zmian tendencji opadowych. Wpływa to na współczynniki zmienności, ponieważ w tym samym, krótkim okresie mamy do czynienia z różnymi fazami zmian odpływu. Powyższe uwagi należy uwzględniać analizując wskaźniki zmienności przepływów, które przy krótkich seriach danych ograniczają możliwości interpretacji.

W Mongolii średnie przepływy rzek w latach wilgotnych są zwykle kilkakrotnie wyższe niż w latach suchych (ryc. 21, 22 i 24). Dotyczy to zwłaszcza Kerulenu, Orchonu, Tereldź i Toły, których średnie roczne przepływy mogą różnić się aż 6–10-krotnie. W tabeli 9 zestawiono wskaźniki zmienności przepływów rzek o najdłuższych ciągach obserwacyjnych (25–18 lat). Wodowskazy uszeregowano według ilości lat obserwacji i średnich wieloletnich przepływów. Serie danych obejmują różną ilość lat przed 1969 r., a w wypadku rzeki Tereldź dotyczą okresu 1972–1990. Błąd standardowy współczynników zmienności (C_v), w zależności od długości serii danych, wynosi od $\pm 14\%$ (Selenga, Orchon) do $\pm 17\%$ (Czigistej).

W północnej Mongolii najmniejszą zmienność przepływów wykazuje Selenga ($C_v = 20\%$), a największą – Tereldź ($C_v = 45\%$). Dużą zmiennością odpływu charakteryzują się również dorzecza Orchonu, Toły, Kerulenu i Charaa (C_v około 40%). Relatywnie małą zmienność przepływów wykazują Delger i Czigistej (C_v poniżej 30%). W niewielkiej, wysokogórskiej zlewni Czigistej może to być spowodowane dużą rolą zasilania podziemnego (ze źródeł). Rzeka ta, mimo małego przepływu, nie zamarza do dna, a w jej zlewni N. T. Kuzniecowa (1959) stwierdził występowanie licznych źródeł. Według V. A. Semienowa i B. Mjagmardżawa (1977) współczynniki

T a b e l a 9. Wieloletnia zmienność średnich rocznych przepływów rzek Mongolii
 Many years' changeability of the mean yearly discharges of the Mongolian rivers

Rzeka	Wodowskaz	Okres obserwacji	Liczba lat	Q śr. ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	Miary i wskaźniki zmienności			
					OP	OS	V	Cv
					($\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$)		(%)	
Selenga	Chutag Somon	1945–1969	25	143,7	23,9	28,7	16,6	20,0
Orchon	Orchon Somon	1945–1969	25	43,6	13,7	17,6	31,4	40,4
Delger	Mörön	1947–1969	23	36,2	8,9	10,3	24,6	28,5
Toła	Ułan Bator	1947–1969	23	23,5	7,1	9,3	30,2	39,6
Kerulen	Czojbałsan	1947–1969	23	20,2	6,2	7,9	30,7	39,1
Charaa	Baruuncharaa	1951–1969	19	10,3	3,2	4,0	31,1	38,8
Tereldź	Tereldź	1972–1990	19	8,0	3,1	3,6	38,8	45,0
Czigistej	Uliastaj	1952–1969	18	5,1	1,3	1,5	25,5	29,4

Objaśnienia: O śr. – przepływ średni, OP – odchylenie przeciętne, OS – odchylenie standardowe, V – zmienność względna, Cv – współczynnik zmienności.

T a b e l a 10. Wskaźniki zmienności średnich rocznych przepływów rzek Mongolii za okresy 11 i 23 lat
 Changeability indicators of the mean yearly discharges of the Mongolian rivers for the periods of 11 and 23 years

Rzeka	Wodowskaz	1959–1969					1947–1969		
		Q śr.	OP	OS	V	Cv	Q śr.	V	Cv
		m ³ ·s ⁻¹			%		m ³ ·s ⁻¹	%	
Selenga	Ingettołgojn	228,7	26,0	36,4	11,4	15,9	–	–	–
Selenga	Chutag Somon	156,6	19,7	23,9	12,6	15,3	143,1	18,1	21,6
Eg	Chantaj Somon	96,7	12,1	16,5	12,5	17,1	–	–	–
Jeröo	Jeröo	54,8	1,3	13,9	20,6	25,4	–	–	–
Orchon	Orchon Somon	47,6	10,6	12,2	22,3	25,6	43,1	29,2	38,7
Delger	Mörön	39,2	9,3	10,5	23,7	26,8	36,2	24,6	28,5
Ider	Dzürch Somon	37,7	9,0	10,9	23,9	28,9	–	–	–
Kerulen	Öndörchaan	30,1	6,9	7,7	22,9	25,6	–	–	–
Toła	Ułan Bator	28,8	8,0	9,6	27,8	33,3	23,5	30,2	39,6
Kerulen	Czobjalsan	25,0	6,6	7,5	26,4	30,0	20,2	30,7	39,1
Charaa	Baruuncharaa	12,3	3,3	3,7	26,8	30,1	–	–	–
Czigistej	Uliastaj	4,7	1,2	1,5	25,5	31,9	–	–	–

Objaśnienia: Q śr. – przepływ średni, OP – odchylenie przeciętne, OS – odchylenie standardowe, V – zmienność względna, Cv – współczynnik zmienności.

zmienności przepływów rzek dorzecza Selengi wynoszą od 20 do 50%, a więc są zgodne z podanymi w tabeli 9.

Celem porównania zmienności przepływów możliwie największej ilości rzek przyjęto 11-letnie serie danych obserwacyjnych (1959–1969) z 12 posterunków (tab. 10). W cyklu wieloletnim okres ten obejmuje fazę wzrostu opadów (por. ryc. 23) i odpowiada zwiększonym odpływom z dorzeczy, z wyjątkiem zlewni Czigistej (por. ryc. 21 i 22). W tej samej tabeli zamieszczono wskaźniki zmienności przepływów dla 23-letnich ciągów obserwacyjnych (1947–1969). W porównaniu do okresu 11 lat wskaźniki zmienności względnej (V) są wyższe od 4% (Delger) do 44% (Selenga), a współczynniki zmienności (C_v) – od 6% (Delger) do 51% (Orchon). Liczby te świadczą o dużym wpływie długości ciągów danych na wskaźniki zmienności. Dla okresu 11 lat są one znacznie zaniżone, ale pozwalają porównać zmiennosc przepływów rzek w tym samym czasie.

Z tabeli 10 wynika, że w latach 1959–1969 największą zmiennością przepływów ($C_v = 30\%$ i więcej) charakteryzowały się rzeki o najniższych średnich wieloletnich przepływach (Toła, Czigistej, Charaa i Kerulen w Czobjałsan), a najmniejszą zmiennością (C_v poniżej 20%) – rzeki zasobne w wodę (Selenga, Eg). Pozostałe rzeki zajmowały miejsce pośrednie. Błąd standardowy współczynników zmienności (C_v) dla przyjętych 11-letnich ciągów danych wynosi $\pm 21\%$.

W okresie 1959–1969 największą zmiennosc odpływu wykazywały zarówno małe zlewnie wysokogórskie (Czigistej 1050 km²), jak i wielkie dorzecza równinne (Kerulen 71 000 km²). Zatem próby uzależnienia współczynników zmienności przepływów od powierzchni i średniej wysokości dorzecza (Semienov, Mjagmardżav 1977; Bat 1979) nie dają zadowalających rezultatów, ponieważ nie uwzględniają wpływu środowiska geograficznego na odpływ. Większej zmienności przepływów sprzyjają różne czynniki, a przede wszystkim: wysokogórska rzeźba zlewni, nieprzepuszczalne podłoże (wieloletnia zmarzlina), mały udział zasilania podziemnego, zamarzanie do dna płytkich rzek (Toła, Kerulen, Tereldż), duże straty wody na parowanie i wsiąkanie z rzek tranzytowych (Kerulen), a także gospodarcza działalność człowieka.

Rzeki o szerokich dolinach wyścielonych aluwiami, zasilane licznymi dopływami i drogą podziemną, wykazują mniejszą zmiennosc przepływów. W okresach letnich część wód wezbraniowych wsiąka w poziomy zalewowe, a podczas zim rzeki te nie zamarzają do dna i funkcjonują dzięki zasilaniu podziemnemu. W przypadku rzeki Eg, pomijając uwagi zawarte w rozdziale 9.3, istotny wpływ na wyrównanie przepływów ma niewątpliwie jezioro Chubsuguł. Małą zmiennością odpływu mogą również charakteryzować się niewielkie zlewnie, w których zasilaniu dużą rolę odgrywają wody ze źródeł podzmarzlinowych lub szczelinowych.

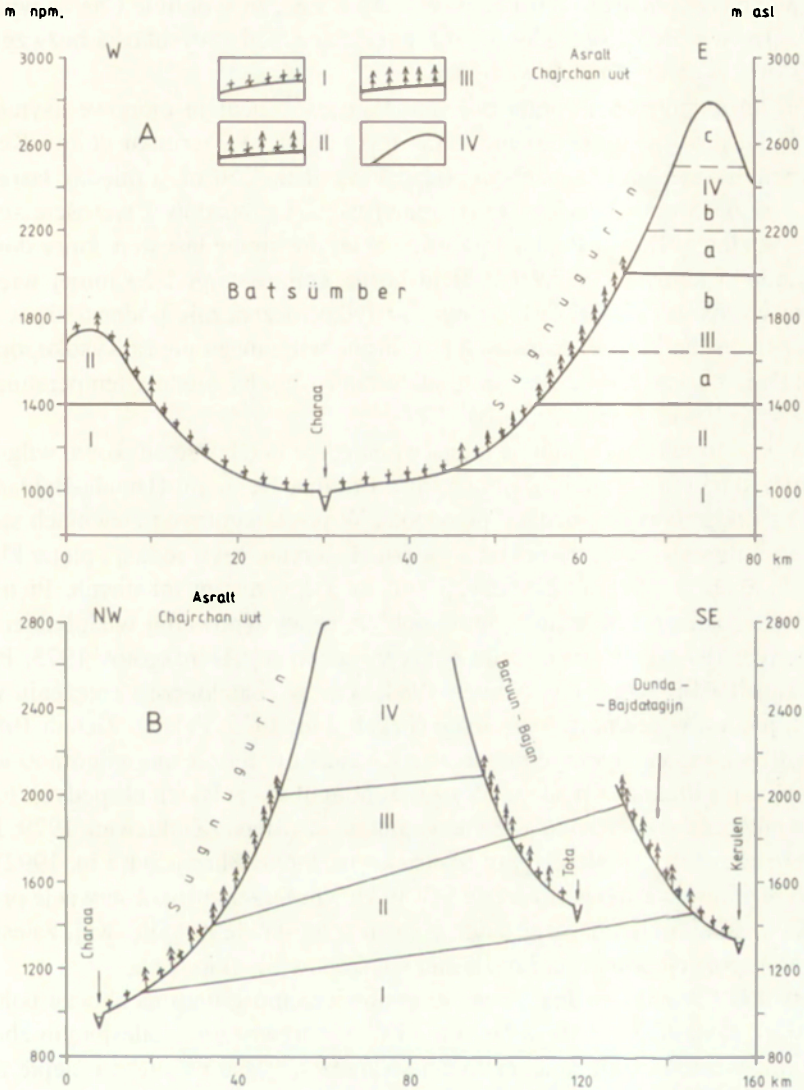
10. OBIEG WODY W MAŁYCH ZLEWNIACH RZECZNYCH CHENTEJU

Chentej zajmuje powierzchnię około 108 000 km². Zgodnie z geomorfologicznym podziałem Mongolii według Š. Cegmida (*Narodowy Atlas Mongolii* 1990) górne odcinki Charaa, Toły, Jeröö i Mindź należą do Chenteju Centralnego (Baga Chentej), którego wschodnia granica pokrywa się z kontynentalnym działem wodnym (ryc. 18). Obszary położone na wschód od wododziału, w tym dolina górnego Kerulenu, należą do Chenteju Wschodniego (podregion). Chentej Centralny, mimo małych wysokości (2800 m npm.) i zagospodarowania dolin przedgórskich, zachował naturalny charakter i należy do najśląbiej zbadanych obszarów Mongolii, a jego penetrację utrudnia brak dróg, zabagnienie dolin (wieloletnia zmarzlina) i występowanie górskiej tajgi.

10.1. PIĘTROWOŚĆ KLIMATYCZNO-ROŚLINNA CHENTEJU

Wskaźnikiem zróżnicowanych stosunków termiczno-wilgotnościowych Chenteju jest piętrowość szaty roślinnej. Według A. Pacyny (1980) w dolinie Sugnugurin piętra roślinne układają się następująco (ryc. 26A): step – do 1100 m npm., lasostep (górskie stopy i lasy) – 1100–1400 m npm., górska tajga – 1400–2000 m npm. oraz piętro wysokogórskie – powyżej 2000 m npm. Piętro stepu zajmuje dolną część zlewni Sugnugurin (Kotlinę Batsumber). W piętrze tajgi A. Pacyna wyróżnia 2 podpiętra – tajgi modrzewiowo-limbowej (1400–1650 m npm.) i tajgi limbowej (1650–2000 m npm.). W piętrze wysokogórskim wydziela 3 podpiętra: podgolcowe (2000–2200 m npm.), golcowe (2200–2500 m npm.) i subniwalne (powyżej 2500 m npm.). Pierwsze stanowi strefę przejściową między górską tajgą i tundrą („lasotundra” lub ros. „redkolesie”). Właściwa tundra rozpościera się od podpiętra golcowego (powyżej 2000 m npm.) i charakteryzuje się typową rzeźbą peryglacialną (Pękala 1980) ze śladami zlodowaceń górskich (Dźigdź 1970; Klimek 1980). Szczyty Chenteju leżą w podpiętrze subniwalnym i nie osiagają granicy wiecznego śniegu.

Na wilgotnym, zachodnim skłonie Chenteju granice między piętrami roślinnymi osiagają najniższe położenie w Mongolii. Lewobrzeżną, zachodnią część dorzecza Charaa, zajmują przedgórza Chenteju. Eksponowane ku wschodowi zbocze Kotliny Batsumber leży w cieniu opadów i jest bardziej suche (Glazik 1980; Glazik, Soja 1991), co przejawia się przesunięciem ku górze o około 300 m granic między piętrami roślinnymi (ryc. 26A). Step dochodzi tutaj do 1400 m npm., a lasostep zajmuje najwyższe partie przedgórzy (1400–1700 m npm.). Tym ostatnim wysokościami w doli-



Ryc. 26. Piętra klimatyczno-roślinne w górnej części doliny Charaa (A) oraz w profilu równoleżnikowym Chenteju wzdłuż linii Charaa-Kerulen (B) (wg Święs 1979; Pacyna 1980; Gładzik 1980; Gładzik, Soja 1991, 1993)

I – piętro stepów; II – piętro lasostepu (górskich stepów i lasów); III – piętro górskiej tajgi: a – podpiętro tajgi modrzewiowo-limbowej, b – podpiętro tajgi limbowej; IV – piętro wysokogórskie: a – podpiętro podgólcowe, b – podpiętro gólcowe, c – podpiętro subniwalne (podział wg Pacyna 1980)

Vertical zones in the upper part of Charaa valley (A) and in the parallel profile of Chentei along the Charaa line-Kerulen (B) (after Święs 1979; Pacyna 1980; Gładzik 1980; Gładzik and Soja 1991, 1993)

I – zone of steppes; II – zone of forested steppe (mountain steppes and forests); III – zone of mountain taiga: a – subzone of larch-mountain pine taiga, b – subzone of mountain-pine taiga; IV – high-mountain zone: a – the lower high-mountain subzone, b – the upper high-mountain subzone, c – the subnival subzone (division after Pacyna 1980)

nie Sugnugurin odpowiada piętro tajgi. Wynika z tego, że w dolinie Charaa występują duże różnice w wilgotności skłonów o różnej ekspozycji i wysokości bezwzględnej, co ma istotny wpływ na obieg wody.

W profilu poprzecznym przez południową część Chenteju pionowe usytuowanie pięter roślinnych jest silnie zróżnicowane (ryc. 26B). W kierunku doliny Kerulenu granica między stepem i lasostepem podnosi się około 350 m, a między lasostepem i tajgą – aż o 550 m. Świadczy to o zmniejszaniu się opadów i wzroście suchości klimatu. W zlewni Dunda-Bajdałagijn miejsce tajgi zajmuje lasostep, który dominuje na wschodnim skłonie gór. W Chenteju górna granica tajgi leży mniej więcej na podobnej wysokości (2000–2100 m n.p.m.) i tylko nieznacznie podnosi się w części południowo-wschodniej. Ekspansję tajgi w stronę wilgotnego piętra wysokogórskiego uniemożliwia bariera termiczna. Na granicy tajgi i tundry średnia temperatura lipca wynosi około 10–12°C (por. ryc. 4B).

Zlewnia Baruun-Bajan zajmuje miejsce pośrednie między stosunkowo wilgotnym, zachodnim skłonem Chenteju (Sugnugurin) a doliną Kerulenu (Dunda-Bajdałagijn), otwartą na oddziaływanie suchego przedpoła. W poszczególnych zlewniach stosunki termiczno-wilgotnościowe zależą od wyniesienia terenu, czyli rodzaju pięter klimatyczno-roślinnych, a także od ekspozycji stoków i czynników lokalnych. Piętrowość klimatyczno-roślinna Chenteju znajduje odbicie w występowaniu wieloletniej zmarzliny (Gravis 1974a), zróżnicowaniu pokrywy glebowej (Dordzgotov 1973; Pomian 1979; Skiba 1980; Gerasimov, Nogina 1984) oraz w charakterze i natężeniu współczesnych procesów geomorfologicznych (Pękala i in. 1979; Pękala, Ziętara 1980a).

Dotąd brak systematycznych obserwacji stosunków termiczno-wilgotnościowych w piętrach tajgi i tundry Chenteju. W czasie mongolsko-polskich ekspedycji badania mikroklimatyczne prowadzono głównie w piętrze lasostepu (Zinkiewicz 1979; Brzeźniak 1980; Brzeźniak, Malarz 1980; Skoczek i in. 1990; Błażejczyk i in. 1992). Niektóre ich rezultaty podano w rozdziale 5.3. W zlewni Sugnugurin obserwacje przeprowadzono w dnie doliny, na bezleśnym zboczu o wystawie południowej, zalesionym zboczu o ekspozycji północnej i bezleśnej wierzcholinie (tab. 11).

Latem 1977 r. maksymalna temperatura powierzchni gruntu na zboczu południowym przekraczała 63°C i była wyższa o 25°C w porównaniu z zalesionym zboczem północnym. Warunki takie uniemożliwiają wkraczanie lasu na suche i ciepłe zbocza południowe. Dno doliny w porównaniu z wierzchołką charakteryzowało się większą amplitudą temperatury powietrza, przy identycznych wartościach średniej dobowej temperatury. Wynika to z silniejszego nagrzewania się dna doliny w ciągu dnia i większego wychłodzenia nocą (inwersje). Opady na wierzchołku były wyższe niż w pozostałych punktach, mimo małych różnic wysokości terenu (200–300 m).

Jakościowo podobne wyniki uzyskano w zlewni Dunda-Bajdałagijn latem 1978 r. (Zinkiewicz 1979). W Chenteju rok 1977 był suchy, a 1978 przeciętny, o czym świadczą przepływy Tereldź (por. ryc. 24B). Zlewnia Dunda-Bajdałagijn w przeciętnym 1978 r. wykazywała znacznie mniejszą wilgotność względną powietrza niż zlewnia Sugnugurin w suchym 1977 r. W dnie doliny wynosiła ona średnio 53%, a dobowe minima na zboczu południowym spadały do 4–5%. Najniższe opady notowano w dnie doliny i na zboczu południowym, a najwyższe – w partiach wysokogórskich i na zbo-

T a b e l a 11. Wpływ ekspozycji stoków na warunki termiczno-wilgotnościowe doliny Sugnugurin w okresie 21.06. –10.08.1977
(wg danych Brzeźniaka i Malarza 1978, 1980)
Influence of the slopes' exposure to the thermic-humid conditions of the Sugnugurin valley at the period 21.06. –10.08.1977
(after the data of Brzeźniak and Malarz 1978, 1980)

Stacja	Wysokość (m n.p.m.)	Średnia temperatura powietrza (°C)				Wilgotność względna powietrza (%)		Temperatura powierzchni gruntu (°C)			Suma opadów (mm)
		dobowa	maks.	min.	ampl.	średnia	min.	maks.	min.	ampl.	
Dno doliny	1190	15,7	24,6	7,0	17,6	74	15	59,1	-1,0	60,1	99,7
Stok S	1280	17,0	25,0	9,4	15,6	68	15	63,3	2,1	61,2	87,9
Stok N	1280	15,4	23,1	8,5	14,5	77	34	38,2	1,1	37,1	67,7
Wierzchowina	1500	15,7	21,1	10,4	10,7	71	9	64,4	1,7	62,7	127,6

czu zachodnim. W lipcu opady na szczycie górskim (2041 m n.p.m.) były dwukrotnie wyższe niż w dnie doliny, przy różnicy wysokości 580 m (Zinkiewicz 1979). Wyniki badań mikroklimatycznych potwierdzają większą suchość klimatu wschodniego skłonu Chenteju.

W bilansie wodnym bezleśnych obszarów lasostepu i stepu istotną rolę odgrywa parowanie. W zlewni Dunda-Bajdałagijn parowanie z wolnej powierzchni wody było największe w dnie doliny, gdzie w miesiącach czerwiec–lipiec 1978 r. wynosiło łącznie 401 mm, przy dobowych sumach od 1,3 do 15,0 mm. Najniższe wartości notowano na zboczu północnym, w pobliżu lasu – łącznie 231 mm (Zinkiewicz 1979). Z powodu mniejszej wilgotności względnej powietrza i dużej prędkości wiatru parowanie w dnie doliny było w czerwcu o 30–35% wyższe niż w lipcu, mimo ponad 3-krotnie wyższych opadów w czerwcu.

Wyniki pomiarów parowania z wolnej powierzchni wody w zlewni Dunda-Bajdałagijn znajdują potwierdzenie w strefie lasostepów innych obszarów Mongolii. W stacji badawczej Ulaan Tołgoj (ryc. 1) wieloletnie obserwacje wykazały, że w sezonie letnim parowanie w stepie jest przeciętnie dwukrotnie wyższe niż w lesie, a w niektórych miesiącach różnice dochodzą do 300% (Sandźmjataw, Sugar 1980). Sumy parowania są jednak mniejsze niż w zlewni Dunda-Bajdałagijn, co świadczy o większej wilgotności klimatu. W Mongolii roczne sumy parowania z powierzchni jezior, wyliczone metodą bilansu wodnego lub pomiarów ewaporymetrycznych, wynoszą od 500–800 mm w górach do 800–1200 mm w obszarach półpustynnych (Bat 1970; Cerensodnom 1977, 1979).

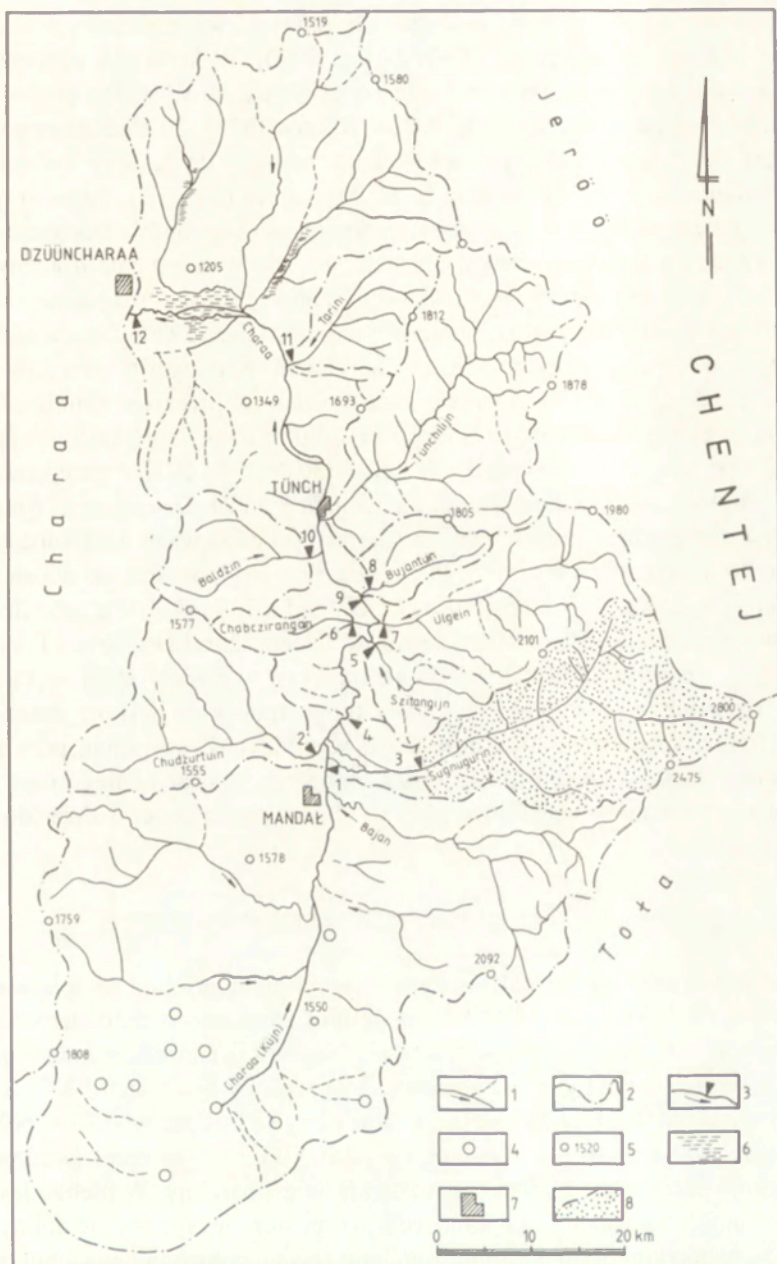
W dalszych częściach rozdziału przyjęto założenie, że stosunki termiczno-wilgotnościowe poszczególnych stref klimatyczno-roślinnych (ryc. 26) decydują o przestrzennym i piętrowym zróżnicowaniu obiegu wody. Z powodu słabego rozpoznania środowiska przyrodniczego i niedostatecznej ilości obserwacji hydrologicznych, warunki kształtowania się odpływu w piętrach tajgi i tundry są zagadnieniem nadal otwartym.

10.2. OBIEG WODY W GÓRNEJ CZĘŚCI DORZECZA CHARAA

10.2.1. OBSZAR I OKRESY BADAŃ

Górna część dorzecza Charaa, powyżej miejscowości Dzüuncharaa (ryc. 27), zajmuje 8050 km² i nie jest objęta siecią stałych posterunków hydrometrycznych. Dolinę można podzielić na 3 odcinki: Kotlinę Batsumber (Mandał), odcinek przełomowy – między Kotliną Batsumber a osadą Tunch oraz Kotlinę Dzüuncharaa. Charaa ma przebieg południkowy i odwadnia najwyższe części Baga Chenteju (dopływy prawobrzeżne) oraz jego przedgórze (dopływy lewobrzeżne). W odcinku przełomowym rzeka przecina odnogi Chenteju na wysokości 1500–1700 m n.p.m., szerokość doliny wynosi 0,5–1,0 km, miejscami tylko 100–200 m. W kotlinach, o szerokości kilku kilometrów, spadek rzeki nie przekracza 0,3‰, a w przełomie wzrasta do 3–4‰.

Kotliny mają charakter tektoniczny i są wypełnione lądowymi osadami kredowymi lub trzeciorzędowymi (zlepieńce, piaskowce, mułowce). Wyżej zalegają utwory



Ryc. 27. Mapa hydrograficzna górnej części dorzecza Charaa

- 1 – ciek, 2 – działki wodne, 3 – przekroje hydrometryczne, 4 – źródła, 5 – punkty wysokościowe,
6 – mokradła, 8 – miejscowości, 8 – zlewnia Sugnugurijn – rejon szczegółowych badań
fizycznogeograficznych ekspedycji „Transmongolia – 1977”

Hydrographic map of the upper part of the Charaa basin

- 1 – streams, 2 – watersheds, 3 – hydrometric cross-sections, 4 – springs, 5 – height spots, 6 – marshes,
7 – localities, 8 – Sugnugurijn drainage area – region of the detailed physico-geographical studies of the
„Transmongolia – 1977” expedition

czwartorzędowe w postaci osadów eolicznych, pokryw zwietrzelinowych i aluwiiów rzecznych (Klimek 1978; Malarz 1980; Ziętara 1980). W kotlinach koncentrycznie zbiegają się potoki górskie. W przełomie rzeka wcina się w skalne podłoże, a jej koryto budują ostrokrawędziste bloki skalne (Klimek 1978). Za źródłiskowy odcinek Charaa jest najczęściej uważany potok Küjn, uchodzący do Kotliny Batsumber od strony południowej (ryc. 27). Według E. M. Murzajeva (1952) ze względu na wielkość przepływu ważniejszą rolę odgrywa Sugnugurin (Sögnögör). Dorzecze Sugnugurin, podobnie jak większość zlewni Chenteju, jest zbudowane z paleozoicznych skał metamorficznych (łupki, kwarcyty, piaskowce) z intruzjami skał magmowych (granitoidy), które posiadają pasowy, południkowy układ (Malarz 1980; Ziętara 1980).

Szczegółowe badania hydrologiczne w zlewni Sugnugurin przeprowadzono w okresie 11.06–13.08.1977 r. Odptyw kontrolowano w przekroju limnigraficznym założonym w piętrze lasostepu, na wysokości 1190 m n.p.m., zamykającym powierzchnię 392 km² (ryc. 27 – przekrój 3). W dniach 30.06–5.07.1977 r. przeprowadzono badania hydrologiczne w dolinie Charaa na odcinku Mandal–Dzüüncharaa (około 100 km). Wykonano pomiary przepływów na Charaa i jej dopływach w kilkunastu przekrojach hydrometrycznych (ryc. 27). Identyczne pomiary powtórzono wiosną następnego roku – w dniach 12–24.05.1978 r. Celem badań było poznanie zróżnicowania odpływów jednostkowych z różnych zlewni, w zależności od ekspozycji i wyniesienia terenu oraz warunków kształtowania się odpływu w dwóch odmiennych hydrologicznie okresach – latem i wiosną. Jako drogę transportu wykorzystano rzekę. Wiosną 1978 r. spływ pontonami przebiegał w trudnych warunkach, przy małych głębokościach rzeki, występowaniu zjawisk lodowych, opadach śniegu oraz niskiej temperaturze powietrza w ciągu nocy (do –10°C) i wysokiej podczas dnia (do 33°C).

10.2.2. ROLA WIERZCHOWIN, STOKÓW I DNA DOLINY W KSZTAŁTOWANIU ODPIYU ZE ZLEWNI SUGNUGURIN

Decydujący wpływ na krążenie wody w zlewni Sugnugurin ma wieloletnia zmarzlina. Według G. F. Gravisa (1974a) dolna granica zmarzliny o charakterze ciągłym leży na wysokości 1460 m n.p.m., czyli w podpiętrze tajgi modrzewiowo-limbowej (ryc. 26A). W piętrze tundry zwartość płaszczka zmarzlinowego osiąga 100%, a w piętrze tajgi – około 80%. W tajdze wolne od zmarzliny są fragmenty stoków południowych. Niższe części zlewni, o wysokości od 1450 do 1190 m n.p.m. (wodowskaz), charakteryzuje przerywane i wyspowe występowanie zmarzliny. W piętrze lasostepu zmarzlina zajmuje zalesione stoki północne i tworzy duże wyspy w dnie doliny. Warto dodać, że w górskim pasmie Baruun Burchoin Davaa, położonym w cieniu opadów i oddzielającym dorzecza górnej Toły i Kerulenu (por. ryc. 35), dolna granica zmarzliny ciągłej podnosi się do 1800 m n.p.m. (Gravis 1974a). Jest to zgodne ze wzrostem suchości klimatu Chenteju w części południowo-wschodniej.

Powyżej przekroju limnigraficznego zmarzlina stanowi 70–80% powierzchni zlewni. W lipcu 1977 r. miąższość warstwy czynnej w piętrze tundry wynosiła tylko 20–30 cm, a temperatura powierzchniowej warstwy gleby (0–15 cm) – 5–2°C (Skiba 1980). W tajdze limbowej zmarzlina występowała na głębokości do 0,5 m. W podpię-

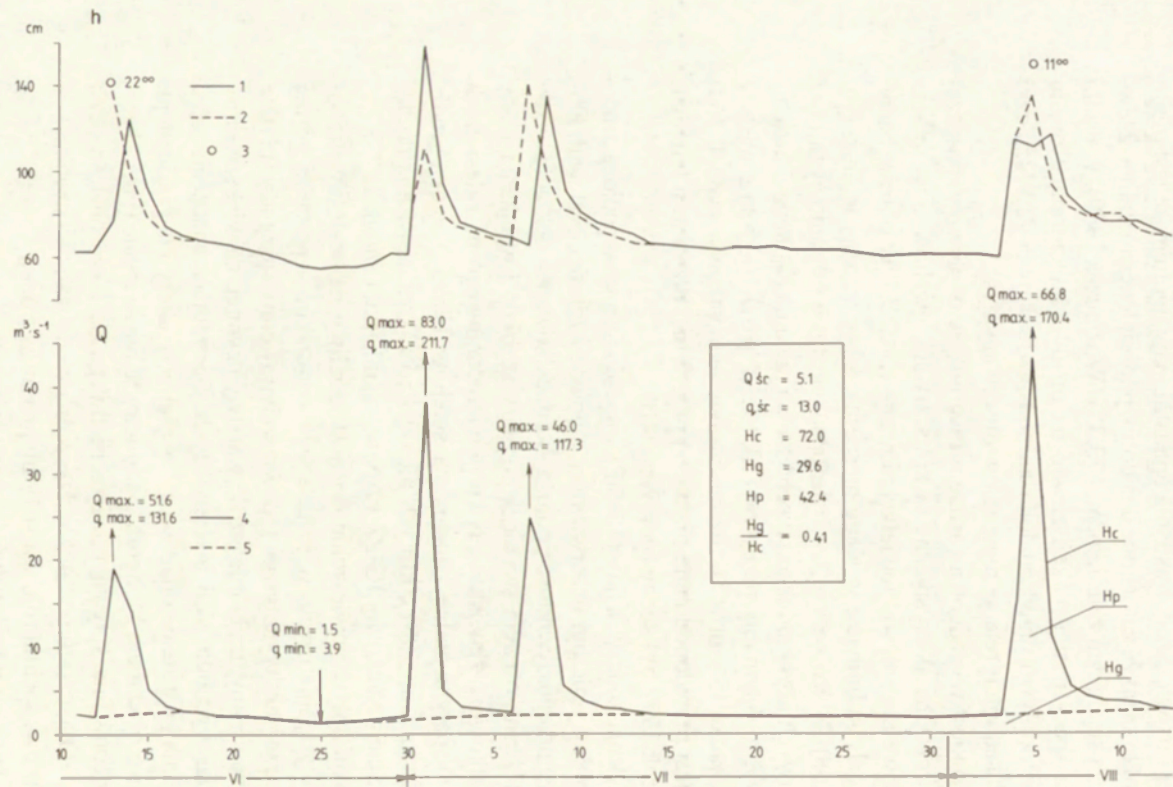
trze tajgi modrzewiowo-limbowej, na zalesionych zboczach w piętrze lasostepu oraz w dnie doliny, warstwa czynna osiągała miąższość 1,0 m. W miejscach nasłonecznionych i suchych (stożki napływowe, terasy nadzalewowe) zmarzlina zalegała na głębokości 1,5–2,0 m (Skiba 1978, 1980; Pękala, Ziętara 1980b). Położenie stropu zmarzliny wpływa na wilgotność powierzchniowej warstwy gruntu. Z powodu małej miąższości warstwy czynnej i największego zasilania opadami, najwilgotniejsze jest piętro górskiej tundry. Podmokłe są także zatorfione dna dolin, podścielone zmarzliną. Zlewnia Sugnugurin odznacza się dużym zalesieniem – 72,3% (Woźniczka 1980). Warunki środowiska decydują o specyficznej reakcji zlewni na opady i transformacji opadu w odpływ. Zagadnienie odpływu przedstawiono na podstawie danych Z. Woźniczki (1978, 1980), dając własną interpretację materiałów obserwacyjnych.

Przepływ Sugnugurin jest wypadkową zasilania i warunków odpływu w poszczególnych częściach zlewni. Charakterystyczne są krótkotrwałe, gwałtowne wezbrania o stromych falach, typowe dla spływu powierzchniowego (ryc. 28). W okresie badań fale wezbraniowe osiągały kulminacje w ciągu niespełna doby, rzadziej w dłuższym czasie (wezbranie z 5.08). Nieco wolniejsze było opadanie fal wezbraniowych (1–2 doby), nie licząc końcowych faz łagodnego przechodzenia rzeki na zasilanie podziemne (2–5 dni). Chwilowy, maksymalny przepływ ($83,0 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) był 16-krotnie wyższy od średniego za okres badań ($5,1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). Średni odpływ jednostkowy wynosił $13,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Wartość ta jest prawdopodobnie niższa od przeciętnej dla okresu letniego, ponieważ w Chenteju rok 1977 był suchy (por. ryc. 24B).

Mimo dużego nachylenia zboczy doliny ($15\text{--}50^\circ$) i występowania w podłożu zmarzliny, spływ powierzchniowy nie był obserwowany z powodu zalesienia zlewni. Obszary leśne cechuje duża przepuszczalność podłoża, które całkowicie pochłania opady nawet o znacznym natężeniu, o czym świadczą pomiary szybkości wsiąkania wody (por. rozdz. 8.2). Wyjątkowość zjawiska spływu powierzchniowego na zalesionych stokach potwierdzają eksperymentalne badania na stacji w Ulaan Tolgoj (Sandžmjatav 1980; Cerensodnom i in. 1981), których metodyka i zakres nawiązują do badań prowadzonych na Stacji Naukowej IGiPZ PAN w Szymbarku (Słupik 1973).

W zlewni Sugnugurin spływ powierzchniowy jest możliwy na bezleśnych zboczach, a niewątpliwie występuje często w piętrze wysokogórskim – powyżej górnej granicy lasu. W obszarze tundry spływowi powierzchniowemu sprzyjają: płytkie i ciągle występowanie zmarzliny, mała miąższość warstwy czynnej, największe sumy opadów i znaczny udział wychodni skał macierzystych. Decydujące znaczenie mają częstotliwość, czas trwania i natężenie opadów, ale w piętrach tundry i tajgi Chenteju, a także w innych górskich obszarach Mongolii, parametry te nie są znane (brak obserwacji). Obszarem występowania spływu powierzchniowego są także bezleśne dna dolin, podścielone zmarzliną, często podmokłe. Nasycona wodą warstwa czynna, bez względu na rodzaj utworów, spełnia rolę warstwy nieprzepuszczalnej.

W piętrze górskiej tajgi, w wyniku dużej przepuszczalności podłoża i większej miąższości warstwy czynnej, spływ powierzchniowy zostaje zastąpiony odpływem śródpokrywowym. Odgrywa on większą rolę w bardziej wilgotnym podpiętrze tajgi limbowej. Dominują tutaj górskie gleby zmarzlinowo-tajgowe, których szczególnym rodzajem są gleby darniowo-tajgowe (Dordżgotov 1972), określane również jako



Ryc. 28. Stany wody Sugnugurin i odpływ ze zlewni za okres 11.06. –13.08.1978 r. (opracowano na podstawie danych Woźniczki 1978, 1980)

h – stany wody: 1 – o godz. 7⁰⁰, 2 – o godz. 20⁰⁰, 3 – chwilowe, maksymalne stany wody; Q – przepływy: 4 – średnie dobowe, 5 – składowa podziemna; Qmax, qmax. – chwilowe, maksymalne przepływy ($m^3 s^{-1}$) i odpływy jednostkowe ($l \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$); Qmin., qmin. – minimalny przepływ i odpływ jednostkowy w okresie badań; H – odpływ ze zlewni (mm): Hc – całkowity (rzeczny), Hg – podziemny, Hp – powierzchniowy (Hc-Hg)

Water levels of Sugnugurin and outflow from the drainage area for the period 11.06. –13.08.1978
(worked out on the basis of the data of Woźniczka 1978, 1980)

h – water levels: 1 – at 7⁰⁰ a. m., 2 – at 20⁰⁰ p. m., 3 – momentary, maximal water levels; Q – discharges: 4 – average daily, 5 – underground component; Qmax., qmax. – momentary maximal discharges ($m^3 s^{-1}$) and unitary outflows ($l \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$); Qmin., qmin. – minimal discharge und unitary outflow at the period of the studies; H – outflow from the drainage area (mm): Hc – total (river), Hg – underground, Hp – surface (Hc-Hg)

torfowo-kamieniste (Skiba 1980). Są to właściwie gładzowiska skalne, przykryte 10–30 cm warstwą darni (mchu), zajmujące 30–40% powierzchni tajgi limbowej. Podpowierzchniowy system wolnych przestrzeni, połączony siecią tuneli, powstał w wyniku sufozyjnego odprowadzenia zwietrzliny i stanowi kolektory odpływu śródpokrywowego. Sufozja jest głównym procesem morfogenetycznym w podpiętrze tajgi limbowej (Pękala, Ziętara 1980a). W tych warunkach szybkość odpływu śródpokrywowego dorównuje prędkości spływu powierzchniowego w piętrze tundry. W tajdzie modrzewiowo-limbowej pokrywy zwietrzelinowe w dolnych partiach zboczy mają większą miąższość i są zbudowane z drobniejszego materiału, co zmniejsza szybkość (wydłuża czas) odpływu śródpokrywowego.

Przedstawione warunki krążenia wody na stokach w piętrach górskiej tundry i tajgi mają podstawowe znaczenie dla formowania się fal wezbraniowych. Według Z. Woźniczki (1978, 1980) w przebiegu wezbrań na Sugnugurin można wyróżnić kilka faz. Bezpośrednio po zakończeniu opadów następuje niewielkie podniesienie stanów wody o 3–5 cm. W ciągu następnych 6–8 godzin rozpoczyna się gwałtowny wzrost przepływu, który osiąga maksimum po kolejnych 9 godzinach, czyli do wystąpienia szczytu fali wezbraniowej upływa około 15–17 godzin. Po przejściu kulminacji następuje szybki spadek natężenia przepływu, który trwa średnio 3,5 doby, ale w końcowej fazie przebiega bardzo łagodnie (ryc. 28).

Opisany przebieg wezbrań, w połączeniu z warunkami obiegu wody na stokach i odległością od przekroju pomiarowego, pozwalają wyjaśnić mechanizm powstawania letnich wezbrań w zlewni Sugnugurin. Niewielki wzrost przepływu w początkowej fazie wezbrania można tłumaczyć powierzchniowym spływem wód z nieprzepuszczalnego dna doliny powyżej wodowskazu, przy czym część wód opadowych pochłania retencja powierzchniowa czynnej warstwy zmarzliny. Gwałtowny wzrost przepływu po 6–8 godzinach jest wynikiem spływu powierzchniowego z piętra tundry i odpływu śródpokrywowego z tajgi limbowej. Są to źródłiskowe obszary zlewni Sugnugurin, oddalone od przekroju pomiarowego maksymalnie 30–40 km, przy średnim spadku dna doliny – 30‰ (Woźniczka 1980). Czas dopływu wody do wodowskazu (6–8 godzin) odpowiada średniej prędkości przepływu około $1,0\text{--}1,5\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, co potwierdzają pomiary młynkiem hydrometrycznym.

Wydaje się, że kulminacje fal wezbraniowych (po kolejnych 9 godzinach) są wynikiem nakładania się odpływu śródpokrywowego z zalesionych zboczy na spływ powierzchniowy z piętra tundry. W dorzeczu Sugnugurin średnia odległość do wody (sieci cieków) wynosi zaledwie 755 m (Woźniczka 1980). Przy dużym nachyleniu zboczy doliny umożliwia to prawie jednoczesny dopływ do koryta rzeki wód pochodzących ze spływu powierzchniowego i śródpokrywowego. Ten ostatni nakłada się na spływ powierzchniowy z piętra tundry w sposób sukcesywny – najpierw w podpiętrze tajgi limbowej, z powodu dużej przepuszczalności podłoża. W miarę przesuwania się fali wezbraniowej w dół zlewni dochodzą wody śródpokrywowe z tajgi modrzewiowo-limbowej, charakteryzującej się większą miąższością i nieco mniejszą przepuszczalnością pokryw stokowych. W efekcie występują wysokie i strome fale wezbraniowe, świadczące o małych zdolnościach retencyjnych dorzecza. Na dużą wysokość fali wezbrania z dnia 1.07 (ryc. 28) istotny wpływ wywarło dodatkowe nałożenie się

wód roztopowych z piętra tundry, gdzie pokrywa śnieżna utrzymywała się do końca czerwca.

Bardziej wydłużony czas opadania fal wezbraniowych jest spowodowany zasilaniem rzeki wodami z pokryw zwietrzelinowych. Odptyw śródpokrywowy najwcześniej zanika w tajdze limbowej, a dłużej utrzymuje się w tajdze modrzewiowo-limbowej i w piętrze lasostepu. Jest to spowodowane różną miąższością, przepuszczalnością i pojemnością wodną pokryw stokowych.

Przedstawiony schemat transformacji opadu w odptyw nie był uwzględniany w pracach hydrologicznych z obszaru Mongolii. Wyjaśnia on gwałtowność i krótki czas trwania wezbrań Sugnugurin, a także innych rzek Chenteju, bez konieczności wiązania ich z opadami o dużym natężeniu. Opady niewątpliwie warunkują wysokość i objętość fal wezbraniowych, lecz gwałtowny przebieg wezbrań deszczowych może być także wywołany nakładaniem się spływu powierzchniowego i śródpokrywowego, przy relatywnie małym natężeniu opadów.

10.2.3. ODPTYW PODZIEMNY ZE ZLEWNI SUGNUGURIN

W zlewni Sugnugurin wydzielenie podziemnej składowej odptywu metodą ścięcia fal wezbraniowych, mimo subiektywności metody, jest wystarczająco dokładne z powodu ostrego kształtu fal wezbraniowych (ryc. 28). Uwagę zwraca wyrównane, podziemne zasilanie rzeki, a zwłaszcza zaskakująco duży jego udział w odptywie całkowitym (41%). W badanym okresie wskaźnik odptywu podziemnego (Hg) wynosił 29,6 mm, natężenie odptywu podziemnego – $2,1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, czyli aż $5,4 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$.

Duży udział zasilania podziemnego w latach suchych (1977 r.) jest zjawiskiem naturalnym i teoretycznie może osiągać 100% (przy braku opadów). Bezwzględne wartości odptywu podziemnego w okresach międzywezbraniowych świadczą jednak o stałym, wysokim dopływie wody do koryta rzeki, który nie ma bezpośredniego związku z opadami. Rozległe występowanie zmarzliny, duża przepuszczalność oraz mała miąższość i pojemność wodna warstwy czynnej pozwalają sądzić, że odptyw podziemny nie pochodzi również wyłącznie z pokryw stokowych. Jak wykazano wcześniej, odptyw śródpokrywowy uczestniczy w formowaniu fal wezbraniowych i trudno go oddzielić od spływu powierzchniowego.

W tych warunkach ważnym źródłem zasilania rzeki są wody podzmarzlinowe i szczelinowe. Świadczy o tym występowanie źródeł o dużej wydajności – od 5 do 15 l s^{-1} . Wyptywy wody z pokryw zwietrzelinowych (gołoborzy) mają znacznie mniejszą wydajność – od $0,5$ do $1,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (Woźniczka 1980). W zlewni Sugnugurin duże źródła występują w piętrze tajgi – u podnóży zboczy o ekspozycji południowej. Takie usytuowanie źródeł jest charakterystyczne dla obszarów z ciągłym występowaniem zmarzliny, gdzie oprócz linii dużych rzek, jezior i uskoków tektonicznych, pozbawione płaszcza zmarzlinowego są także fragmenty stoków o wystawie południowej, tworzące „okna” insulacyjne (Suchodrovskij 1974). Umożliwiają one zasilanie lub drenaż wód podzmarzlinowych i szczelinowych (por. rozdz. 6.5). Źródła o dużej wydajności mogą być także zasilane wodami z wytapiania się zmarzliny, zwłaszcza w latach ciepłych i suchych, do których należał 1977 r.

W różnych piętrach klimatyczno-roślinnych zlewni powszechnie występują małe źródła o wydajności $0,01-0,02 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}$ (Woźniczka 1980). Powstają one w wyniku sezonowej degradacji lodowych jąder form kriogenicznych (pinga, bugry, hydrolakolity), szeroko rozpowszechnionych na badanym terenie (Pękala, Ziętara 1980b). Duża liczba wypływów, mimo małej wydajności pojedynczych źródeł, może mieć istotny wpływ na wielkość odpływu podziemnego. Udział wód z sezonowej degradacji form zmarzlinowych w odpływie podziemnym jest zagadnieniem otwartym.

Większy udział w zasilaniu rzeki mają wody z topniejących nalodzi, powiększające podziemną składową odpływu. Nalodzia zajmują duże powierzchnie płaskich dolin, zwłaszcza poziomów zalewowych. Powszechnie występują w piętrze tajgi doliny Sugnugurin, gdzie jeszcze w lipcu 1977 r. płyty nalodzi osiągały grubość do 2 m (Głazik 1980; Pękala, Ziętara 1980b). Hydrologiczną rolę nalodzi przedstawiono w rozdziale 10.2.6.

W kolejnych okresach międzywezbraniowych występował niewielki wzrost odpływu podziemnego (ryc. 28). Można to wyjaśnić zwiększeniem się zasobów wody podziemnej, uzupełnianych opadami, a także rosnącym w miarę wzrostu temperatury powietrza dopływem wód z topniejących nalodzi, sezonowo degradowanych, kriogenicznych form rzeźby terenu i wytapiania się zmarzliny.

10.2.4. WPŁYW EKSPOZYCJI STOKÓW I WYNIESIENIA TERENU NA ODPŁYW W GÓRNEJ CZĘŚCI DORZECZA CHARAA

Dorzecze Charaa jest asymetryczne (ryc. 27). Zlewnie prawobrzeżnych dopływów są wyżej położone, mają większe deniwelacje, lepiej rozwiniętą sieć rzeczną i dobrze wykształconą piętrowość roślinną. Charaa łączy stepowe Kotliny Batsumber i Dzüün-charaa, w których płyty zmarzliny występują rzadko i nawiązują do biegu starorzeczy (w poziomie zalewowym). Zbocza zajmuje lasostep. Na Charaa i jej dopływach przeprowadzono 2 serie jednorazowych pomiarów przepływów – latem 1977 r. (tab. 12) i wiosną 1978 r. (tab. 13), w kilkunastu przekrojach (ryc. 27). Z wykresu przepływów Sugnugurin (ryc. 28) wynika, że latem 1977 r. (30.06. –5.07) pomiary prowadzono w czasie przechodzenia fali wezbraniowej. Podane w tabeli 12 natężenia przepływów Sugnugurin z godziny 7^{00} są znacznie wyższe od średnich dobowych (ryc. 28), ponieważ były mierzone po przejściu kulminacji fali – w fazie opadania stanów wody. Porównywalność odpływów jednostkowych z dorzecza Sugnugurin z innymi zlewniami jest w miarę wystarczająca dla tych samych dni, w których różnice czasowe w pomiarach przepływów nie przekraczały kilku godzin.

Latem zlewnie prawobrzeżnych dopływów Charaa cechowały wyższe odpływy jednostkowe w porównaniu z lewobrzeżną częścią dorzecza, położoną w cieniu opadów (tab. 12). Wyraźnie zaznaczał się wpływ wyniesienia zlewni na wielkość odpływów jednostkowych. Ze zlewni obejmujących wyższe i wilgotniejsze piętra klimatyczno-roślinne (tundra, tajga) były one znacznie większe (Sugnugurin, Ulgein) niż ze zlewni niżej położonych, o przewadze lasostepów i stepów (Szitangijn, Bujantuin). Pewien wpływ na wysokie odpływy jednostkowe ze zlewni Sugnugurin i Ulgein mogły mieć wody roztopowe z piętra tundry, gdzie śnieg zalegał do końca czerwca.

T a b e l a 12. Zróżnicowanie odpływów jednostkowych z małych zlewni rzecznych górnej części dorzecza Charaa w okresie letnim 1977 r.
Differentiation of the unitary outflows from the small drainage areas of the upper part of the Charaa basin in the summer 1977

Zlewnia	Numer przekroju	Powierzchnia (km ²)	Data pomiaru	Przepływ (m ³ ·s ⁻¹)	Odptyw jednostkowy (l·s ⁻¹ km ⁻²)	Gęstość sieci rzecznej (m·km ⁻²)	Maksymalna deniwelacja (m)
Charaa (Küjn)	1	2030	30.06	0,93	0,5	-	-
d o p ł y w y p r a w o b r z e ż n e							
Sugnugurin	3	392	30.06	2,28	5,8	280	1500
			1.07	74,00	188,8		
			2.07	9,13	23,3		
			4.07	4,14	10,6		
			6.07	3,39	8,6		
Szitangijn	5	86	2.07	0,12	1,4	515	720
Ulgein	7	299	2.07	1,79	6,0	590	1200
Bujantuin	8	78	2.07	0,15	1,9	385	880
d o p ł y w y l e w o b r z e ż n e							
Chudźurtuin	2	330	1.07	0,00	0,0	290	550
Chabczirangain	6	48	2.07	0,05	1,0	200	550
Baldzin	10	153	4.07	0,17	1,1	285	680

T a b e l a 13. Zróznicowanie odpływów jednostkowych z małych zlewni rzecznych górnej części dorzecza Charaa w okresie wiosennym 1978 r.
Differentiation of the unitary outflows from the small drainage areas of the upper part of the Charaa basin in the spring 1978

Zlewnia	Numer przekroju	Powierzchnia (km ²)	Data pomiaru	Przepływ (m ³ ·s ⁻¹)	Odpływ jednostkowy (l s ⁻¹ km ⁻²)	Gęstość sieci rzecznej (m·km ⁻²)	Maksymalna deniwelacja (m)
Charaa	4	2867	13.05	2,71	0,9	–	–
	9	3402	17.05	2,58	0,8	–	–
	12	8050	24.05	2,11	0,3	–	–
d o p ł y w y p r a w o b r z e ż n e							
Szitangijn	5	86	16.05	0,09	1,0	515	720
Ulgein	7	299	16.05	0,46	1,5	590	1200
Bujantuin	8	78	17.05	0,35	4,5	385	880
			18.05	0,11	1,4		
Tarini	11	144	20.05	0,04	0,3	455	940
d o p ł y w y l e w o b r z e ż n e							
Chudzurtuin	2	330	15.05	0,00	0,0	290	550
Chabczirangain	6	48	16.05	0,02	0,4	200	550
Baldżin	10	153	18.05	0,15	1,0	285	680

W czasie przechodzenia kulminacji wezbrania na Sugnugurin (1.07) koryta licznych cieków w lewobrzeżnej, zawietrznej części dorzecza Charaa były suche (np. Chudźurtuin) i tylko w wyższych częściach dolin pojawiała się woda. Przepływy cieków docierających do rzeki głównej były niewielkie, a odpływy jednostkowe nie przekraczały $1,1 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^{-2}$ (Baldzin).

Średni odpływ jednostkowy ze zlewni Sugnugurin za okres 11.06–13.08.1977 r. wynosił $13,0 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^{-2}$. W dniu 30.06.1977 r., czyli przed rozpoczęciem wezbrania, wynosił $5,8 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^{-2}$, podczas gdy dla dorzecza Charaa (w przekroju 1) – $0,5 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^{-2}$. Dane te dobitnie świadczą o większej zasobności w wodę górnych, bardziej wilgotnych części zlewni. Górská tundra i tajga Chenteju jest obszarem formowania się odpływu rzecznoego.

Wiosną 1978 r. odpływy jednostkowe były znacznie niższe niż w czasie suchego lata 1977 r. (tab. 13). Okres badań należał do wyjątkowo suchych jak na warunki wiosenne. Dla maja średni wieloletni (1951–1969) przepływ Charaa w przekroju Baruuncharaa (9580 km^2) wynosi $16,4 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ ($1,7 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^{-2}$), a 24.05.1977 r. w przekroju 12 osiągał zaledwie $2,1 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ ($0,3 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^{-2}$). We wszystkich zlewniach, niezależnie od ich ekspozycji, wyniesienia i udziału różnych pięter klimatyczno-roślinnych, odpływy jednostkowe nie przekraczały $1,5 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^{-2}$. Wyjątek stanowiła mała i nisko położona zlewnia Bujantuin, z której odpływ jednostkowy wynosił $4,5 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^{-2}$ (17.05). Wartość ta znacznie odbiega od pozostałych zlewni i jest wynikiem wpływu topnienia nalodzi na przepływ (por. rozdz. 10.2.6).

Przyczyną na ogół małych przepływów rzek wiosną są niewielkie opady zimą, a tym samym małe zapasy wody w pokrywie śnieżnej. W dorzeczu Charaa odpływy wiosennych wezbrań wynosi średnio 6–10 mm, co stanowi 8–10% odpływu rocznego (Semienov, Mjagmardżav 1977). Mimo przemarznięcia gruntu przebieg roztopów jest łagodny z powodu dużego wpływu czynników lokalnych na procesy sublimacji i topnienia śniegu (por. rozdz. 5.2). Silny wiatr zwiększa suchość powietrza i podłoża. Parowanie terenowe jest większe od opadów, przynajmniej w piętrach stepu i lasostepu (Gavrilova 1974), co potęguje deficyt wody i opóźnia wegetację. Niedobory wody znajdują odzwierciedlenie w małych odpływach jednostkowych ze zlewni, niezależnie od cech środowiska przyrodniczego.

10.2.5. OBSZARY O DODATNIM I UJEMNYM BILANSIE WODNYM

Ważną cechą potoków Chenteju, a także Changaju i Gór Chubsugulskich jest zmniejszanie się przepływu z biegiem cieków, które w dolnych odcinkach mają często charakter epizodyczny. Zjawisko to występuje wyraźnie w strefie stożków napływowych, wychodzących z dolin bocznych, gdzie część wód infiltruje w przepuszczalne podłoże i zasila wody podziemne, chociaż niekiedy może być odwrotnie (Kraśnikow 1973; Glazik i in. 1978). Duże rzeki, wypływające z gór, płyną tranzytem przez obszary stepowe (np. Kerulen), a spadek przepływu jest szczególnie wyraźny w okresach międzywezbraniowych (Glazik 1979a; Andrzejewski, Glazik 1984). Wiosną 1978 r. także na Charaa obserwowano zmniejszanie się przepływu z biegiem rzeki (tab. 13). Różne związki hydrauliczne wód powierzchniowych i podziemnych wyini-

kają jednak z warunków lokalnych i nie decydują o ogólnej tendencji zmniejszania się przepływu z biegiem rzeki. Zasadniczą rolę odgrywają różnice w bilansie wodnym śródgórskich kotlin i stepowych przedgórz w porównaniu z wyżej leżącymi piętrami klimatyczno-roślinnymi.

Położone w piętrze stepu i częściowo lasostepu śródgórskie kotliny i przedgórze Chenteju mają ujemny bilans wodny, czyli opady nie równoważą strat wody na parowanie terenowe i transpirację. Latem parowanie na stacji Ułan Bator (1264 m npm.), usytuowanej na granicy lasostepu i stepu, wynosi przeciętnie 50–60 mm miesięcznie (Gawrilova 1974). Z porównania tej wartości z opadami w dolinie Sugnugurin (tab. 11) wynika, że w punktach pomiarowych zainstalowanych na wysokościach 1190–1280 m npm. (lasostep) zasilanie było równe lub nieco wyższe od parowania, przy uwzględnieniu długości obserwacji (5 dekad). Jedynie na wierzcholinie (1500 m npm.), której wysokość odpowiada tajdze modrzewiowo-limbowej, opady wyraźnie przewyższały parowanie. Wynika z tego, że na dowietrznym skłonie Chenteju granica między strefą wilgotną i suchą leżała w badanym okresie na wysokości około 1400 m npm., odpowiadającej dolnej granicy górskiej tajgi (por. ryc. 26).

We wschodniej, zawięzłej części Chenteju obszary o dodatnim bilansie wodnym występują powyżej 1700 m npm., czyli około 300 m wyżej niż na zachodnim skłonie gór. Świadczą o tym sumy opadów i stosunki hydrologiczne w zlewni Dunda-Bajdałajijn (Michalczyk i in. 1979, 1980; Zinkiewicz 1979). Ciekawym przypadkiem jest bezodpływowe jezioro Chocho nuur, położone w strefie wododziałowej na wysokości 1670 m npm. (lokalizacja – ryc. 37). Jezioro, zasilane wyłącznie opadami, ma stabilny poziom wody (Michalczyk i in. 1979), co wskazuje na równowagę zasilania i parowania. Latem 1975 r. na południowym skłonie Changaju nadwyżki sum opadów nad parowaniem występowały dopiero powyżej 2200–2300 m npm. (Dauksza, Soja 1977; Soja 1980), czyli 800–900 m wyżej niż w dolinie Sugnugurin. Świadczy to o intensywnym oddziaływaniu suchego przedpola (Gobi) na klimat południowego Changaju. Granica między obszarami o dodatnim i ujemnym bilansie wodnym może ulegać w różnych latach pewnym oscylacjom w zależności od warunków hydrometeorologicznych.

W tym miejscu warto podkreślić dużą rolę badań interdyscyplinarnych (botanicznych, zmarzlinowych, geomorfologicznych), a zwłaszcza gleboznawczych, w prognozowaniu stosunków wodnych. Z powodu braku obserwacji meteorologicznych i hydrologicznych pozwalają one stosunkowo precyzyjnie wyróżnić obszary o dodatnim lub ujemnym bilansie wodnym. W Chenteju badania gleboznawcze potwierdzają dużą wilgotność i dodatni bilans wodny pięter górskiej tundry i tajgi. Świadczy o tym występowanie gleb bielcowych i sufozycznych (przemywanie gruntu), brak poziomów węglanowych oraz kwaśny odczyn gleb (Dordżgotov 1972, 1973; Skiba 1978, 1980). Gleby tajgi i tundry nie są oglejone (z wyjątkiem lokalnych zagłębień i zatorfionych dolin) oraz nigdzie nie wykazują śladów zasolenia.

Piętro lasostepu stanowi strefę przejściową do obszarów o ujemnym bilansie wodnym. Zalesione stoki północne charakteryzuje umiarkowana wilgotność, zbliżona do dolnej części tajgi modrzewiowo-limbowej, o mniej więcej równych sumach opadów i parowania oraz obojętnym odczynie gleb. Gleby bezleśnych stoków i stepowych

kotlin mają już odczyn alkaliczny. Poziomy węglanowe występują tuż pod powierzchnią terenu, a w glebach suchych stepów nawet w poziomie próchnicznym, i lokalnie tworzą gleby zasolone, co oznacza przewagę parowania nad opadami (Skiba 1980).

Badania dynamiki uwilgotnienia stepowych gleb ciemnokasztanowych w piętrze lasostepu (Ułaan Tołgoj) wykazały, że najbardziej suchym sezonem roku jest wiosna i początek lata (czerwiec), a najwilgotniejszym – okres letnio-jesienno. Wilgotność profilu glebowego zależy od ilości i okresu występowania opadów. W warunkach silnej ewapotranspiracji letnie i jesienne deszcze zwiększają wilgotność gleb stepowych jedynie do głębokości 50–60 cm. Zdarzają się jednak lata mokre, w których następuje okresowe nasycenie profilu glebowego wodą opadową oraz przesączanie się jej do warstw niżej leżących (Batbajar, Dordżgotov 1977). Stwierdzenie to pozwala sądzić, że w stepowych obszarach północnej Mongolii, mimo ujemnego bilansu wodnego, możliwe jest ograniczone zasilanie wód podziemnych opadami.

10.2.6. HYDROLOGICZNA ROLA NALODZI

W północnej Mongolii charakterystycznym zjawiskiem jest tworzenie się nalodzi w sezonie zimowym (Dżamsran 1963). Już w XIX w. nalodzia były opisywane przez podróżników jako tzw. „naskorupienia lodowe”. Występują one powszechnie w Chenteju (Michalczyk i in. 1979; Pękala i in. 1979; Pękala, Ziętara 1980b), w Górach Chubsugulskich (Čerkasov, Batsuch 1975; Batsuch, Čerkasov 1977) oraz w Changaju (Kuzniecov 1959, 1968), w tym na południowym jego skłonie (Froehlich, Słupik 1977). W zlewni Sugnugurin nalodzia zajmują największe powierzchnie w piętrze tajgi, gdzie zimą pokrywają całe dna płaskodennych dolin (Pękala, Ziętara 1980b). W lipcu 1977 r. duże płyty jeszcze nie roztopionych nalodzi obserwowano w górnej części doliny Sugnugurin, a także w dorzeczu Toły (zlewnia Tereldź) – od strony masywu Asralt Chajrchan uł.

Nalodzia powstają w wyniku wypływu wody podziemnej na powierzchnię terenu. Objętość nalodzi zależy od wydajności i czasu funkcjonowania wypływów, zasilanych wodami rzeczными, nadzmarzlinowymi, podzmarzlinowymi lub szczelinowymi. Wypływy wód mogą mieć charakter stały, epizodyczny (wielokrotny) lub jednorazowy. W zależności od rodzaju zasilania wyróżnia się nalodzia rzeczne, źródlane, gruntowe i poligenetyczne (Suchodrovskij 1974). Nalodzia rzeczne tworzą się w okresie znacznego zwężenia przekroju poprzecznego koryta lub lokalnego zamarzania do dna płytkich odcinków rzek. Są wynikiem często wielokrotnych wylewów wody na pokrywą lodową rzeki i powierzchnię poziomu zalewowego. Nalodzia te są płaskie i mają niewielką grubość. W przypadku obfitego i ciągłego zasilania rzek wodami podkorytowymi (podzmarzlinowymi) pokrywy nalodzi w zwężeniach dolin mogą osiągać miąższość do kilku metrów (Suchodrovskij 1974).

Nalodzia źródlane powstają poniżej wypływów wód podzmarzlinowych i szczelinowych o różnej wydajności. Z powodu ciągłego wypływu wody systematycznie zwiększają swoją grubość w czasie zimy. Niekiedy są to źródła mineralne lub termalne, jak w dolinie rzeki Ider, w górnym biegu Orchonu (Chudżirt) i w dorzeczu Ononu

(Kuzniecov 1959). Nalodzia źródlane powstają corocznie w tych samych miejscach. Posiadają grubość do 2,5 m i wypukły kształt, zwłaszcza w pobliżu miejsc wypływu wody.

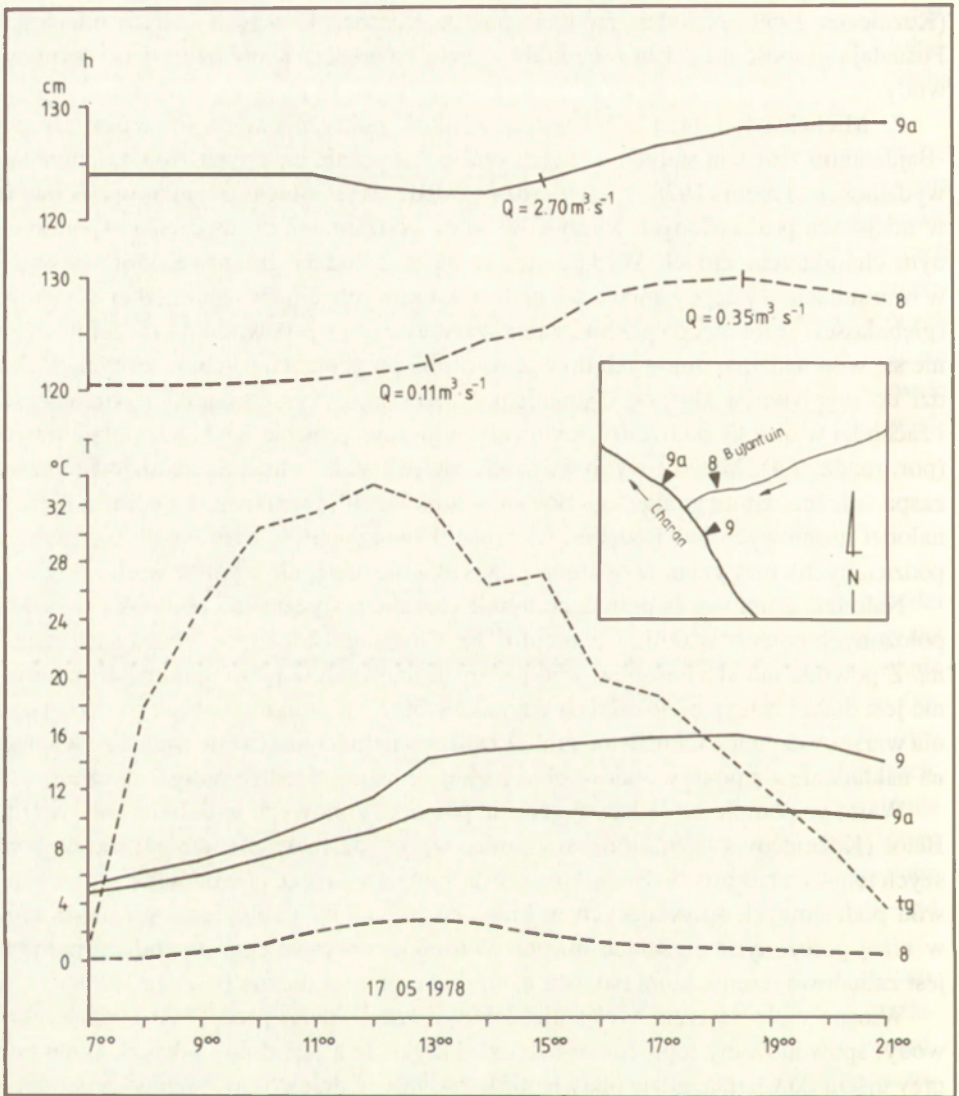
Z. Michalczyk i in. (1979) wiążą wielkość pokrycia nalodziami doliny Dunda-Bajdałagijn z ilością stałych, a zwłaszcza sporadycznie czynnych źródeł o zmiennej wydajności. Latem 1978 r. stwierdzają ślady występowania pokryw lodowych w miejscach pozbawionych wypływów wody podziemnej, co wyjaśniają sporadycznym charakterem źródeł. Wydaje się, że są to nalodzia gruntowe, które powstają w warunkach występowania wód nadzmarzlinowych i nierównomiernej szybkości (głębokości) sezonowego przemarzania warstwy czynnej. Powoduje to przemieszczanie się wód nadzmarzlinowych do miejsc wolniej przemarzających, w których dochodzi do wypływu wody pod ciśnieniem. Proces ma zwykle charakter jednorazowy i zachodzi w okresie poprzedzającym całkowite zamarznięcie wód nadzmarzlinowych (por. rozdz. 7.4). Miejsce wypływu wody nie jest stałe i może je zainicjować nawet zaspas śnieżna, zmniejszająca głębokość sezonowego przemarzania podłoża. Geneza nalodzi gruntowych jest podobna do procesu tworzenia się hydrolakolitów (nalodzi podziemnych), przy czym w ostatnim przypadku nie następuje wypływ wody.

Nalodzia gruntowe są prawdopodobnie charakterystyczne dla podmokłych, wyżej położonych odcinków dolin Chenteju i Gór Chubsugulskich, podścielonych zmarzliną. Z powodu małych zasobów wód nadzmarzlinowych objętość nalodzi gruntowych nie jest duża i zależy od lokalnych warunków oraz dynamiki sezonowego przemarzania warstwy czynnej. Określenie źródeł zasilania nalodzi jest często trudne ze względu na nakładanie się pokryw lodowych o różnej genezie (nalodzia poligenetyczne).

Warto wspomnieć o ciekawej genezie powodzi zimowych w dolinie Toły w Ułan Bator (Kuzniecov 1959), które mogą mieć wpływ na tworzenie się nalodzi na wyższych terasach rzecznych. Zimą Toła często zamarza do dna, powodując podpiętrzenie wód podziemnych spływających w kierunku osi doliny i zatopienie piwnic domów w niżej położonych częściach miasta. Warunkiem wystąpienia powodzi zimowych jest zabudowa terenu, która zakłóca naturalny reżim termiczny podłoża.

Wiosną niektóre rzeki wykazują dobowy rytm wahań przepływu i temperatury wody, spowodowany topnieniem nalodzi. Przykładem jest dolny odcinek Bujantuin, przy ujściu do Charaa, gdzie płyty nalodzi zalegały w dnie doliny – powyżej przekroju nr 8 (ryc. 29). Charakterystyczną cechą Bujantuin jest bardzo niska i wyrównana temperatura wody. Z powodu małego przepływu potok ulegał nocą silnemu wychłodzeniu, a w ciągu dnia szybki wzrost zasilania z topniejących nalodzi utrudniał nagrzewanie się wody. W godzinach popołudniowych obserwowano podniesienie stanów wody i ponad trzykrotny wzrost przepływu, przy silnym zmętnieniu wody. To ostatnie wynika z dużej zawartości pyłu w pokrywach lodowych, naniesionego ze stepowych obszarów doliny Charaa. Deflacja jest szczególnie intensywna wiosną, czemu sprzyja silny wiatr i suche podłoże (początek wegetacji). Po zachodzie słońca przepływ Bujantuin zmniejszał się w wyniku gwałtownego spadku temperatury powietrza. Wyrazem zahamowania procesu topnienia nalodzi był wzrost przezroczystości wody.

Rzeka Bujantuin w małym stopniu oddziałuje na reżim hydrologiczny Charaa



Ryc. 29. Wpływ topnienia nalodzi na dobowy przebieg stanów (h) i temperatury wody (T) rzek Bujantuin i Charaa w dniu 17.05.1978 r. (wg Glazik 1980)

8 – Bujantuin, 9 – Charaa powyżej ujścia Bujantuin (lokalizacja przekrojów 8 i 9 na szkicu sytuacyjnym i ryc. 27), 9a – Charaa poniżej ujścia Bujantuin, tg – temperatura powierzchni gruntu, Q – przepływ

Influence of the icings' thawing upon the daily course of water levels (h) and water temperatures (T) of the rivers of Bujantuin and Charaa on 17.05.1978 (after Glazik 1980)

8 – Bujantuin, 9 – Charaa upstream the river mouth of Bujantuin (location of the cross-sections 8 and 9 on the site sketch and fig. 27), 9a – Charaa downstream the river mouth of Bujantuin, tg – temperature of the ground surface, Q – discharge

z powodu dużych różnic w natężeniach przepływu. Pomimo tego wyraźnie zaznaczał się spadek temperatury wody Charaa, poniżej ujścia Bujantuin (ryc. 29). Niewielki wzrost przepływu Charaa w godzinach popołudniowych można przypisać zasilaniu rzeki wodami z nalodzi. Rytm dobowych wahań przepływu jest wyraźny w małych zlewniach rzecznych, zwłaszcza w okresach bezdeszczowych i przy dużych różnicach temperatury powietrza między nocą a dniem. Istotna jest powierzchnia płatów nalodzi i ich odległość od przekroju pomiarowego. W większych dorzeczych rytm dobowych wahań zakłócają zróżnicowane warunki zasilania i opóźnienia czasowe w dopływie wody z różnych płatów nalodzi do przekroju pomiarowego. Dobowe zmiany stanów wody, podobne do opisanych, mogą być także spowodowane wiosennym tajaniem śniegu w górach.

W Mongolii występowanie nalodzi jest wskaźnikiem zasobów wód podziemnych. Zimą przepływy rzek nie zamarzających do dna są zmniejszone o ilość wody zretencjonowanej w nalodziach. W mniejszych zlewniach, których rzeki zamarzają do dna, duża część odpływu podziemnego jest akumulowana w pokrywach lodowych. Dotyczy to głównie górskich zlewni Chenteju, Changaju i Gór Chubsugulskich, gdzie nalodzia występują powszechnie. W ciepłym okresie roku wody z wolno topniejących pokryw lodowych powiększają podziemną składową odpływu rzeczno. Hydrologiczna rola nalodzi polega więc na przesunięciu części odpływu podziemnego z zimnego sezonu roku na sezon ciepły.

Ważnym problemem jest wielkość zasilania rzek wodami z nalodzi. Określenie jej z hydrogramu odpływu nie jest możliwe. Brak również chociaż przybliżonych danych dotyczących wydajności źródeł. Dotychczasowe szacunki opierają się na trudnej do ustalenia objętości pokryw lodowych. N. Batsuch i A. E. Čerkasov (1977) oceniają, że ilość wody zmagazynowanej w nalodziach małych zlewni basenu jeziora Chubsugul wynosi od 1 do 9% średniego rocznego odpływu, przy objętości nalodzi źródlanych od 2000 do 60 000 m³. Dla rzek dorzecza Selengi przyjmują, że nalodzia zimą zmniejszają odpływ podziemny z dużych dorzeczy (powyżej 50 000 km²) o 3%, a z mniejszych (poniżej 10 000 km²) o 6–8%. Wartości te w małych zlewniach górskich znacznie wzrastają i mają istotny wpływ na rozkład odpływu w ciągu roku.

10.2.7. ZMIANY STOSUNKÓW WODNYCH POD WPLYWEM GOSPODARKI CZŁOWIEKA

Środowisko przyrodnicze Mongolii ulega coraz silniejszym przekształceniom w wyniku działalności człowieka. Na zmianę stosunków wodnych wpływają: zmiany w użytkowaniu terenu (zaoranie pastwisk), nawadnianie pól, wycinanie lasów, wkraczanie hodowli w wyższe części dolin, nadmierny wypas zwierząt, rosnące zapotrzebowanie na wodę. Efektem działalności człowieka jest degradacja zmarzliny, zwiększenie odpływu, przesuszenie gruntu, wzrost natężenia procesów erozji, akumulacji i deflacji oraz zwiększenie strat wody na parowanie. W wyniku antropopresji zmniejszeniu i pogorszeniu ulegają zasoby wodne kraju.

W Mongolii problemy antropopresji są zagadnieniem nowym, słabo zbadanym i do czasu mongolsko-polskich ekspedycji nie były uwzględniane w pracach geograficznych. W północnej części kraju największe zmiany dotyczą pogranicza lasu i ste-

pu. Czułym wskaźnikiem przekształcenia stosunków wodnych są zmiany granic między stepem a lasem. Problem jest jednak złożony i dyskusyjny. Główną trudność sprawia stwierdzenie, czy ekspansja stepów lub lasów jest wynikiem działalności człowieka, czy zmian klimatycznych. Lasostep stanowi typową formację roślinną północnej Mongolii. Wydaje się, że obecna bezleśność stoków południowych jest głównie zjawiskiem naturalnym, uwarunkowanym klimatycznie, charakterystycznym zarówno dla rejonów antropopresji, jak i dotąd bezludnych obszarów kraju. Zasięgi lasów ulegały zmianom w wyniku wahań klimatycznych, ale w niektórych częściach Mongolii ekspansja stepów jest spowodowana działalnością człowieka, o czym świadczą badania na zachodnim skłonie Chenteju.

W piętrze lasostepu doliny Sugnugurin zbocza południowe były dawniej zalesione, czyli zamiast lasostepu występowała tajga. Świadczą o tym grupy drzew rosnące na zboczach południowych, pnie drzew i węgielki drzewne zachowane w osadach, pokrywy deluwialne z głęboko zalegającym poziomem próchnicznym oraz horyzonty gleb kopalnych (Lach 1980; Pacyna 1980; Skiba 1980). W śródgórkich, stepowych kotlinach północnej Mongolii często spotyka się gleby kasztanowe z drugim, ciemniejszym horyzontem humusowym, rejestrującym wcześniejszą, łąkową fazę rozwoju gleby, co świadczy o współcześnie większej suchości klimatu (Dordżgotov 1977). Potwierdza to także mniejsza obecnie siła transportowa rzeki Charaa, zarejestrowana w osadach (Klimek 1978). Brak datowań osadów uniemożliwia stwierdzenie, kiedy nastąpiło odlesienie zboczy południowych i w jakim stopniu jest ono wynikiem zmian klimatycznych lub zdarzeń losowych (pożary lasów od wyładowań atmosferycznych), a w jakim zostało spowodowane działalnością człowieka.

Zniszczenie lasu w obecnych warunkach klimatycznych Mongolii uniemożliwia jego odnowienie. Intensywne, zrębowe wyręby lasów na zachodnim skłonie Chenteju wkraczają już w piętro tajgi, głównie wzdłuż południowych, bardziej suchych zboczy dolin. Powoduje to zanik zmarzliny, przesuszenie podłoża (usychanie drzew) i wzrost natężenia procesów denudacyjnych. Dolne partie górskiej tajgi stopniowo przekształcają się w lasostep. Hydrologicznym dowodem współczesnych zmian stosunków wodnych w wyniku działalności człowieka jest wskazana wcześniej tendencja wzrostu odpływu z górnej części dorzecza Charaa (por. rozdz. 9.3).

Reasumując należy stwierdzić, że przesunięcie granicy między lasem a stepem może, lecz nie musi, być spowodowane działalnością człowieka. Wyjaśnienie tego problemu wymaga szczegółowych badań w konkretnych warunkach, tym bardziej, że w północnej Mongolii są obserwowane przypadki wkraczania lasu na stepowe gleby kasztanowe i czarnoziemy (Dordżgotov, Undral 1980; Gerasimov, Nogina 1984).

10.3. OBIEG WODY W GÓRNEJ CZĘŚCI DORZECZA TOŁY

Zagadnienie przedstawiono na przykładzie 2 rzek – Tereldź i Baruun-Bajan, stanowiących prawobrzeżne dopływy górnej Toły. Zlewnia Tereldź (1220 km) leży między zlewniami Sugnugurin (na zachodzie) i Baruun-Bajan (na wschodzie) i jest zamknięta wodowskazem w miejscowości Tereldź (ryc. 18 – przekrój 14). Odpływ ze

zlewni opracowano na podstawie danych Mongolskiej Służby Hydrologicznej – średnich dobowych przepływów i dobowych sum opadów ze stacji Tereldź w roku suchym (1989) i mokrym (1990). Obserwacje i pomiary hydrologiczne w zlewni Baruun-Bajan (405 km²) przeprowadzono w tych samych latach, ale w krótkich, dwutygodniowych okresach badawczych. Wiele faktów wskazuje na podobne warunki krążenia wody w zlewniach. Tereldź spełnia zatem kryteria zlewni-analoga odnośnie przebiegu odpływu w cyklu rocznym.

10.3.1. PRZYRODNICZE WARUNKI OBIEGU WODY

Dane dotyczące środowiska geograficznego zlewni Tereldź i Baruun-Bajan są niezwykle skąpe. Podczas mongolsko-polskich ekspedycji nie prowadzono kompleksowych badań środowiska, a obserwowano jedynie wybrane elementy. W zlewni Baruun-Bajan obserwacje i pomiary hydrologiczne dotyczyły przepuszczalności podłoża, odpływu i mineralizacji wód (Glazik, Soja 1991, 1993), zaś w dolinie Toły, w pobliżu analizowanych zlewni, przeprowadzono badania mikroklimatyczne (Skoczek i in. 1990; Błażejczyk i in. 1992). Nie dysponowano także mapami topograficznymi zlewni Tereldź, pozwalającymi chociaż ogólnie zapoznać się z rzeźbą, hydrografią terenu i rozmieszczeniem lasów. Z tych powodów jedynie na podstawie analizy odpływu można wnioskować o właściwościach wodnych zlewni Tereldź, wykorzystując zależności między przebiegiem odpływu a warunkami środowiska z sąsiednich zlewni Chenteju.

Tereldź i Baruun-Bajan odwadniają wysokogórskie obszary Chenteju Centralnego, położone po zawietrznej, południowo-wschodniej stronie głównego grzbietu (Baga Chentej). Rzędne wododziałów osiągają 2600–2800 m n.p.m., a zamykające zlewnie wodowskazy znajdują się na wysokości około 1500 m n.p.m., czyli różnica wynosi 1100–1300 m. W zlewni Baruun-Bajan, podobnie jak w innych częściach Chenteju, przeważają skały metamorficzne i granitoidy. Przepuszczalność podłoża jest silnie zróżnicowana. Wyniki terenowych pomiarów infiltracji wody przedstawiono w rozdziale 8.2 (por. ryc. 17).

Charakterystyczną cechą badanych zlewni, mimo wyższego położenia, jest większa suchość klimatu w porównaniu ze zlewnią Sugnugurin. Świadczy o tym przesunięcie ku górze stref występowania wieloletniej zmarzliny i pięter roślinnych. Na południowym skłonie Chenteju dominuje zmarzlina o charakterze wyspowym, zajmująca pas o największej szerokości, rozwinięty kosztem wyżej położonej strefy o przerwany charakterze zmarzliny (Gravis 1974a). W zlewniach Tereldź i Baruun-Bajan brak piętra stepów, a dolne części zlewni zajmują lasostepy (ryc. 26). Mniejsza wilgotność podłoża powoduje podniesienie górnej granicy lasostepu i zwężenie piętra górskiej tajgi, co odpowiada rozmieszczeniu stref o różnej zawartości płaszcza zmarzlinowego. W zlewni Baruun-Bajan piętro tajgi leży na wysokości 1800–2100 m n.p.m. W zlewni Tereldź granice pięter roślinnych zajmują prawdopodobnie pośrednie położenie między zlewniami Sugnugurin i Baruun-Bajan. Na podstawie przedstawionych danych można wstępnie przyjąć, że klimat i warunki krążenia wody w badanych zlewniach są zbliżone, a zasadnicze różnice w porównaniu z zachodnim skłonem Chenteju wynikają z mniejszej ilości wody.

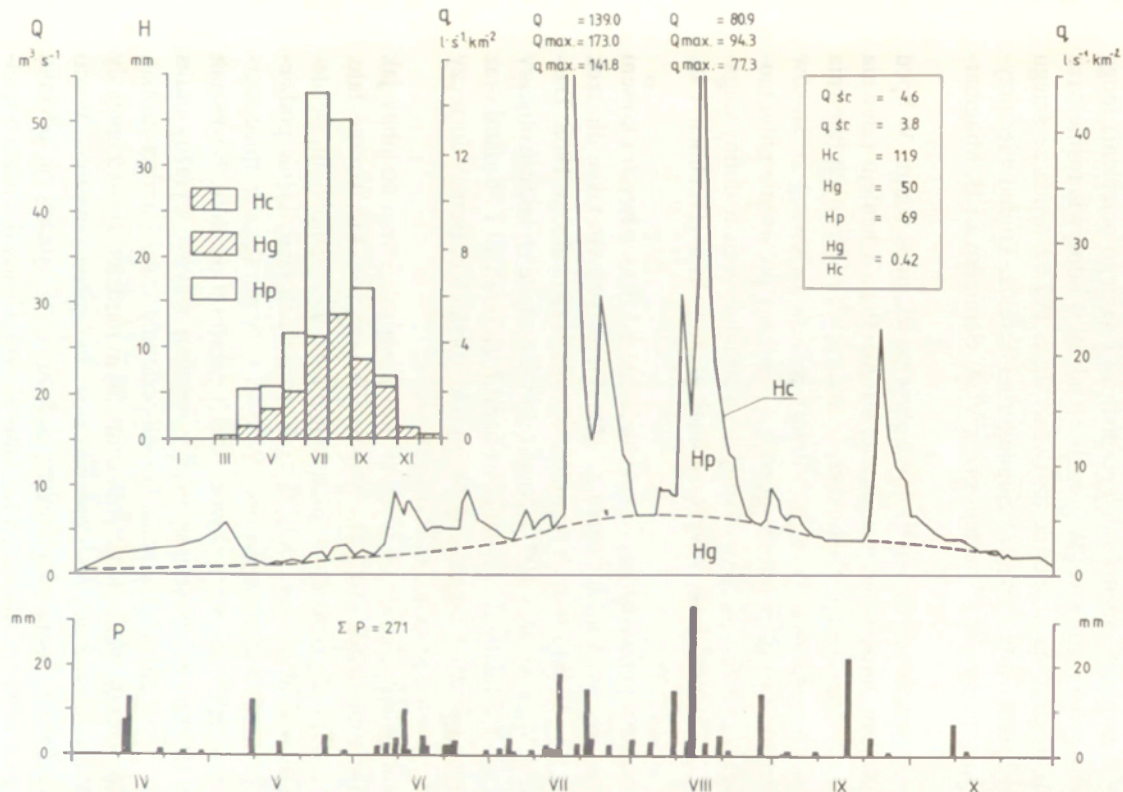
Chentej należy do najwilgotniejszych regionów Mongolii. Przyjmuje się, że największy odpływ występuje w północnej części gór – w pobliżu granicy z Rosją (dorzecza Jeröo, Mindź i Ononu), ale podawane są różne wartości średniego rocznego odpływu jednostkowego: 4–5 (Cerensodnom 1980), 5–6 (Bat 1979), 6–8 $l \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ (Mjagmardżav 1972). Na mapkach, załączonych do cytowanych prac, południowy skłon Chenteju (zlewnia Tereldź) ma odpływ znacznie niższy – od 1–2 do 2–4 $l \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$. Wieloletnie dane ze zlewni Tereldź (1972–1990) wykazują dużo większy odpływ i silnie zróżnicowane wartości średnich rocznych – od 0,9 do 11,4 $l \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ (28–360 mm), przeciętne 6,5 $l \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ (206 mm). Różnice dochodzą więc do kilkuset procent, czyli podawane w literaturze wartości trudno nawet uznać za szacunkowe.

Przyczyną słabego rozpoznania wielkości odpływu jest mała liczba posterunków wodowskazowych, zwłaszcza w górach. Podobnie jak w przypadku opadów są powszechnie wykorzystywane zależności między odpływem a średnią wysokością zlewni nad poziom morza (Čerkasov, Batsuch 1975; Daśdeleg 1975; Semienov, Mjagmardżav 1977; Bat 1979; Deśigdordź 1980). Na ich podstawie są określane: natężenie odpływu, jego składowe (odpływ powierzchniowy i podziemny), dynamika, zmienność, a także daty występowania wezbrań i niżówek w obszarach słabo zbadanych. Niekiedy reżim odpływu jest dodatkowo uzależniany od powierzchni dorzecza (Bat 1973, 1979; Daśdeleg 1975; Semienov, Mjagmardżav 1977).

Uwagę zwraca marginesowe traktowanie wpływu środowiska na odpływ, którego rolę mają uwzględniać regionalne współczynniki korekcyjne (Semienov, Mjagmardżav 1977; Bat 1979). Żadna z cytowanych prac nie podaje sposobu wyliczenia średniej wysokości zlewni. Odpływ na mapkach jest przedstawiany głównie metodą izolunii, która przy małej liczbie punktów i górskiej rzeźbie ma charakter subiektywny. Nie wiadomo czy lokalizacja punktów do interpolacji dotyczy przekroju wodowskazowego, środka ciężkości zlewni, czy też izolinie wykreślono według poziomicy. Większe zlewnie obejmują zwykle obszary wysokogórskie, śródgórskie kotliny i przedgórza, zatem odpływ w przekroju wodowskazowym jest wypadkową silnie zróżnicowanych warunków środowiska wewnątrz zlewni (por. rozdz. 10.3.4).

Odpływ ze zlewni Tereldź przedstawiono na przykładzie roku suchego 1989 r. (ryc. 30) i mokrego 1990 r. (ryc. 31), a różnice podano w zestawieniu (tab. 14). Ryciny zawierają: wykres średnich dobowych przepływów w ciepłym okresie roku, diagram średnich miesięcznych odpływów w roku kalendarzowym, tabelkę średniego rocznego odpływu i diagram dobowych sum opadów na stacji Tereldź (1500 m n.p.m.). Podziemną składową odpływu wydzielono metodą ścięcia fal wezbraniowych. Rozkład odpływu w ciągu roku jest bardzo nierównomierny i odpowiada rozkładowi opadów. W przebiegu odpływu można wyróżnić 3 okresy: wiosenne wezbrania roztopowe, letnie wezbrania deszczowe, niżówkę zimową.

Wezbrania roztopowe zaznaczają się słabo z powodu małych opadów zimą, a ich udział w rocznym odpływie z dorzecza Toły wynosi 6% (Semienov, Mjagmardżav 1977). Mimo przemarznięcia podłoża przebieg roztopów jest łagodny i wydłużony, czemu sprzyjają warunki omówione w rozdziale 5.2. W latach 1989–1990 kulminacje



Ryc. 30. Odpływ ze zlewni Tereldz w suchym roku 1989

Q – średnie dobowe przepływy, q – średnie dobowe i miesięczne odpływy jednostkowe; $Q_{\text{max.}}$, $q_{\text{max.}}$ – chwilowe, maksymalne przepływy ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) i odpływy jednostkowe ($\text{l s}^{-1} \text{km}^{-2}$); $Q_{\text{sr.}}$, $q_{\text{sr.}}$ – średni roczny przepływ i odpływ jednostkowy; H – miesięczne wskaźniki odpływu, H_c – odpływ całkowity (rzeczny), H_g – odpływ podziemny, H_p – odpływ powierzchniowy ($H_c - H_g$); P – dobowe sumy opadów (stacja Tereldz), ΣP – roczna suma opadów

Outflow from the Tereldz drainage area in the dry year 1989

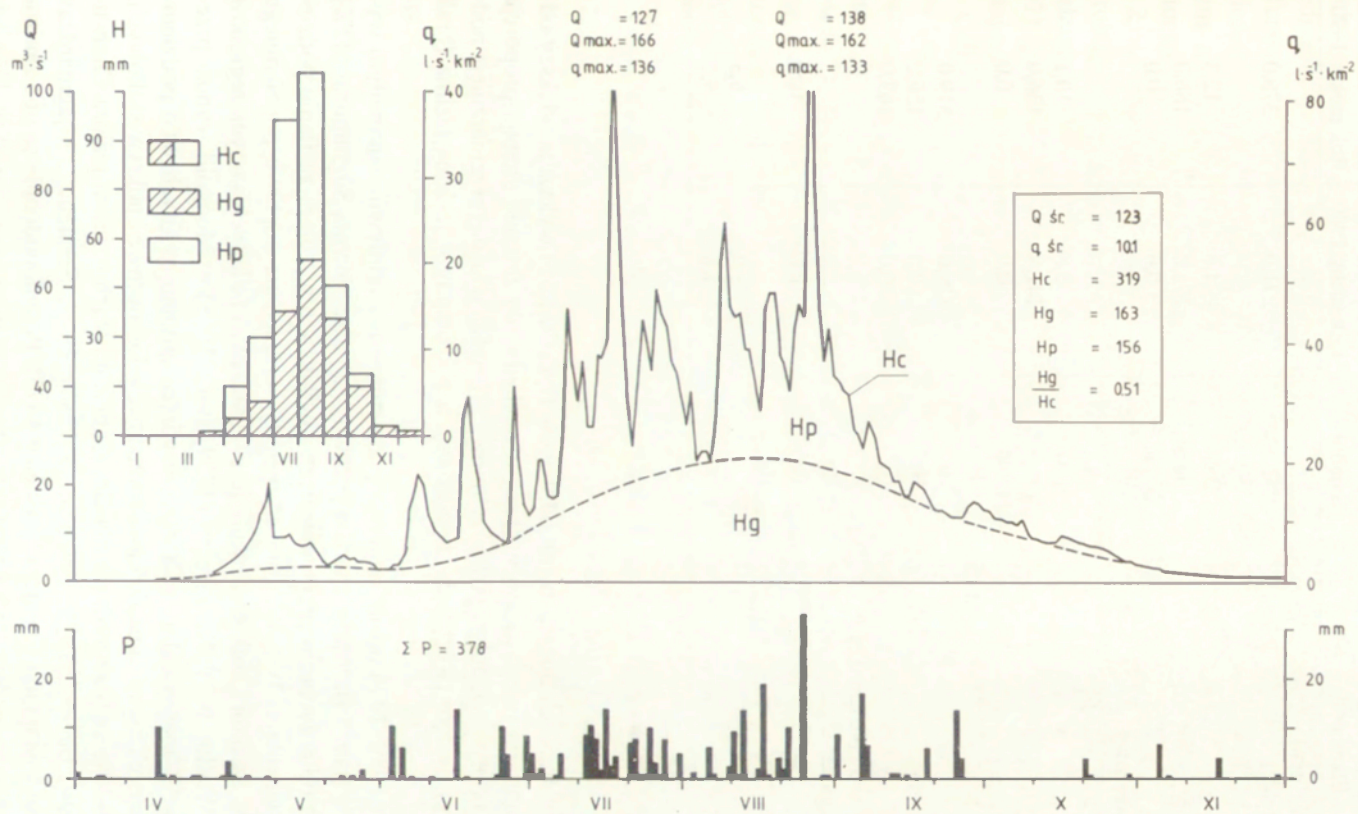
Q – mean daily discharges, q – mean daily and monthly unitary outflows; $Q_{\text{max.}}$, $q_{\text{max.}}$ – momentary, maximal discharges ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) and unitary outflows ($\text{l s}^{-1} \text{km}^{-2}$); $Q_{\text{sr.}}$, $q_{\text{sr.}}$ – mean yearly discharge and unitary outflow; H – monthly indicators of outflow, H_c – total outflow (river), H_g – underground outflow, H_p – surface outflow ($H_c - H_g$); P – daily sums of precipitates (Tereldz station), ΣP – yearly sum of precipitates

wystąpiły w pierwszej dekadzie maja, a objętość i wysokość fal wezbraniowych były zdecydowanie niższe od wezbrań deszczowych. Największe zasoby wody w pokrywie śnieżnej występują w północnej części Chenteju, na dowietrznych stokach piętra tajgi (50–100 mm), gdzie są dwukrotnie większe niż na stokach zawietrznych (Semienov, Mjagmardżav 1977). Grubość pokrywy śnieżnej wynosi maksymalnie 100–150 cm (Daśdeleg 1975). W warunkach przemarzniętego podłoża i nagłego ocieplenia mogą wystąpić wysokie wezbrania roztopowe. W górach ich udział w odpływie rośnie wraz z wysokością terenu. Jeszcze na przełomie czerwca i lipca 1977 r. woda ze śniegu zasiliała górne odcinki potoków w zlewniach Sugnugurin i Tereldź. Trudno więc przyjąć zależność odwrotną, podaną dla Chenteju przez V. A. Semienova i B. Mjagmardżava (1977, s. 20).

Na rozmieszczenie i miąższość śniegu istotny wpływ ma kierunek wiatru. W lipcu 1977 r. duże płyty śniegu zalegały po zawietrznej stronie Baga Chenteju (zlewnia Tereldź), mimo „cieplej” ekspozycji. Na stokach „chłodnych”, północnych (zlewnia Sugnugurin) śnieg nie występował. W piętrze tundry jest on zwiewany ze stoków dowietrznych, przenoszony przez przełęcz górskie i osadzany po stronie południowej. Wyjaśnia to większą wilgotność wystawionych na południe zboczy doliny Cagan Turutuin (Changaj), stwierdzoną powyżej górnej granicy lasu (Froehlich i in. 1975).

W zlewni Tereldź wezbrania roztopowe są oddzielone od deszczowych okresem niskiego odpływu, na przełomie maja i czerwca, charakterystycznym także dla rzek Changaju (Froehlich i in. 1975) i innych regionów Mongolii (Kuzniecov 1968; Daśdeleg 1973; Semienov, Mjagmardżav 1977). Niski odpływ cechuje zwłaszcza obszary przedgórskie z powodu minimalnego zasilania wodami roztopowymi i opadami oraz dużej ewapotranspiracji (początek wegetacji). W wysokogórskich częściach dorzeczy wezbrania roztopowe płynnie przechodzą w deszczowe.

Mechanizm kształtowania się letnich wezbrań jest przypuszczalnie podobny jak w zlewni Sugnugurin (por. rozdz. 10.2.2). Świadczą o tym wysokie, strome fale. W 1989 r. były one wyraźnie oddzielone okresami międzywezbraniowymi, bezdeszczowymi lub o małym zasilaniu (ryc. 30). W tych warunkach wydzielenie podziemnej składowej odpływu nie budzi wątpliwości. W 1990 r., w miesiącach lipiec–sierpień, fale wezbraniowe nakładały się z powodu dużej częstości opadów. Na kształt krzywej odpływu podziemnego decydujący wpływ wywarł jedyny, wyraźny okres międzywezbraniowy w początkach sierpnia. Prawdopodobnie trwał on zbyt krótko, aby rzeka całkowicie przeszła na zasilanie podziemne, tym bardziej, że występowały niewielkie opady. Wielkość odpływu podziemnego może być nieco zawyżona. Warto dodać, że sumy opadów na diagramach dotyczą dna doliny w ujściowym odcinku rzeki, zatem są znacznie niższe od wielkości zasilania zlewni. Opady decydują o wielkości odpływu, ich udział w odpływie rocznym rośnie z wysokością terenu i dla południowego Chenteju wynosi 60–70% (Kuzniecov 1962, 1968; Daśdeleg 1975; Semienov, Mjagmardżav 1977). Jesienią odpływ systematycznie maleje, chociaż we wrześnie zdarzają się wezbrania deszczowe (ryc. 30). Zima jest okresem typowej niżówki. Zasilanie podziemne wynosi 100%, ale tylko 2% odpływu rocznego, a rzeka zamarza do dna (Glazik, Soja 1993).



Ryc. 31. Odpływ ze zlewni Tereldz w mokrym roku 1990 (objaśnienia jak na ryc. 30)
 Outflow from the Tereldz drainage area in the wet year 1990 (explanation see fig. 30)

T a b e l a 14. Charakterystyka hydrologiczna zlewni Tereldz w roku suchym (1989) i mokrym (1990)
 Hydrological description of the Tereldz basin in the dry year (1989) and wet year (1990)

Element	Symbol	Rok suchy 1989	Rok mokry 1990
Suma opadów (mm) (stacja Tereldz)	P	271,0	378,0
Przepływ ($m^3 \cdot s^{-1}$):	Q		
średni	Q śr.	4,6	12,3
maksymalny	Q max.	173,0	166,0
minimalny	Q min.	0,0	0,0
Odptyw jednostkowy ($l \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$):	q		
średni	q śr.	3,8	10,1
maksymalny	q max.	141,8	136,0
minimalny	q min.	0,0	0,0
Odptyw (mm):	H		
całkowity	Hc	119,0	319,0
powierzchniowy	Hp	69,0	156,0
podziemny	Hg	50,0	163,0
iloraz odptywu podziemnego i całkowitego	Hg Hc	0,42	0,51
Odptyw podziemny ($m \cdot s^{-1}$)	Hg	1,9	6,3
($l \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$)		1,6	5,2

Diagramy średnich miesięcznych odptywów (ryc. 30 i 31) wykazują większy odptyw podziemny w miesiącach o większym zasilaniu, ale zmianie ulegają proporcje składowych odptywu. Odptyw powierzchniowy przeważa wiosną (przemarznięte podłoże, roztopy) i latem (wezbrania deszczowe), a podziemny – jesienią i zimą (brak wezbrań).

W latach 1989–1990 udział odptywu podziemnego w odptywie całkowitym wynosił 40–50% (tab. 14). Wartość ta jest porównywalna ze zlewnią Sugnugurin (41%) i jest wyższa od dotychczas przyjmowanych. Świadczy o wysokim zasilaniu podziemnym rzek Chenteju. W zależności od metody wydzielenia odptywu podziemnego jego udział w zasilaniu rzek szacowany jest różnie, nawet dla tych samych regionów i dorzeczy. Według N. T. Kuzniecova (1959, 1962, 1968) w Mongolii wynosi przeciętnie 15–30%, maksymalnie – 40%, a w górach źródłem obfitych wód podziemnych, zasilających rzeki, są osady czwartorzędowe – lodowcowe i pokrywy stokowych. Wartości 20–30% są przyjmowane dla Gór Chubsugulskich i zlewni jeziora Chubsugul (Čerkasov, Batsuch 1975; Batsuch, Čerkasov 1977; Semienov, Mjagmardżav 1977), a także Changaju i Chenteju (Daśdeleg 1975). Prawdopodobnie są one zaniżone, ponieważ odpowiadają wartościom (określonym różnymi metodami) w doświadczalnych zlewniach Changal i Czingel, reprezentujących bardziej suchą strefę lasostepów (Kraśnikov 1975; Cerensodnom, Sandźmjatav 1979).

V. A. Semienov i B. Mjagmardżav (1977) przypisują większą rolę w podziemnym zasilaniu rzek górskim obszarom Changaju – 30–40% i Chenteju – od 25% (Toła) do 43% (Charaa). Uważają, że zasilanie podziemne zmniejsza się ze wzrostem średniej wysokości zlewni. Pogląd ten nie potwierdza się w zlewniach Sugnugurin i Tereldż. Również badania w Górach Chubsugulskich wykazują, że zlewnie wyżej położone charakteryzuje większy odpływ podziemny, a jego wielkość maleje z biegiem rzek i wynosi od 2,5 do 0,3 l·s⁻¹·km⁻² (Čerkasov, Batsuch 1975). Cytowani autorzy dla wysokogórskich części Changaju i Chenteju szacują odpływ podziemny na 2,0–0,5 l s⁻¹ km⁻². Wartości te wydają się zbyt niskie. W zlewni Tereldż wynosiły: w roku suchym – 1,6, mokrym – 5,2 l·s⁻¹·km⁻² (tab. 14). W sezonach letnich wielkość podziemnego odpływu ze zlewni Sugnugurin (5,4 l·s⁻¹·km⁻²), a także Tereldż (ryc. 30 i 31), po uwzględnieniu skrajnych warunków zasilania, jest porównywalna z rzekami Ałtaju Mongolskiego – 6,0 l·s⁻¹·km⁻² (Dašdeleg 1973).

Odpływ podziemny jest najczęściej określany na podstawie danych z wodowskazów położonych na przedgórzach, co powoduje zaniżenie wielkości podawanych dla obszarów górskich. Przedgórze z reguły charakteryzują się ujemnym bilansem wodnym i niekorzystnymi warunkami zasilania rzek. Na wysoki odpływ podziemny ze zlewni Tereldż wpływają prawdopodobnie te same czynniki co w zlewni Sugnugurin (por. rozdz. 10.2.3). W okresach letnich zasilanie podziemne jest powiększone o wodę z topniejących nalodzi, lodu gruntowego i zmarzliny. Zaznacza się to w zmianach odpływu w ciągu doby (por. ryc. 29), ale ulega zatarciu podczas analizy średnich dobowych przepływów. Deszcze letnie przyspieszają proces wytapiania się lodów (Froehlich i in. 1975).

Dla Chenteju współczynnik odpływu jest szacowany na 0,25–0,35 (Dašdeleg 1975) lub 0,3–0,5 (Semienov, Mjagmardżav 1977). We wspomnianej zlewni Changajł wynosi 0,15 (Cerensodnom, Sandžmjatav 1979). Ze względu na rzeźbę terenu i występowanie zmarzliny można przyjąć, że w zlewni Tereldż jest wysoki – około 0,40. W 19-leciu (1972–1990) średni wskaźnik odpływu wynosił 206 mm, zaś wartości 300–360 mm wystąpiły 5-krotnie, czyli nie należały do wyjątkowych. Uwzględniając współczynnik odpływu otrzymujemy średnią roczną sumę opadów 500 mm, zgodną z *Narodowym Atlasem Mongolii* (1990), a w latach wilgotnych – aż 750–900 mm. Możliwość wystąpienia tak wysokich opadów nie była brana pod uwagę w opracowaniach klimatycznych i hydrologicznych z obszaru Mongolii. Nie wykluczone, że w niektórych latach wysokie opady na południowo-wschodnim skłonie Chenteju są spowodowane docieraniem monsunów (por. rozdz. 5.1).

10.3.3. HYDROGRAFIA I ODPIY W ZE ZLEWNI BARUUN-BAJAN

Oś zlewni, o kierunku południkowym, tworzą potoki Dumdatu-Bajan–Baruun-Bajan, które uznano za rzekę główną (ryc. 32). Dla górnego odcinka Baruun-Bajan (powyżej przekroju 2) zachowano nazwę przyjętą na mapach topograficznych, ale z powodu mniejszej długości cieku, powierzchni zlewni i wielkości przepływu ma on znaczenie drugorzędne. Zlewnia Baruun-Bajan jest asymetryczna. Rzeka płynie w pobliżu niższego, wschodniego odcinka wododziału. Lewobrzeżną część zlewni odwad-

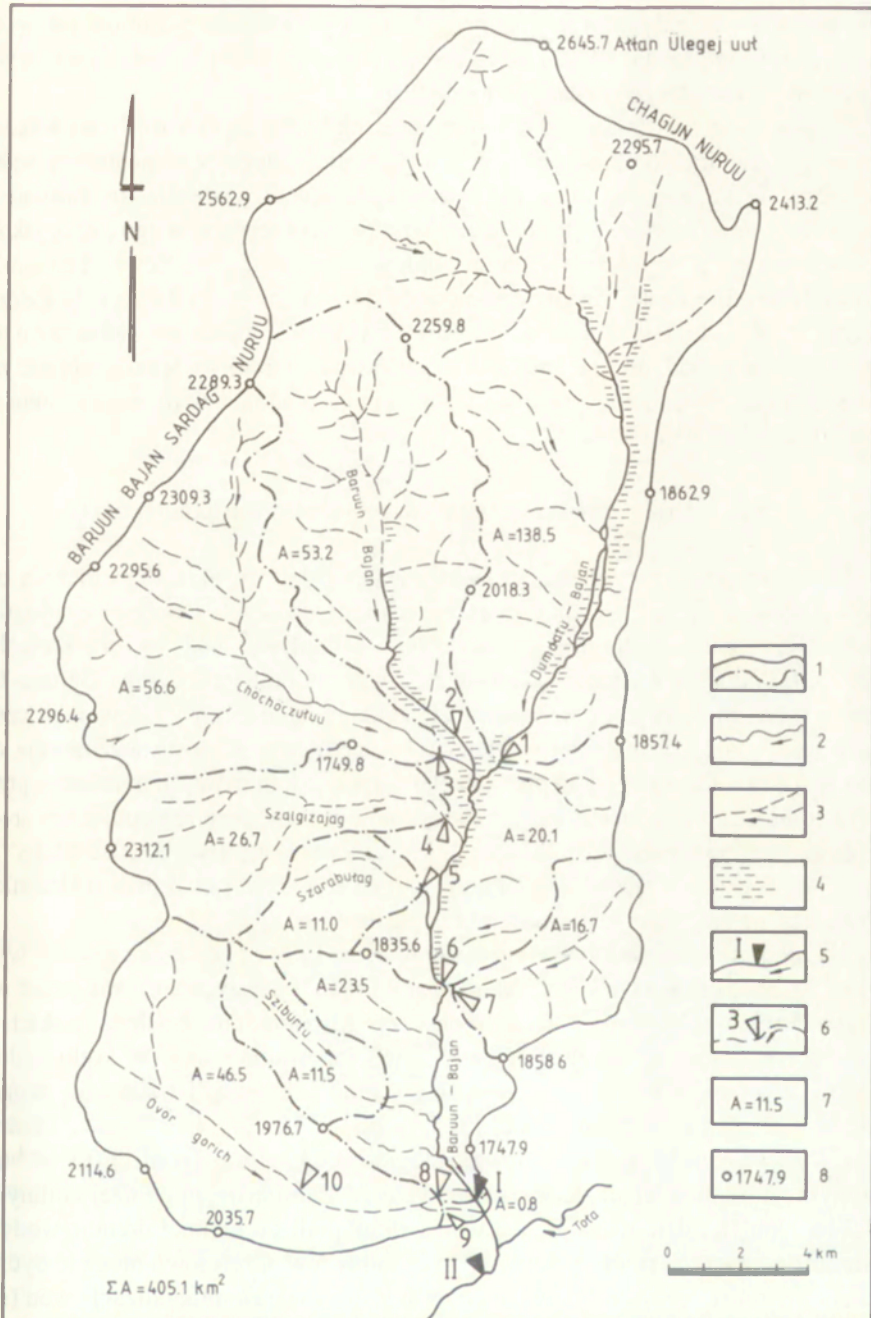
nają nieliczne, krótkie ciekі epizodyczne, o słabo wykształconych korytach, niszczo-nych przez procesy mrozowe. Ich wody często nie osiągają rzeki głównej w formie skoncentrowanego odpływu i zasilają mokradła lub wsiągają w poziom zalewowy Baruun-Bajan. Prawobrzeżna i górna część zlewni ma lepiej rozwiniętą sieć hydrograficzną, zbierającą wody z pięter tajgi i tundry. W okresach bezdeszczowych stały przepływ występuje tylko w większych ciekach.

Środkową część zlewni, między przekrojami 1–2 a 6, zajmuje śródgórska kotlina z koncentrycznie spływającymi wodami potoków. Dno jest płaskie, miejscami podmokłe (wyspy zmarzliny), zalewane wodami wezbraniowymi. W przekroju 6 dolina tworzy przełom. Dolny odcinek rzeki cechuje większy spadek i zwężenie poziomu zalewowego. Baruun-Bajan podcina stożki napływowe wychodzące z dolin bocznych. Górskie części zlewni, śródgórska kotlina i dolny odcinek rzeki wywierają różny wpływ na odpływ (rozdz. 10.3.4).

Założono 2 wodowskazy o codziennych obserwacjach stanów wody: I – na Baruun-Bajan w bazie ekspedycji, II – na Tole poniżej ujścia Baruun-Bajan (ryc. 32). Wodowskaz I usytuowano między dwoma ujściowymi ramionami potoku Övör gorich, którego stożek napływowy został podcięty przez Baruun-Bajan. Odpływ ze zlewni Övör gorich jest sumą odpływu w przekrojach 8 i 9. Całkowity odpływ ze zlewni Baruun-Bajan mierzono w przekroju I, dodając wartości sporadycznie występującego odpływu w przekroju 9. Pomiary przeprowadzono w 2 okresach: 1–16.07.1989 r. i 22.07–5.08.1990 r. Nie objęły one typowych dla rzek Chenteju letnich wezbrań deszczowych. Zarówno w 1989 r., jak i 1990 r., wezbrania pojawiły się w momencie zakończenia obserwacji. Pomimo tego, okresy badań znacznie różniły się wielkością odpływu.

Z przebiegu przepływów Tereldź wynika, że w 1989 r. badania prowadzono w okresie wyjątkowo suchym, przed wystąpieniem pierwszej, letniej fali wezbraniowej, a odpływ pochodził głównie z zasilania podziemnego (ryc. 30). Przepływy Baruun-Bajan były niskie i wyrównane. Amplituda stanów wody wynosiła zaledwie 4 cm (na Tole 9 cm), a odpływy jednostkowe zmieniały się od 0,8 do 1,0 l·s⁻¹·km⁻² (0,32––0,41 m³·s⁻¹). Średni odpływ jednostkowy ze zlewni Tereldź za okres badań wynosił 4,4 l·s⁻¹ km⁻² i był czterokrotnie niższy od średniego wieloletniego (1972–1990) dla lipca (17,3 l·s⁻¹ km⁻²). Kilkakrotnie wystąpiły opady nie przekraczające 5 mm na dobę, które z powodu przesuszenia podłoża nie znajdowały odbicia w przebiegu stanów wody.

Sezon badawczy 1990 r. był wilgotny i różnicowany pod względem natężenia odpływu. Wpadł w okresie międzywezbraniowym, obejmując końcową fazę opadania fali wezbrania z dnia 17.07 (ryc. 31). Wezbranie pozostawiło świeże ślady na poziomie zalewowym, kępach śródkorytowych i łachach brzegowych doliny Baruun-Bajan. Podczas badań średni odpływ jednostkowy ze zlewni Tereldź wynosił 34,6 l·s⁻¹ km⁻², czyli dwukrotnie więcej od przeciętnego dla lipca. W zlewni Baruun-Bajan odpływy jednostkowe wahały się od 9,6 do 24,0 l·s⁻¹ km⁻² (3,9–9,7 m³ s⁻¹), średnio wynosiły 16,0 l·s⁻¹ km⁻² (6,5 m³·s⁻¹), przy amplitudzie stanów wody 24 cm. W czasie przepływu 9,7 m³·s⁻¹ woda nie wystąpiła z brzegów i nie zalała większych form śródkorytowych, zatem był on znacznie niższy od przepływu pełnokorytowego. Deszcze padały często, ale trwały krótko. Na stacji Tereldź dobowe sumy osiągały 5–10 mm



Ryc. 32. Mapa hydrograficzna zlewni Baruun-Bajan

- 1 – działki wodne, 2 – cieki stałe, 3 – cieki okresowe, 4 – podmokłości, 5 – wodowskazy, 6 – miejsca pomiarów przepływów, 7 – powierzchnie zlewni cząstkowych, 8 – punkty wysokościowe

Hydrographic map of the Baruun-Baian drainage area

- 1 – watersheds, 2 – permanent streams, 3 – intermittent streams, 4 – wet places, 5 – water gauges, 6 – places of discharges' measurements, 7 – surfaces of the partial drainage basins, 8 – height spots

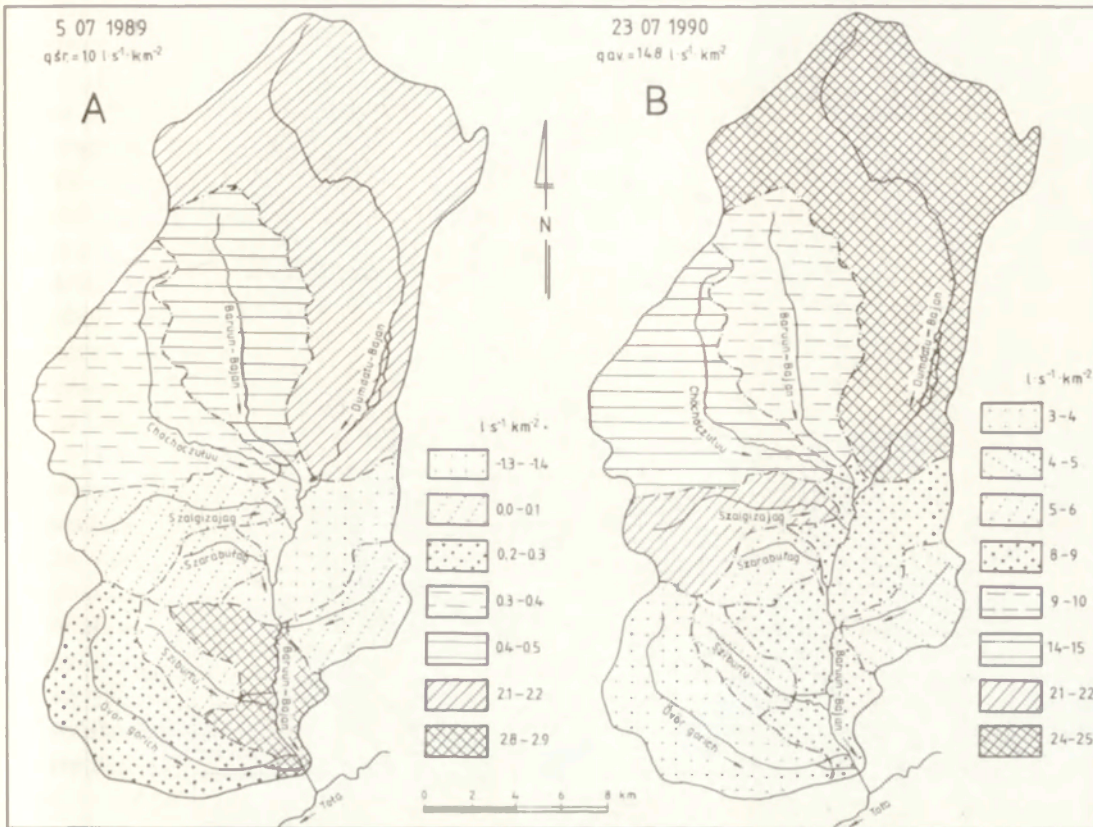
i wyraźnie zwiększały odpływ z jednodniowym opóźnieniem, podobnie jak w zlewni Sugnugurin (por. rozdz. 10.2.2). Szybka reakcja zlewni nawet na małe opady wynikała z względnie wysokiego uwilgotnienia podłoża.

Odpływy ze zlewni Baruun-Bajan w okresach badawczych różniły się kilkunastokrotnie, co świadczy o krańcowo różnym zasilaniu. Odpływy jednostkowe wskazują jednocześnie na zdecydowanie mniejszą zasobność w wodę zlewni Baruun-Bajan w porównaniu z Tereldż. Dotyczy to zarówno okresu suchego i wilgotnego, jak i składowych odpływu. W okresie suchym odpływ jednostkowy ze zlewni Baruun-Bajan był czterokrotnie niższy, czyli występowały duże różnice w odpływie podziemnym między zlewniami, a w okresie wilgotnym – dwukrotnie niższy, co świadczy o mniejszym zasilaniu opadami. Badania hydrologiczne potwierdziły większą suchość zlewni Baruun-Bajan, uwarunkowaną klimatycznie i mającą odbicie w rozmieszczeniu zmarzliny oraz pięter roślinnych.

10.3.4. ZRÓŻNICOWANIE ODPLYWU WEWNĄTRZ ZLEWNI BARUUN-BAJAN

Rolę różnych części zlewni w kształtowaniu odpływu określono metodą odpływów jednostkowych ze zlewni elementarnych i różnicowych. Odpływ ze śródgórskiej kotliny jest różnicą odpływu w przekroju 6 i dopływu wody w przekrojach 1–5 (ryc. 32). Podobnie wyliczono odpływ z przyrzecza dolnego odcinka Baruun-Bajan. Zastosowana metoda jest obiektywna, ale zakłada, że odpływ w zlewniach cząstkowych jest jednakowy na całej powierzchni, a graniczne wartości wyznaczają działy wodne (Dynowska 1991). Przeprowadzono 3 serie jednorazowych pomiarów przepływu, w odmiennych sytuacjach hydrometeorologicznych, przy następujących średnich odpływach jednostkowych ze zlewni: 1,0 (ryc. 33A), 14,8 (ryc. 33B) i 9,6 $l \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ (ryc. 34). Wykonane mapy dokumentują istnienie w zlewni obszarów o skrajnie różnej reakcji na zasilanie opadowe lub brak zasilania.

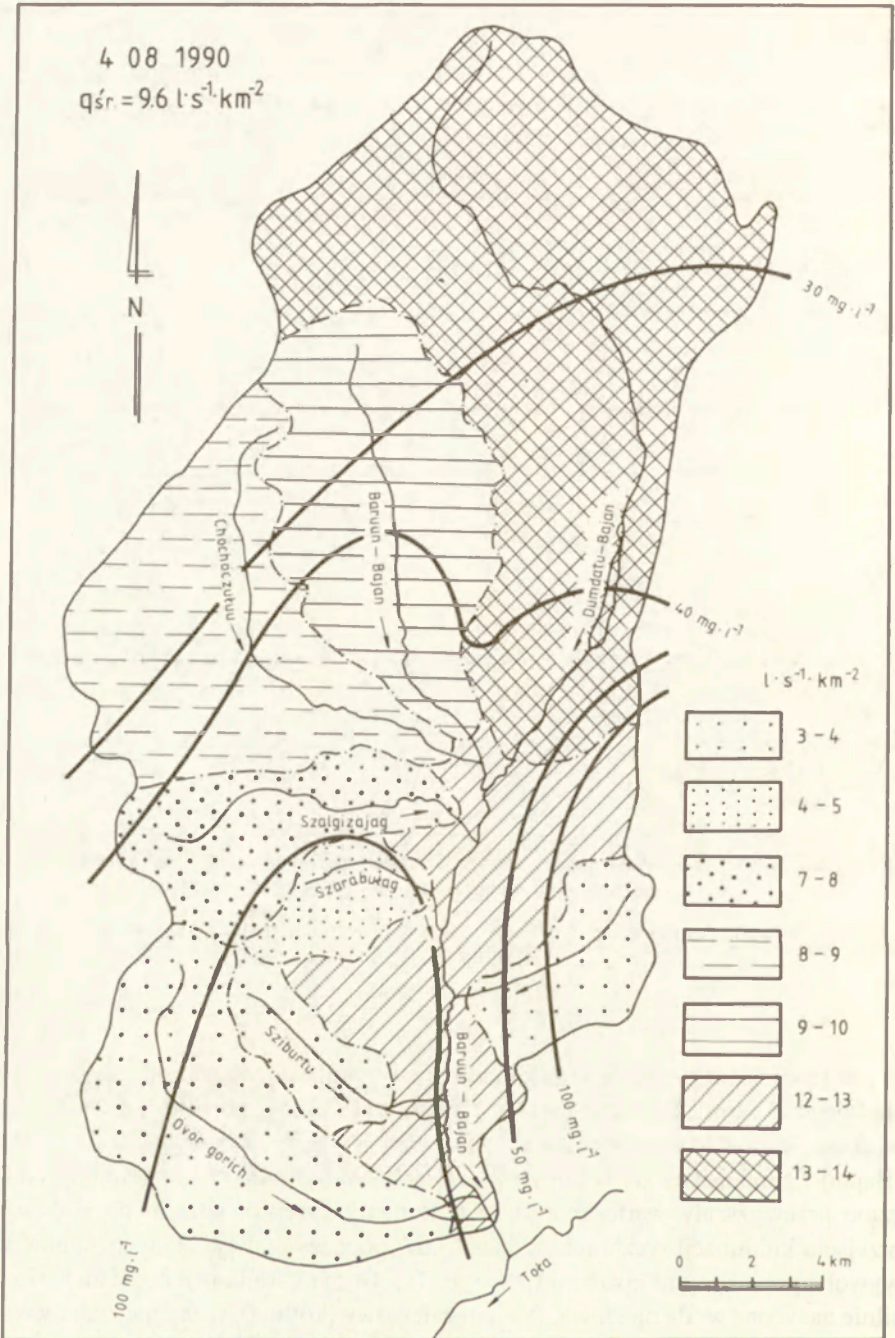
Szczególnie niskie odpływy notowano w lipcu 1989 r., gdy rzekę zasilaty wyłącznie wody podziemne (ryc. 33A). Małe opady i brak większych wezbrań przed wykonaniem pomiarów (por. ryc. 30) były przyczyną przesuszenia podłoża, niskich przepływów i potencjalnie dużej możliwości retencjonowania wody. W kotlinie dopływ wód nie równoważył strat wynikających z ewapotranspiracji i wsiąkania, czego dowodem jest ujemny odpływ jednostkowy – od $-1,3$ do $-1,4 l \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$. Minimalne odpływy wykazywały też małe zlewnie sąsiadujące z kotliną (poniżej $0,1 l \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$). Najwyższy odpływ charakteryzował przyrzecze Baruun-Bajan poniżej kotliny ($2,8$ – $2,9 l \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$), gdzie rzeka głębiej wcina się w podłoże i silniej drenuje wody podziemne z podciętych stożków napływowych i aluwiiów. Częściowo mogą to być wody podzmarzlinowe lub szczelinowe, na co wskazuje większa mineralizacja wód (rozdz. 10.3.5). Relatywnie wysoki odpływ ze zlewni Dumdatu-Bajan należy wiązać z większym udziałem wilgotniejszych pięter tajgi i tundry. Wody z wytapiającej się zmarzliny były zużywane na ewapotranspirację lub wypełniały zagłębienia bezodpływowe w stropie płytko i poziomo zalegającej zmarzliny, nie uczestnicząc w odpływie (por. ryc. 12 – sytuacje c_1 i c_2). Świadczą o tym mała liczba i wydajność wypływów wód nadzmarzlinowych.



Ryc. 33. Odpięwy jednostkowe (q) w zlewni Baruun-Bajan w okresach suchym (A) i wilgotnym – międzywezbaniowym (B) (wg Glazik, Soja 1993)

Unitary outflows (q) in the Baruun-Baian drainage area in dry period (A) and humid-interflood period (B) (after Glazik and Soja 1993)

W lipcu 1990 r. pomiary wykonano, kiedy odpięwy jednostkowy zbliżony był do średniego z okresu badań, a rozkład typowy dla obszaru górskiego (ryc. 33B). Największe wartości występowały w części zlewni o największym zasilaniu (Dumdatu-Bajan) i zmniejszały się w dół zlewni. Rok 1990 był wilgotny, zatem odpięwy znacznie przewyższały wartości z 1989 r. Pomiary przeprowadzono po 6 dobach od przejścia kulminacji wezbrania z dnia 17.07, podczas podwyższonych stanów wody, wywołanych częstymi opadami (por. ryc. 31). Górna i środkowa część zlewni zostały silnie nasycone wodą opadową. Poziom zalewowy (kotliny), wcześniej zalany wodami wezbraniowymi, wykorzystał swoje możliwości retencyjne i nawet na małe opady reagował wzrostem odpięwu, spełniając rolę warstwy nieprzepuszczalnej. Obok zlewni Dumdatu-Bajan największym odpięwem charakteryzowała się zatorfiona i zabagniowa dolina Szalgizajag ($21-22 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$). Najniższe odpięwy występowały w południowej części zlewni ($3-5 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$), z wyjątkiem kotliny i przyrzecza Baruun-Ba-



Ryc. 34. Odpływy jednostkowe (q) w zlewni Baruun-Bajan w okresie międzywezbrownym (4.08.1990) i średnia mineralizacja wód powierzchniowych (22.07. -5.08.1990) (wg Głazik, Soja 1993)

Unitary outflows (q) in the Baruun-Baian drainage area in the interflood period (4.08.1990) and mean mineralization of the surface waters (22.07. -5.08.1990) (after Głazik and Soja 1993)

jan ($8-9 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^{-2}$), gdzie torfowo-mineralne osady zaczęły oddawać wodę do głównego koryta.

Pomiary powtórzone po 10 dniach, przy średnim odpływie jednostkowym niższym o 30%, równym najniższej wartości z okresu badań 1990 r. (ryc. 34). Data pomiaru wypadła podczas minimalnych przepływów międzywezbaniowych (por. ryc. 31). Decydującą rolę w zasilaniu rzeki miała zlewnia Dumdatu-Bajan, kotlina i przyrzecze dolnego odcinka Baruun-Bajan ($12-14 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^{-2}$), a mniejszą zasobność w wodę wykazywały pozostałe zlewnie ($3-8 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^{-2}$). W porównaniu z poprzednią sytuacją (ryc. 33B) odpływ z kotliny i przyrzecza Baruun-Bajan był znacznie wyższy. Po obniżeniu stanów wody zretencjonowane w tym obszarze wody opadowe i wezbraniowe zaczęły zasilać rzekę. Retencyjne, regulujące oddziaływanie kotliny, a zwłaszcza poziomu zalewowego Baruun-Bajan, jest ograniczone pojemnością wodną podłoża i modyfikowane występowaniem zmarzliny.

Przeprowadzone pomiary świadczą o ogromnym zróżnicowaniu odpływu wewnątrz zlewni Baruun-Bajan w stosunku do wartości średnich, w zależności od warunków środowiska. W okresach wilgotnych odpływy jednostkowe maleją w dół zlewni, a w okresach bezopadowych są modyfikowane zasilaniem podziemnym. Kotlina i poziomy zalewowe spełniają rolę zbiorników retencyjnych, wyrównujących odpływ. Możliwości retencjonowania wody w dużym stopniu zależą od warunków hydrologicznych, są mniejsze w okresach wilgotnych, czego wyrazem jest różny wpływ opadów na odpływ (formowanie wezbrań). Pomiary wykazały, że wiązanie wielkości odpływu jednostkowego wyłącznie ze średnią wysokością zlewni nad poziomem morza jest dużym uproszczeniem.

10.3.5. MINERALIZACJA WÓD I DENUDACJA CHEMICZNA W ZLEWNI BARUUN-BAJAN

Decydujący wpływ na mineralizację wód rzecznych wywierają rodzaj i wielkość zasilania, zależne od pory roku, czyli okresu pomiarów. W zlewni Baruun-Bajan pomiary przeprowadzono w wilgotnym sezonie letnim 1990 r., podczas podwyższonego odpływu międzywezbaniowego (Glazik, Soja 1993). Cechą charakterystyczną jest bardzo mała mineralizacja wód, średnio poniżej $100 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$, mieszcząca się w granicach przyjętych dla dorzecza górnej Toły w letnim okresie międzywezbaniowym (Semienov, Mjagmardżaw 1977, s. 168). Głównymi przyczynami małej mineralizacji wód są: przewaga zasilania deszczowego, występowanie trudno rozpuszczalnych skał granitowych i metamorficznych, nie zasolone podłoże, płytko zalegająca zmarzlina, krótka droga splywu wody do koryt (duże spadki terenu). Istotny wpływ na zmniejszenie mineralizacji wód powierzchniowych, nadzmarzlinowych i aluwialnych mają słabo poznane procesy metamorfizacji składu chemicznego wody pod wpływem głębokiego, sezonowego przemarzania podłoża, prowadzące do zwiększenia udziału jonów HCO_3 (Semienov, Mjagmardżaw 1977; Dżuba 1982). Dotyczy to zwłaszcza wód o różnej genezie, wytapiających się z nalodzi i lodów gruntowych.

Mineralizacja wód deszczowych nie była mierzona i prawdopodobnie wynosi $3-30 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$, średnio $10 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$ (Semienov, Mjagmardżaw 1977; Michalczyk 1979). Wyraźnie zaznacza się piętrowy rozkład mineralizacji wody, o wartościach rosnących

w dół zlewni (ryc. 34). W głównych ciekach stałych północnej i północno-zachodniej części zlewni mineralizacja była najniższa – 20–30 mg·l⁻¹. Bardzo słabo zmineralizowane wody spływały z najwyższych grzbietów do śródgórskiej kotliny. Poniżej kotliny mineralizacja wody w rzece wzrastała do 35–40 mg·l⁻¹, a przy ujściu do Toły wynosiła 50 mg·l⁻¹. Wody Toły miały średnią mineralizację 48 mg·l⁻¹. Cieki okresowe, uchodzące do dolnego odcinka Baruun-Bajan cechowała większa mineralizacja wody, której wartości zmieniały się skokowo. W górnym biegu potoku Övör gorich wynosiła 88 mg·l⁻¹, w dolnym – 140 mg·l⁻¹. W cieku nr 7 (ryc. 32) odwrotnie – w górnym odcinku – 180 mg·l⁻¹, w dolnym – tylko 120 mg·l⁻¹. W południowej części zlewni mineralizacja na ogół przekraczała 100 mg·l⁻¹.

Mineralizacja wód podziemnych wynosiła 100–300 mg·l⁻¹. Najniższe wartości wykazywały wody pochodzące z wytapiania się hydrolakolitów – 110–120 mg·l⁻¹ i źródła zasilane wodami nadzmarzlinowymi – 150 mg·l⁻¹ (Glazik, Soja 1993).

Zwiększona mineralizacja wód rzecznych jest najczęściej wiązana z zasilaniem podziemnym – wodami podzmarzlinowymi i głębokiego krążenia (szczelinowymi). Nie negując dużej roli zasilania podziemnego wydaje się, że problem jest bardziej złożony, a mineralizacja w dużym stopniu zależy od bilansu wodnego różnych części zlewni. Mniejsza mineralizacja wód w północnym obszarze zlewni Baruun-Bajan wcale nie świadczy o małym zasilaniu podziemnym, ale wynika z relatywnie wysokich opadów, szybkiego odpływu wód (zmarzlina) i małego parowania. Odpływy jednostkowe, zarówno w okresach suchych, jak i wilgotnych, były tutaj wielokrotnie większe niż z południowej części zlewni (ryc. 33 i 34). W tych warunkach wody podziemne zasilające potoki ulegają rozcieńczeniu wodami wezbraniowymi oraz pochodzącymi z wytapiania się nalodzi i lodów podziemnych (zmarzliny). Południową część zlewni charakteryzują mniejsze opady, minimalne odpływy jednostkowe (niekiedy ujemne) i duże parowanie. Znajduje to odzwierciedlenie w zwiększeniu koncentracji soli w wodach stagnujących (starorzecza, wytopiska) i w ciekach okresowych.

Duży wpływ parowania na odpływy jednostkowe i mineralizację wód potwierdzają badania przeprowadzone w górnej części dorzecza Kerulenu, powyżej i poniżej zlewni Dunda-Bajdałagijn (ryc. 35). W kierunku południowym odpływy jednostkowe z małych zlewni systematycznie zmniejszały się (Glazik 1979a), a mineralizacja wód wzrastała (Michalczyk 1979; Michalczyk i in. 1980). Trudno przyjąć, że jest to wynikiem systematycznego wzrostu udziału zasilania podziemnego. W zlewni Baruun-Bajan o zmianie źródeł zasilania cieków świadczą skokowe zmiany mineralizacji wody. Zwiększenie mineralizacji wskazuje na zasilanie wodami podzmarzlinowymi i szczelinowymi, a zmniejszenie wartości wiąże się z dopływem wód nadzmarzlinowych lub pochodzących z wytapiania się hydrolakolitów i zmarzliny. Warto dodać, że słabo poznanym problemem jest mineralizacja wód spływających po powierzchni stoków o różnej ekspozycji i pokryciu roślinnością, co wynika ze sporadycznego występowania zjawiska. W zlewni Dunda-Bajdałagijn najmniejszą mineralizację wód podczas ulewy stwierdzono na zboczu o wystawie północnej, porośniętym trawą i krzewami, a największą na zboczu południowym, pokrytym kępami traw (Michalczyk 1979). Autor ten słusznie przypuszcza, że jest to spowodowane większym rozdrobnieniem materiału na zboczu południowym (intensywniejsza eksfoliacja).

W ciągu roku mineralizacja wód zależy od udziału odpływu powierzchniowego i podziemnego w odpływie całkowitym (ryc. 31 i 32). Zimą i jesienią przeważa odpływ podziemny, zatem mineralizacja jest większa niż wiosną i latem. Najniższe wartości osiąga wiosną z powodu powierzchniowego spływu wód po przemarzniętym podłożu. W sezonach letnich zależy od relacji między zasilaniem a parowaniem. Szczególnie wysoka koncentracja roztworów glebowych występuje w czasie suszy letnich, co przy pierwszym deszczu znacznie zwiększa mineralizację wód rzecznych („powodzie jonowe”). Przedstawione zmiany mineralizacji wody w ciągu roku są zgodne z danymi obserwacyjnymi dla dorzecza Selengi (Semienov, Mjagmarǰav 1977; Baǰamdǰav 1979).

Denudację chemiczną w zlewni Baruun-Bajan oceniono na podstawie pomiarów mineralizacji wody i przepływów w zlewniach cząstkowych. Za charakterystyczny dla sezonu letniego przyjęto przestrzenny rozkład odpływów jednostkowych w dniu 23.07.1990 r., o wartościach malejących w dół zlewni (ryc. 33B). Reprezentują one wilgotny okres międzywezbrowniowy – fazę zwiększonego odpływu (por. ryc. 31). Denudacja chemiczna była największa w zlewniach Dumdatu-Bajan i Övör gorich – $65,2 \text{ kg doba}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, cechujących się skrajnymi wartościami mineralizacji wody (ryc. 34) i odpływów jednostkowych (ryc. 33B), a najniższa – w zlewni bez nazwy (nr 7 na ryc. 32) – $62,2 \text{ kg doba}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Średnia dla całej zlewni Baruun-Bajan w dniu pomiarów wynosiła około $65,0 \text{ kg doba}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, czyli ponad 26 ton.

Denudacja chemiczna na obszarze zlewni jest prawie jednakowa, bez względu na wysokość opadów i wielkość odpływu. Brak zróżnicowania wynika z zachowania proporcjonalności między odpływem jednostkowym a mineralizacją wody. W zlewniach cząstkowych o większym odpływie mineralizacja wody jest mniejsza i odwrotnie. Prawidłowość ta występuje także w zlewni Dunda-Bajdaǰagijn (Michalczyk i in. 1980) i świadczy o różnych relacjach między zasilaniem a parowaniem w północnych i południowych częściach zlewni. Przeciętna wartość denudacji chemicznej jest bardzo wysoka w porównaniu ze zlewnią Dunda-Bajdaǰagijn, gdzie latem 1978 r. wynosiła tylko 5,6, maksymalnie $24,8 \text{ kg doba}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ (Michalczyk 1979) i była 5–6-krotnie większa od transportu zawiesiny (Świeca 1979). Pomiary prowadzono jednak w okresie suchym, a część zlewni nie uczestniczyła w odpływie, stąd ograniczone możliwości dopływu roztworów do koryta rzeki. Duża wartość denudacji chemicznej w zlewni Baruun-Bajan nie świadczy o większym natężeniu wietrzenia chemicznego, lecz jedynie o większym wynoszeniu roztworów, zależnym od wielkości odpływu (Michalczyk 1979).

Przedstawione dane pozwalają sądzić, że w Chenteju denudacja chemiczna jest niezwykle istotnym, jeśli nie dominującym procesem denudacyjnym. Gleby tundry i tajgi są pozbawione łatwo rozpuszczalnych soli, głównie jonów SO_4 i Cl (Semienov, Mjagmarǰav 1977). Zdaniem S. Skiby (1978) migracja soli w dół stoków świadczy o przewadze wietrzenia chemicznego i denudacji chemicznej. Odmienny pogląd wyraża N. T. Kuzniecov (1972). W zawieszinie rzek Changaju i Chenteju stwierdza przewagę cząstek o średnicy poniżej 0,25 mm i niewielki udział cząstek ilastych (5%), co wiąże ze słabym natężeniem wietrzenia chemicznego. Nie uwzględnia jednak małej dostawy produktów wietrzenia ze stoków do koryt rzecznych, uwarunkowanej su-

chym klimatem, przewaga natomiast cząstek grubszych jest często spowodowana erozją i termoerozją koryt cieków (Froehlich, Sugar 1975; Świeca 1979).

10.4. OBIEG WODY W GÓRNEJ CZĘŚCI DORZECZA KERULENU

W dorzeczu górnego Kerulenu autor przeprowadził jedynie przeglądowe badania odpływu z chentejskich zlewni cząstkowych (Glazik 1979a). Wykorzystując dane hydrologiczne ze zlewni Dunda-Bajdałagijn (Michalczyk i in. 1979, 1980) określono wielkość podziemnego zasilania rzeki. Dunda-Bajdałagijn jest jedyną zlewnią chentejską, która podczas mongolsko-polskich ekspedycji została objęta badaniami hydrochemicznymi (Michalczyk 1979; Michalczyk i in. 1979) i transportu zawiesiny (Świeca 1979). Uznano za celowe krótkie podsumowanie ich wyników na tle podobnych prac z obszaru Chenteju i północnej Mongolii.

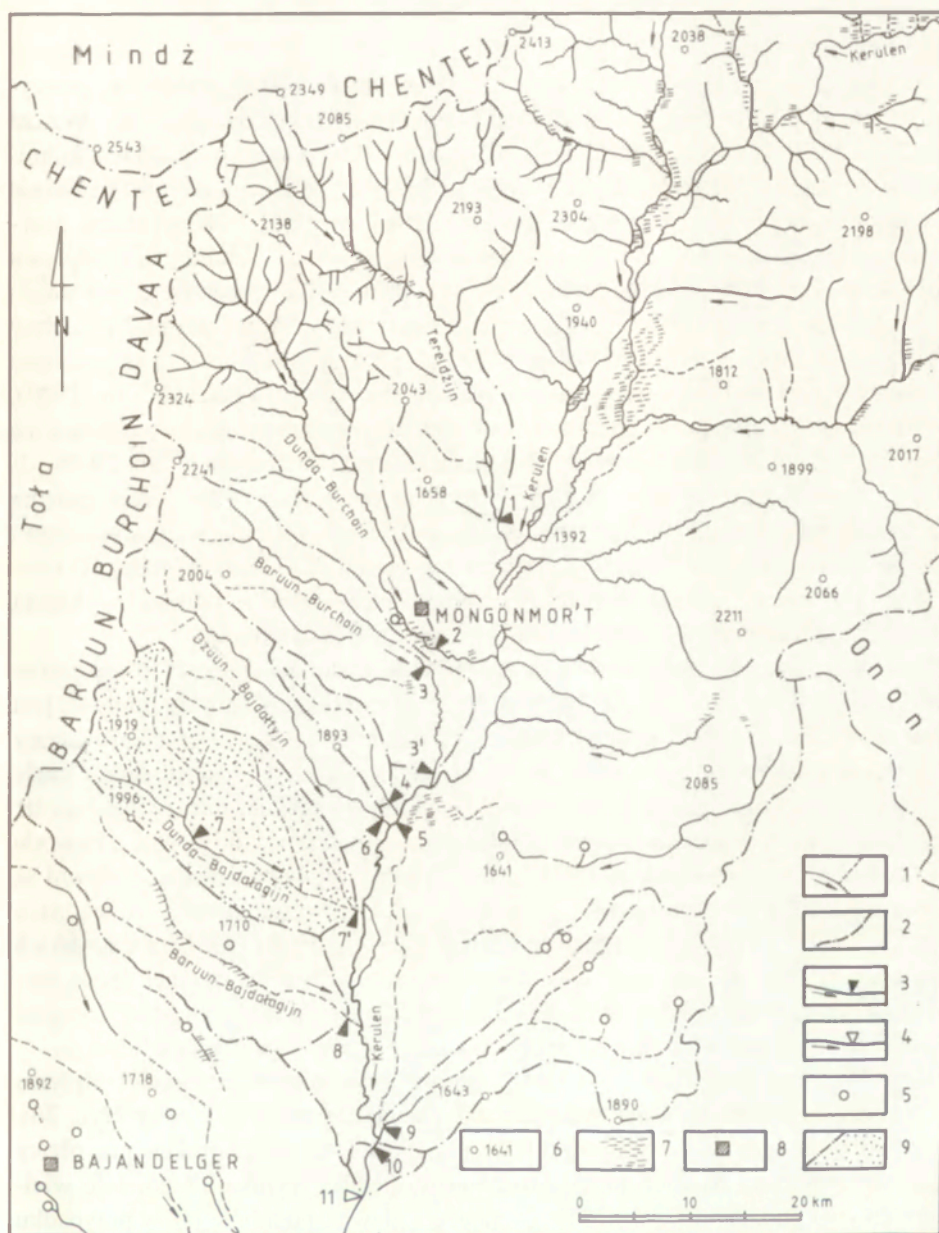
10.4.1. OBSZAR I OKRES BADAŃ

Górna część dorzecza Kerulenu, otwarta od strony południowej, należy do Chenteju wschodniego i jest bardzo zróżnicowana pod względem hydrograficznym (ryc. 35). Dolina Kerulenu, o założeniu tektonicznym, ma płaskie, szerokie dno, w części północnej silnie zabagnione (zmarzlina). Prawobrzeżne dopływy odwadniają zawietrzne skłony Chenteju, lewobrzeżne – niższe partie gór, ale również położone w cieniu opadów. Na północy sieć cieków jest lepiej rozwinięta i w sezonach letnich przeważa odpływ stały, na południu natomiast koryta okresowo wysychają na całej długości lub w dolnych odcinkach.

Dunda-Bajdałagijn jest prawobrzeżnym dopływem Kerulenu, odwadniającym zawietrzny skłon grzbietu Baruun Burchoin Davaa. W zlewni wysokości terenu wynoszą od 2041 do 1350 m npm. (różnica 700 m). Dolną jej część zajmują górskie stopy, górną – lasostep (por. ryc. 26). Udział lasów wynosi tylko 13%. Budowa geologiczna nie odbiega od wcześniej omówionych zlewni Chenteju. W podłożu występuje zmarzlina o charakterze wyspowym (Gravis 1974a).

Odpływ ze zlewni Dunda-Bajdałagijn był mierzony w okresie czerwiec–lipiec 1978 r. w 2 przekrojach (ryc. 35): nr 7 – zamykającym górną część zlewni (141 km²), nr 7' – przy ujściu do Kerulenu (310 km²). W lipcu tego samego roku wykonano pomiary przepływu na Kerulenie (przekroje 5 i 10) oraz jego dopływach powyżej i poniżej zlewni Dunda-Bajdałagijn (przekroje 1–4 i 6–9). W miejscowości Bajandelger dorzecze górnego Kerulenu (7350 km²) jest zamknięte wodowskazem Mongolskiej Służby Hydrologicznej (przekrój 11).

Pod względem wielkości odpływu 1978 r. należał w Chenteju do przeciętnych (por. ryc. 24), ale okres badań był wyjątkowo suchy. W lipcu odpływ jednostkowy z dorzecza Kerulenu w przekrojach 5 i 10 wynosił 2–3 l s⁻¹ km⁻². W przekroju Bajandelger średnie wieloletnie (1951–1959) odpływy wynosiły: czerwiec 6,0, lipiec 11,5, rok 3,5 l s⁻¹ km⁻². Badania przeprowadzono więc w okresie suchym, nietypowym dla sezonu letniego.



Ryc. 35. Mapa hydrograficzna górnej części dorzecza Kerulenu

1 – ciekii, 2 – działy wodne, 3 – przekroje hydrometryczne, 4 – przekrój hydrometryczny Mongolskiej Służby Hydrologicznej, 5 – źródła, 6 – punkty wysokościowe, 7 – mokradła, 8 – miejscowości, 9 – zlewnia Dunda-Bajdalagiin – rejon szczegółowych badań fizycznogeograficznych ekspedycji „Transmongolia – 1978”

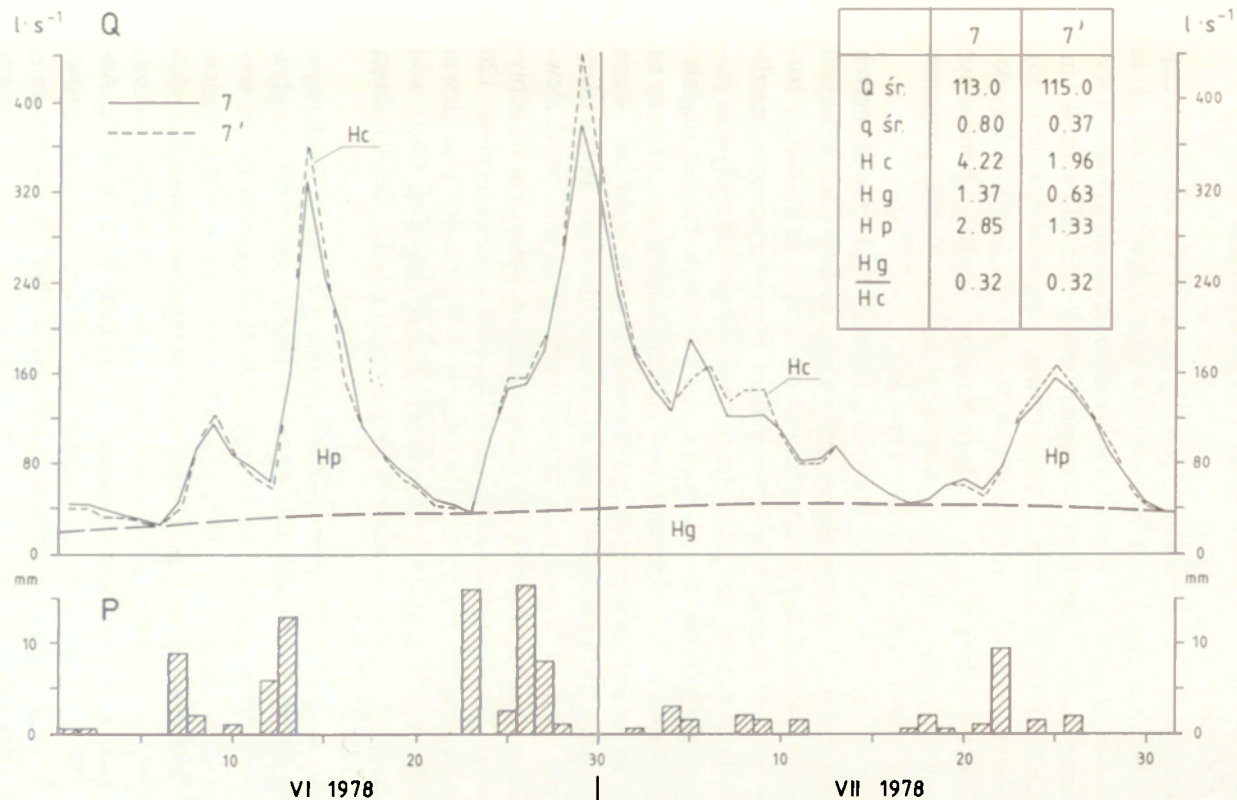
Hydrographic map of the upper part of the Kerulen basin

1 – streams, 2 – watersheds, 3 – hydrometric cross-sections, 4 – hydrometric cross-section of the Mongolian Hydrological Service, 5 – springs, 6 – height spots, 7 – marshes, 8 – localities, 9 – Dunda-Bajdalagiin – region of the detailed physico-geographical studies of the “Transmongolia – 1978” expedition

W okresie badań Dunda-Bajdałagijn charakteryzowały niskie przepływy, przerywane niewielkimi wezbrzeniami, ściśle nawiązującymi do opadów (ryc. 36). Wzrost natężenia przepływu występował już po 2–5 godzinach od początku opadów, a kulminacje fal wykazywały opóźnienie 1–3 doby. Szybką reakcją zlewni na opady słusznie przypisuje się dopływowi wód z górnej części zlewni (przekrój 7), a zwłaszcza decydującej roli płaskiego, podmokłego dna doliny (zmarzlina) w kształtowaniu odpływu (Michalczyk i in. 1979). Koryto rzeki w dolnym odcinku silnie meandruje, jest stabilne, wąskie (do 2,5 m) i słabo wcięte w poziom zalewowy. W przekroju 7 przepływ pełnokorytowy wynosi zaledwie $0,4 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, czyli poniżej $3 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, a w poziomym zalewowym brak śladów przepływu wód wezbraniowych (Michalczyk i in. 1979). Świadczy to o rzadkim występowaniu wysokich wezbrań oraz niskim odpływie ze zlewni także w okresach wilgotnych. Podczas kulminacji wezbrania z dnia 29.06 odpływ jednostkowy ze zlewni (przekrój 7') wynosił tylko $1,4 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, a przeciętna z okresu badań – niecałe $0,4 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Wartość ta jest 2–3-krotnie niższa w porównaniu ze zlewnią Baruun-Bajan w okresie suchego lata 1989 r. i co najmniej 10-krotnie niższa w stosunku do zlewni Tereldź i Sugnugurin. Dane te dobitnie wykazują wzrost suchości klimatu Chenteju w części południowo-wschodniej.

Charakterystyczną cechą Dunda-Bajdałagijn są podobne wartości przepływów w przekrojach 7 i 7' (ryc. 36). Oznacza to, że obszarem formowania się odpływu jest górna część zlewni, a dolny odcinek rzeki ma charakter tranzytowy i przecina obszary o ujemnym bilansie wodnym (60% powierzchni zlewni). Po opadach dolna część zlewni okresowo ma dodatni bilans wodny – przepływy nieznacznie zwiększają się z biegiem rzeki, a w okresach suchych odwrotnie – maleją w dół zlewni z powodu strat wody na ewapotranspirację i wsiąkanie. Stosunki odpływu z badanej zlewni są typowe dla rzek Mongolii. Identyczny przebieg odpływu obserwowano w sezonach letnich 1977–1978 r. w zlewni Bajan (dopływ Eg), należącej do Gór Chubsugulskich (Głazik i in. 1978). W dłuższych okresach bezdeszczowych dolny odcinek Bajan wysychał lub wykazywał dobowe wahania odpływu, zależne od intensywności wytapiania się podziemnych lodów i czasu dopływu wody do przekroju limnigraficznego.

W wyniku dodatniego bilansu wodnego odpływ jednostkowy i wskaźniki odpływu z górnej części zlewni Dunda-Bajdałagijn były ponad dwukrotnie wyższe (ryc. 36). Wykresy przepływów w przekrojach 7 i 7' są synchroniczne, a minimalne przepływy międzywezbraniowe mają te same wartości bezwzględne. Wynika z tego, że o wielkości odpływu podziemnego decyduje górna część zlewni, podobnie jak w przypadku odpływu całkowitego. Stosunek odpływu podziemnego do całkowitego nie ulega zmianie w tranzytowym odcinku rzeki i wynosi 32%. Wartość ta jest stosunkowo wysoka, ale niższa w porównaniu z wcześniej omówionymi zlewniami Chenteju. Liczne źródła występujące w dolnej części zlewni (por. ryc. 37) nie wpływają na podniesienie minimalnych przepływów, czyli na wielkość zasilania podziemnego. Przyczyną jest mała wydajność źródeł, która w okresie badań wynosiła łącznie tylko $15 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (Michalczyk i in. 1979). W dolnej części zlewni dominuje wsiąkanie wód w podłoże, a nie zasilanie rzeki, zatem wydaje się, że obserwowane zwiększenie minerali-



Ryc. 36. Odptyw ze zlewni Dunda-Bajdałagijn za okres czerwiec–lipiec 1978 r. (wg danych Michalczyka i in. 1979, uzupełniony odptywem podziemnym)
 Q – średnie dobowe przepływy; P – dobowe sumy opadów (wg Zinkiewicz 1979); 7, 7' – przekroje hydrometryczne (lokalizacja – ryc. 35); Qśr., qśr. – średni przepływ ($l \cdot s^{-1}$) i odptyw jednostkowy ($l \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$); H – odptyw (mm): Hc – całkowity, Hg – podziemny, Hp – powierzchniowy (Hc–Hg)

Outflow from the Dunda-Baidalagijn drainage area for the period June–July 1978
 (after the data of Michalczyk and others 1979, completed with the underground outflow)

Q – mean daily discharges; P – daily sums of precipitates (after Zinkiewicz 1979); 7, 7' – hydrometric cross-sections (location – fig. 35); Qśr., qśr. – mean discharge ($l \cdot s^{-1}$) and unitary outflow ($l \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$); H – outflow (mm): Hc – total, Hg – underground, Hp – surface (Hc–Hg)

zacji wód (por. ryc. 37), zwłaszcza stagnujących, jest spowodowane przede wszystkim ewapotranspiracją.

10.4.3. ZRÓŻNICOWANIE ODPLYWU W GÓRNEJ CZĘŚCI DORZECZA KERULENU

W dniach 5–12.07.1978 r. przeprowadzono pomiary przepływu w zlewniach cząstkowych dorzecza Kerulenu na odcinku Möngönmor't-Bajandelger, długości około 50 km (ryc. 35). W tym czasie odpływ ze zlewni Dunda-Bajdałagijn był niski i wykazywał tendencję malejącą (ryc. 36). Podobne pomiary wykonali Z. Michalczyk i in. (1979) w dniach 22–28.07, podczas przechodzenia niewielkiego wezbrania (ryc. 36), ale o odpływach identycznych, jak w pierwszej serii ($0,2\text{--}0,5\text{ l}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^{-2}$). Należy dodać, że w okresie letnim przebieg odpływu z różnych zlewni cząstkowych może być asynchroniczny z powodu opadów burzowych o zasięgu lokalnym. Wyniki pomiarów zestawiono w tabeli 15 (lokalizacja przekrojów – ryc. 35).

Największe odpływy ($2,4\text{--}1,9\text{ l}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^{-2}$) były w zlewniach najdalej wysuniętych na północ, najwyżej położonych, o największej gęstości sieci cieków i deniwelacjach (Tereldżijn, Dunda-Burchoin). Z map topograficznych wynika, że są to obszary bardziej zalesione, co świadczy o większej wilgotności podłoża i zawartości płaszcza zmarzlinowego. Charakterystyczną cechą jest systematyczne zmniejszanie się odpływów jednostkowych w kierunku południowym – do $0,2\text{ l}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^{-2}$ w zlewni Baruun-Bajdałagijn, wynikające ze wzrostu suchości klimatu. Potok Baruun-Bajdałagijn, położony na granicy lasostepu i stepu, jest ostatnim, który odprowadzał wodę przez cały sezon letni. Na południu, w stepowych okolicach Bajandelger dominował już odpływ okresowy lub epizodyczny. Dotyczy to także małych, stepowych i nisko położonych zlewni, wysuniętych dalej na północ, np. nr 4 (tab. 15). Wraz ze zmniejszaniem się odpływów jednostkowych rosła mineralizacja wód, np. w Dzüun-Bajdałagijn wynosiła $120\text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$, a w Baruun-Bajdałagijn $290\text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$ (Michalczyk 1979). Odpływy ze zlewni cząstkowych, mierzone w pobliżu ujść potoków, mogą być nieco zaniżone. Część wód infiltruje w stożki napływowe wychodzące z dolin bocznych i zasila Kerulen drogą podziemną.

Spadek przepływu z biegiem Kerulenu jest szczególnie wyraźny w środkowym (Öndörchaan) i dolnym odcinku (Czojbałsan), gdzie w latach 1951–1959 przepływ był przeciętnie niższy o 20% w porównaniu z Bajandelger. W wilgotnym 1959 r. wynosił: Bajandelger – 58,9, Öndörchaan – 41,1, Czojbałsan – $37,5\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ (odpowiednio – 8,0, 1,4 i $0,5\text{ l}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^{-2}$). W stepowej części dorzecza, między przekrojami Bajandelger a Czojbałsan, odpływy jednostkowe są równe zero. Jedynie sporadycznie, podczas większych opadów, obszar ten może mieć dodatni bilans wodny (Glazik 1979a; Andrzejewski, Glazik 1984). Warto dodać, że w Czojbałsan następuje większe wyrównanie przepływów w ciągu roku i opóźnienie kulminacji wezbrań o 3–4 tygodnie, spowodowane regulującym oddziaływaniem na odpływ szerokich poziomów zalewowych i czasem dopływu wody do przekroju pomiarowego (odległość 750 km).

Przeprowadzone badania są przykładem stosunków wodnych w strefie przejściowej między lasostepem a stepem, zależnych od zmiennych relacji między zasilaniem opadami a parowaniem, przy czym parowanie zaczyna odgrywać decydującą rolę.

T a b e l a 15. Zróźnicowanie odpływów jednostkowych z małych zlewni rzecznych górnej części dorzecza Kerulenu w lipcu 1978 r.
(wg Glazik 1979a; Michalczyk i in. 1979)

Differentiation of the unitary outflows from the small drainage areas of the upper part of the Kerulen basin in July 1978
(after Glazik 1979a; Michalczyk and others 1979)

Zlewnia	Numer przekroju	Powierzchnia (km ²)	Data pomiaru	Przepływ (m ³ ·s ⁻¹)	Odpływ jednostkowy (l·s ⁻¹ ·km ⁻²)	Gęstość sieci rzecznej (m·km ⁻²)	Maksymalna deniwelacja (m)
Kerulen	10	7302	12.07	18,85	2,6	–	–
	5	6000	22.07	13,60	2,3	–	–
Tereldzijn	1	597	25.07	1,45	2,4	850	980
Dunda-Burchoin	2	420	25.07	0,78	1,9	890	950
Baruun-Burchoin	3'	286	5.07	0,23	0,8	500	900
			8.07	0,16	0,9		
			25.07	0,15	0,8		
Bez nazwy	4	54	5.07	0,00	0,0	450	590
Dzüun-Bajdałtyjn	6	213	6.07	0,31	1,5	440	830
			8.07	0,18	0,8		
			25.07	0,11	0,5		
Dunda-Bajdałtagijn	7'	309	7.07	0,13	0,4	650	700
			28.07	0,05	0,2		
Baruun-Bajdałtagijn	8	295	7.07	0,06	0,2	200	680
			26.07	0,05	0,2		
Bez nazwy	9	323	12.07	0,15	0,5	220	630

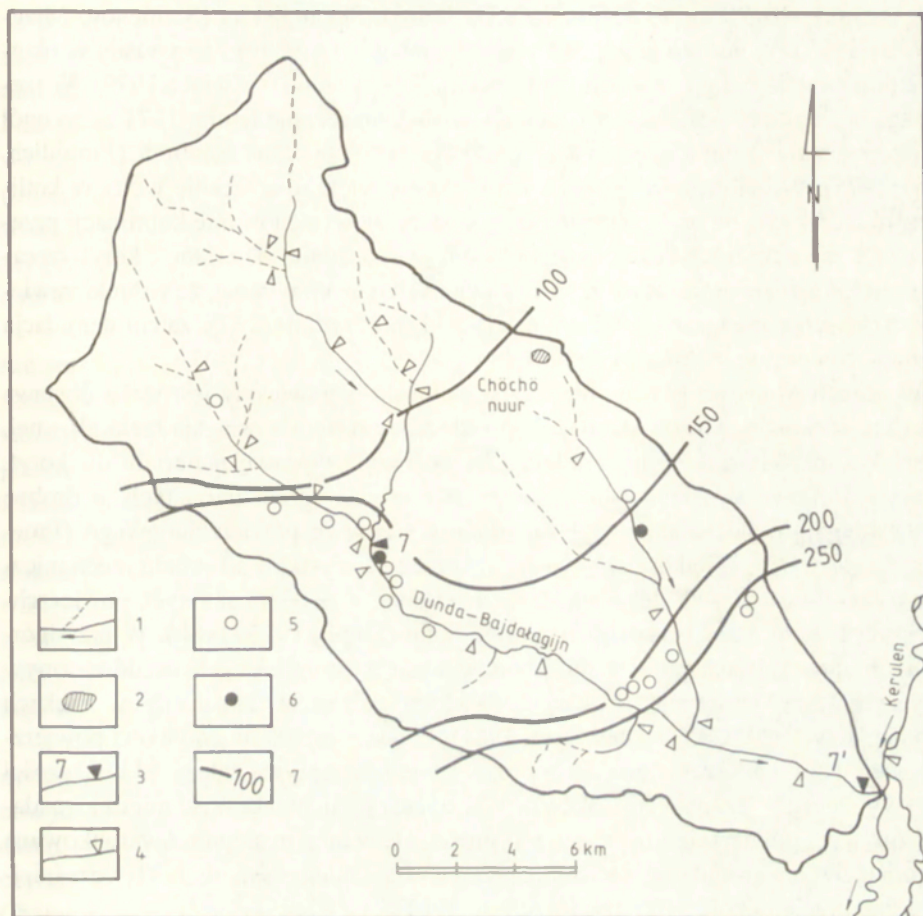
Pomiary hydrologiczne wykazały silne oddziaływanie suchego przedpoła gór na odpływ, uwarunkowane otwarciem doliny górnego Kerulenu w kierunku południowym i jej położeniem w cieniu opadów. Odpływy jednostkowe z badanego obszaru są znacznie niższe w porównaniu ze zlewnią Baruun-Bajan, a zwłaszcza Tereldź i Sugnugurin. Większa suchość klimatu jest przyczyną odmiennych cech środowiska przyrodniczego i innego przebiegu procesów fizycznogeograficznych.

10.4.4. WŁASNOŚCI CHEMICZNE WÓD I RUMOWISKO UNOSZONE

W zlewniach Sugnugurin, Tereldź i Baruun-Bajan nie prowadzono badań hydrochemicznych. O składzie chemicznym wód można wnioskować na podstawie analiz wody z sąsiednich zlewni Chenteju, w tym Dunda-Bajdałagijn, których własności chemiczne są zbliżone. Decydującą rolę odgrywają jony HCO_3 i Ca, które w ciągu całego roku przeważają w wodach Dunda-Bajdałagijn (Michalczyk 1979; Michalczyk i in. 1980), górnej Toły (Tuvaandzav 1979), Charaa (Semienov, Mjagmardzav 1977) i Kerulenu (Kuzniecov 1959). Drugorzędne znaczenie mają jony SO_4 , Cl, Mg, Na i K. Podany skład chemiczny jest typowy dla większości rzek północnej Mongolii (Ivanov, Kuzniecov 1953; Kuzniecov 1963; Semienov, Mjagmardzav 1977; Badamdzav 1979) i dotyczy również płytkich wód podziemnych (Ivanov 1958; Marinov, Popov 1963; Michalczyk 1979). W wodach występujących głębiej, podzmarzlinowych i szczelinowych, wzrasta udział jonów SO_4 , Cl, Na i K, a maleje – HCO_3 , Ca i Mg, przy czym te ostatnie nadal decydują o składzie chemicznym wody (Marinov, Popov 1963; Michalczyk i in. 1980). Zwiększona ilość jonów drugorzędnych i duża mineralizacja wody cechują suche, częściowo zasolone, stepowe oraz półpustynne obszary Mongolii (Marinov, Popov 1963; Dašijam 1975; Wicik 1983) i jest wyrazem strefowej zmienności składu chemicznego wód (*Narodowy Atlas Mongolii* 1990).

Średnia mineralizacja wód w górnej części zlewni Dunda-Bajdałagijn wynosiła 50–100 $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$, w dolnej – 200–250 $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$ (ryc. 37). Zwiększone wartości obserwowano wzdłuż uskoku tektonicznego (źródła), oddzielającego masyw Chenteju od zapadliska Kerulenu (Michalczyk i in. 1980). Przestrzenny rozkład mineralizacji wód był identyczny, jak w zlewni Baruun-Bajan (por. ryc. 34). Zasadniczą różnicę stanowiła znacznie większa mineralizacja wody, spowodowana suchym okresem badań. Można przypuszczać, że z powodu mniejszego zasilania opadami i większej roli parowania mineralizacja wody w zlewni Dunda-Bajdałagijn jest w sezonach letnich większa niż w centralnej i zachodniej części Chenteju.

Transport zawiesiny w rzekach Mongolii jest słabo poznany, a zupełnie brak danych dotyczących rumowiska wlezonego. Publikacje opierają się na niezwykle skromnym materiale obserwacyjnym. Przykładem jest mapa średniej zawartości zawiesiny w dorzeczu Selengi (Semienov, Mjagmardzav 1977, s. 145), którą w części należącej do Mongolii (300 000 km^2) wykreślono na podstawie 5 punktów (dorzecze Orchonu) o ciągach danych 1–3 lata. Nie wiadomo, w jaki sposób wykonywano pomiary, jak często, kiedy i przy jakich stanach wody. Ładunek zawiesiny wykazuje dużą zmienność sezonową, a nawet skrajne różnice w ciągu doby. Wiosną potoki zasilane wodami z nalożni zawierają maksymalną ilość zawiesiny w godzinach popołudniowych,



Ryc. 37. Średnia mineralizacja wód w zlewni Dunda-Bajdałagijn za czerwiec–lipiec 1978 r.
(wg Michalczyk i in. 1980)

- 1 – ciekły stały i okresowy, 2 – jezioro, 3 – wodowskazy; punkty poboru wody: 4 – wody powierzchniowe, 5 – źródła, 6 – wody podziemne; 7 – mineralizacja wód ($\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$)

Mean mineralization of waters in the Dunda-Bajdałagijn drainage area for June–July 1978
(after Michalczyk and others 1980)

- 1 – permanent and periodical streams, 2 – lake, 3 – water gauges; points of water drawing: 4 – surface waters, 5 – springs, 6 – underground waters; 7 – mineralization of waters ($\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$)

minimalną – nocą (por. rozdz. 10.2.6). Zawarty w nalożeniach materiał eoliczny jest dostarczany do koryta w czasie największego odpływu, uwarunkowanego temperaturą powietrza. W strefach lasostępu i stepu deflacja, a zwłaszcza burze pyłowe, odgrywają ogromną rolę w zwiększeniu ładunku zawiesiny, czemu sprzyja wyrąb lasu i zaoranie stepu (Semienov, Mjagmardżav 1977).

Podczas letnich ulew ilość zawiesiny w rzekach Changaju i Chenteju rzadko przekracza $50 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$, a przy niskich stanach wody – $10\text{--}30 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$ (Kuzniecov 1968). W najwyższych częściach gór średnie roczne wartości nie przekraczają $1,5\text{--}2,5 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$

i wzrastają do 10–30 mg·l⁻¹ w Regionie Orchońsko-Selengijskim (Semienov, Mjagmardzav 1977). W górnym odcinku Dunda-Bajdałagijn (przekrój 7) wynosiły w okresie letnim średnio 6 mg·l⁻¹, w dolnym (przekrój 7') – 19 mg·l⁻¹ (Świeca 1979). W rzece Cagaan Turutuin (południowy Changaj), w suchym sezonie letnim 1974 r., na ogół nie przekraczały 2 mg·l⁻¹ i wzrastały do 5–10 mg·l⁻¹ podczas wezbrań (Froehlich, Sugar 1975). W cytowanych pracach stwierdza się większe zamięcenie wody w kotlinach śródgórskich i na przedgórzach oraz jednocześnie występowanie kulminacji przepływów i zawartości zawiesiny, świadczące o pochodzeniu materiału z koryt rzecznych (erozja, erozja termiczna). Z przedstawionych danych wynika, że ładunki zawiesiny są znacznie mniejsze od mineralizacji wód (por. ryc. 34 i 37), zatem denudacja mechaniczna odgrywa drugorzędną rolę.

W górach Mongolii główną przyczyną małej ilości zawiesiny jest słaba dostawa materiału ze stoków. Cieki okresowe i epizodyczne często nie osiągają rzeki głównej, a szerokie, płaskie dna dolin utrudniają bezpośrednią dostawę materiału do koryt. Pokrywy stokowe są zbudowane przeważnie z osadów gruboziarnistych, a drobne frakcje ulegają deflacji, czyli brak materiału dla zmywu powierzchniowego (Froehlich, Sugar 1975). Wielkość zmywu zależy przede wszystkim od składu mechanicznego (przepuszczalności) gleb i natężenia opadów. Z wyjątkiem skalnych powierzchni jest on bardzo mały i rzadko osiąga dna dolin (Słupik 1975, 1980). W przedgórzskich obszarach lasostępu i stepu, zbudowanych z drobniejszych osadów, zmyw powierzchniowy występuje częściej i zwiększa zawartość zawiesiny w ciekach (Sandzjmjataw 1980; Cerensodnom i in. 1981). Podczas roztopów zmywowi powierzchniowemu sprzyja przemarznięcie podłoża, a wielkość zmywu zależy od miąższości pokrywy śnieżnej (ekspozycji stoków). W sezonach letnich zależność między opadami a zmywem powierzchniowym nie jest prosta, ale w dużym stopniu uwarunkowana nagromadzeniem produktów wietrzenia przed wystąpieniem deszczu, czyli wcześniejszym przemyciem stoku (Cerensodnom i in. 1981).

10.5. WARUNKI OBIEGU WODY W RÓŻNYCH PIĘTRACH KLIMATYCZNO-ROŚLINNYCH

Badania hydrologiczne w Chenteju potwierdziły ścisłą zależność warunków krążenia wody od rozmieszczenia i procentowego udziału różnych pięter klimatyczno-roślinnych w powierzchni zlewni. Do głównych czynników różnicujących stosunki wodne między zlewniami lub wewnątrz zlewni należy zaliczyć charakter bilansu wodnego (dodatni, ujemny) i zwartość płaszczka zmarzlinowego. Podobny pogląd, w odniesieniu do zlewni Dunda-Bajdałagijn, wyrażają R. Soja i K. H. Wojciechowski (1979). Ilościowe określenie roli poszczególnych pięter roślinnych w kształtowaniu odpływu nie jest jeszcze możliwe z powodu braku odpowiednio rozmieszczonych przekrojów wodowskazowych i stacji klimatycznych. Dotyczy to zwłaszcza słabo zbadanych pięter górskiej tundry i tajgi, gdzie o warunkach krążenia wody można jedynie wnioskować pośrednio, na podstawie skąpych danych dotyczących różnych elementów środowiska.

Z pomiarów i obserwacji hydrologicznych w Chenteju wynika, że obszarem formowania się odpływu rzecznoego są piętra tundry i tajgi, charakteryzujące się dodatnim bilansem wodnym. Piętro lasostepu stanowi strefę przejściową, o zróżnicowanym i okresowo zmiennym bilansie wodnym. W piętrze stepu zasilanie opadami nie pokrywa strat wody na ewapotranspirację (ujemny bilans wodny). Obok cech wiodących (bilans wodny, zmarzlina) każde piętro roślinne posiada zespół specyficznych, niepowtarzalnych warunków krążenia wody, mających odbicie w hydrografii terenu. Poniżej przedstawiono najbardziej istotne różnice hydrologiczne między piętrami roślinnymi.

T u n d r a jest najwilgotniejszym obszarem Chenteju. Wpływają na to: najwyższe sumy opadów, najniższa temperatura powietrza i parowanie, umiarkowana miąższość pokrywy śnieżnej (zależna od wiatru). Zmarzlina ma charakter ciągły, a miąższość warstwy czynnej jest minimalna. Duży udział mają wychodnie skał macierzystych i gładzowiska. Dominują płytkie gleby kriogeniczne i hydrogeniczne. O przewodze zasilania opadami i przemywaniu podłoża świadczą: kwaśny odczyn gleb, brak poziomów węglanowych, a także intensywny rozwój procesów soliflukcyjnych, nawet na stokach o małym nachyleniu. Spłaszczenia wierzchowinowe zajmują mokradła, rozwinięte na płytkich torfach, z wodą lokalnie stagnującą na powierzchni terenu. W tych warunkach dominuje powierzchniowy spływ wody po nieprzepuszczalnym, przemarzniętym lub nasyconym wodą podłożu. Spływ powierzchniowy z piętra tundry decyduje o wielkości wezbrań deszczowych i roztopowych.

T a j g a należy do obszarów wilgotnych. Świadczy o tym występowanie kwaśnych gleb zmarzlinowo-tajgowych, bielcowych i brunatnych, brak poziomów węglanowych i śladów zasolenia. Zalesione zbocza kontrastują z bezleśnymi, zabagnionymi dnami dolin. Zmarzlina ma charakter ciągły lub przerywany. Miąższości warstwy czynnej i pokryw zwietrzelinowych zwiększają się w kierunku dolnej granicy tajgi. Charakterystyczną cechą jest brak spływu powierzchniowego na zalesionych, łatwo przepuszczalnych stokach. Dominuje odpływ śródpokrywowy, który szczególną rolę odgrywa w podpiętrze tajgi limbowej, gdzie szybkiemu odprowadzaniu wody sprzyjają gleby sufozyjne (darniowo-tajgowe), podścielone zmarzliną. W piętrze tajgi odpływ śródpokrywowy nakłada się na spływ powierzchniowy z piętra tundry. Efektem są wysokie, strome fale wezbraniowe. Tajga odznacza się największą miąższością pokrywy śnieżnej. O dużym udziale odpływu podziemnego świadczą nalodzia, hydro-lakolity i liczne źródła zasilane wodami różnego pochodzenia. Zasilanie lub drenaż wód podzmarzlinowych i szczelinowych zachodzi w miejscach pozbawionych płaszczu zmarzlinowego.

L a s o s t e p cechuje asymetryczny rozkład wilgotności podłoża, zależny od ekspozycji stoków. Umiarkowanie wilgotne są zalesione zbocza o wystawie północnej i poziomy zalewowe dolin, gdzie występuje zmarzlina o charakterze wyspowym. W obszarach tych warunki krążenia wody są zbliżone do dolnej części tajgi modrzewiowo-limbowej. Zbocza o ekspozycji południowej oraz dna dolin i kotlin, z wyjątkiem poziomów zalewowych, są na ogół suche, stepowe. Gleby lasostepu (brunatne leśne, kasztanowe, czarnoziemy) mają przeważnie odczyn obojętny, świadczący o równowadze między zasilaniem opadami a parowaniem. W obszarach bezleśnych

lokalnie występują gleby zasolone (przewaga parowania), wyraźnie wzrasta mineralizacja wód i zawartość zawiesiny w rzekach. Drobnoziarniste utwory łatwo ulegają zmywowi powierzchniowemu podczas letnich ulew. Zmienia się charakter sieci hydrograficznej. W dolnych odcinkach cieków przepływ występuje okresowo lub sporadycznie, a większe rzeki mają charakter tranzytowy. W piętrze lasostepu zachodzą największe zmiany stosunków wodnych w wyniku gospodarki człowieka.

Step odznacza się ubóstwem zjawisk wodnych, których występowanie praktycznie ogranicza się do poziomów zalewowych dolin, lokalnie podścielonych zmarzliną o charakterze wyspowo-rzadkim lub sporadycznym. Rzeki allochtoniczne, przecinające stepy, zmniejszają swój przepływ w wyniku parowania i wsiąkania. Są one głównym źródłem zasilania wód podziemnych, zwłaszcza w okresie wezbrań. W latach szczególnie wilgotnych jest możliwe okresowe zasilanie wód podziemnych opadami. Podczas ulewnych deszczów występuje odpływ epizodyczny. Ewapotranspiracyjny typ gospodarki wodnej sprzyja zasoleniu gleb i zwiększa mineralizację wód powierzchniowych i podziemnych. W warunkach klimatycznych Mongolii zaoranie stepu powoduje erozję i deflację pokrywy glebowej. Wydaje się, że z powodu niedoboru wody przeznaczenie stepu pod uprawę nie jest uzasadnione ekonomicznie i zakłóca równowagę ekologiczną.

Przedstawione warunki obiegu wody w Chenteju są charakterystyczne również dla innych regionów północnej Mongolii, zwłaszcza Gór Chubsugulskich, gdzie występuje podobna piętrowość klimatyczno-roślinna. Warto dodać, że brak danych opadowych dla gór Mongolii uniemożliwia sporządzenie wiarygodnych bilansów wodnych dorzeczy. Wieloletnie badania elementów bilansu wodnego w zlewni Changał (lasostep) wykazały, że przy średnich opadach 370 mm odpływ wynosił 56 mm, w tym podziemny 30%, parowanie 314 mm, a współczynnik odpływu 0,15 (Cerensodnom, Sandžmjatav 1979).

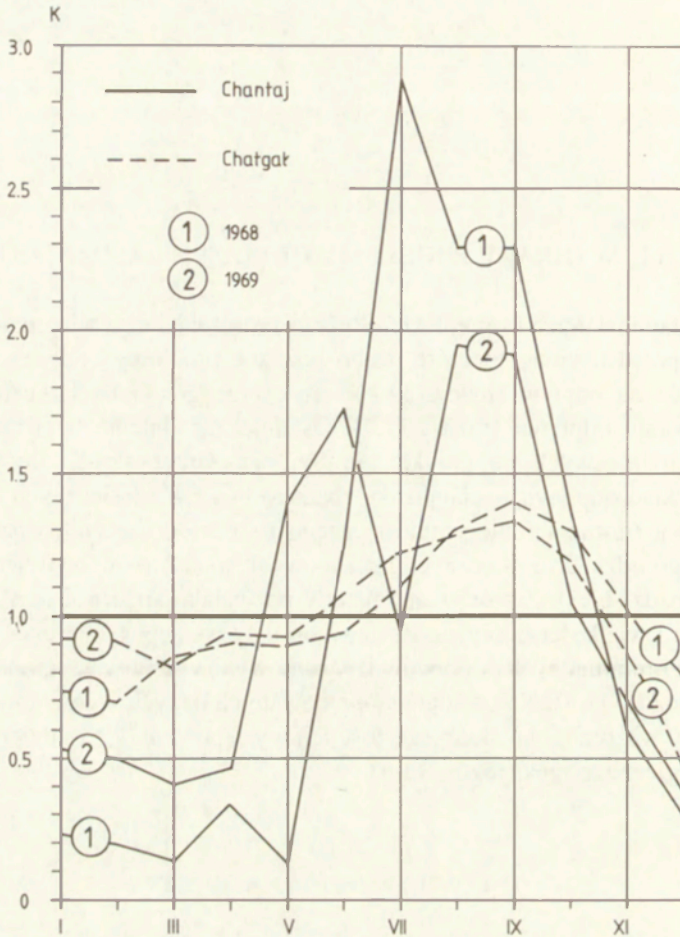
11. WYBRANE PROBLEMY ODPIYU RZECZNEGO

Na podstawie danych Mongolskiej Służby Hydrologicznej (Mjagmardżav, Semienov 1975) przedstawiono niektóre, słabo poznane problemy odpływu rzeczno – wpływ jezior na odpływ (rozd. 11.1) i rolę przedgórskich obszarów rolniczych w kształtowaniu odpływu (rozd. 11.2). Ostatnie zagadnienie opracowano metodą odpływów różnicowych na przykładzie Regionu Orchońsko-Selengijskiego (por. ryc. 2). Rozkład odpływu w ciągu roku zbadano metodą miesięcznych współczynników odpływu (iloraz średniego miesięcznego i średniego rocznego przepływu) lub procentowego udziału miesięcznych i sezonowych wskaźników odpływu w odpływie rocznym (rozd. 11.3). Zastosowane metody pozwalają porównać dorzecza o różnej powierzchni i wielkości odpływu. Zestawiono daty występowania oraz wartości maksymalnych i minimalnych odpływów jednostkowych w różnych regionach północnej Mongolii (rozd. 11.4). Na podstawie opracowanych danych wyróżniono charakterystyczne typy wezbrań, określono częstość ich występowania i zasadnicze cechy reżimu hydrologicznego rzek (rozd. 11.5).

11.1. WPŁYW JEZIOR NA ODPIYU

Problem występuje szczególnie jaskrawo na rzece Eg, odwadniającej jezioro Chubsugul (2620 km²), leżące na wysokości 1645 m n.p.m. (Cerensodnom 1979). Góry otaczające jezioro osiągają 3491 m n.p.m. (różnica 1850 m). Przepływy Eg są kontrolowane na 2 wodowskazach (ryc. 18). Przekrój Chatgał (nr 7) zamyka górną część dorzecza (8600 km²), w której powierzchnia jeziora stanowi aż 30,5%. W przekroju Chantaj (nr 8), zamykającym 41 500 km², udział ten wynosi 6,3%. Istotny wpływ na reżim hydrologiczny Eg wywiera lewobrzeżny dopływ Uür, typowa rzeka górskiej tajgi. W miejscu połączenia przepływy rzek są prawdopodobnie zbliżone (Kuzniecov 1959), ale brak jest dokładniejszych danych.

Jezioro Chubsugul wyrównuje przepływ Eg w cyklu rocznym i wieloletnim (ryc. 38). W Chatgale odpływ jednostkowy w roku wilgotnym (1968) wynosił 3,7 l·s⁻¹·km⁻² (116 mm), a w roku suchym (1969) był niewiele niższy – 3,0 l·s⁻¹·km⁻² (94 mm). W dolnym odcinku rzeki (Chantaj) różnica w odpływie między rokiem wilgotnym a suchym osiągała 100%. W 1968 r. odpływ wynosił 3,1 l·s⁻¹·km⁻² (98 mm), a w 1969 r. tylko 1,6 l·s⁻¹·km⁻² (50 mm). Przekrój Chatgał, w porównaniu z dolnym biegiem rzeki, charakteryzują: duże wyrównanie przepływów w ciągu roku (±40–50%), podobny przebieg odpływu w roku wilgotnym i suchym, obniżenie letnich



Ryc. 38. Miesięczne współczynniki przepływów (K) rzeki Eg poniżej wypływu z jeziora Chubsuguł – przekrój Chatgał (nr 7) i w dolnym odcinku – przekrój Chantaj (nr 8) w roku wilgotnym (1968) i suchym (1969) (lokalizacja – ryc. 18)

Monthly discharge coefficients (K) of the Eg river downstream the outflow from the Chubsugul lake – Chatgal cross-section (no. 7) and in the lower segment – Chantai cross-section (no. 8) in the wet year (1968) and dry year (1969) (location – fig. 18)

weszań i przesunięcie ich kulminacji na wrzesień, znaczne podniesienie minimalnych przepływów w miesiącach zimowych (Gładzik i in. 1978).

Retencyjne oddziaływanie jeziora Chubsuguł jest szczególnie wyraźne do ujścia dopływu Uür, zasilającego Eg wodami ze wschodniej części Gór Chubsugulskich. Z tego powodu wysokość letnich weszbań w przekroju Chantaj nie odbiega od innych rzek Mongolii (por. rozdz. 11.3). Zimą występuje jednak podwyższenie minimalnych przepływów, spowodowane zasilaniem z jeziora Chubsuguł. Eg odznacza się najwyższym udziałem odpływu zimowego w odpływie rocznym na obszarze kraju. W latach 1968–1969 w Chatgale wynosił on średnio 34% i był wyższy od odpływu letnie-

go (29%), a w przekroju Chantaj – 17%, przy znacznie wyższym odpływie letnim (46%). Wpływ jeziora Chubsuguł na odpływ z dorzecza Eg (Chantaj) wyraża się głównie podniesieniem minimalnych przepływów w latach suchych i w sezonach zimowych (brak zasilania opadami).

Podobny mechanizm oddziaływania jezior na odpływ jest typowy dla innych rzek Mongolii, ale mniej wyrazisty z powodu małego udziału jezior w powierzchni zlewni. Występuje na rzece Suman (Changaj), poniżej wypływu z jeziora Terchijn Cagaan nuur (przekrój nr 4 – ryc. 18). Jezioro (61 km², 2060 m n.p.m.), położone w śródgórskiej kotlinie i otoczone wysokimi górami (3227 m n.p.m.), zajmuje tylko 1% powierzchni zlewni. Z tego względu nie ma istotnego wpływu na spłaszczenie fal wezbrań, ale wyraźnie zwiększa przepływy rzeki w okresach małego zasilania.

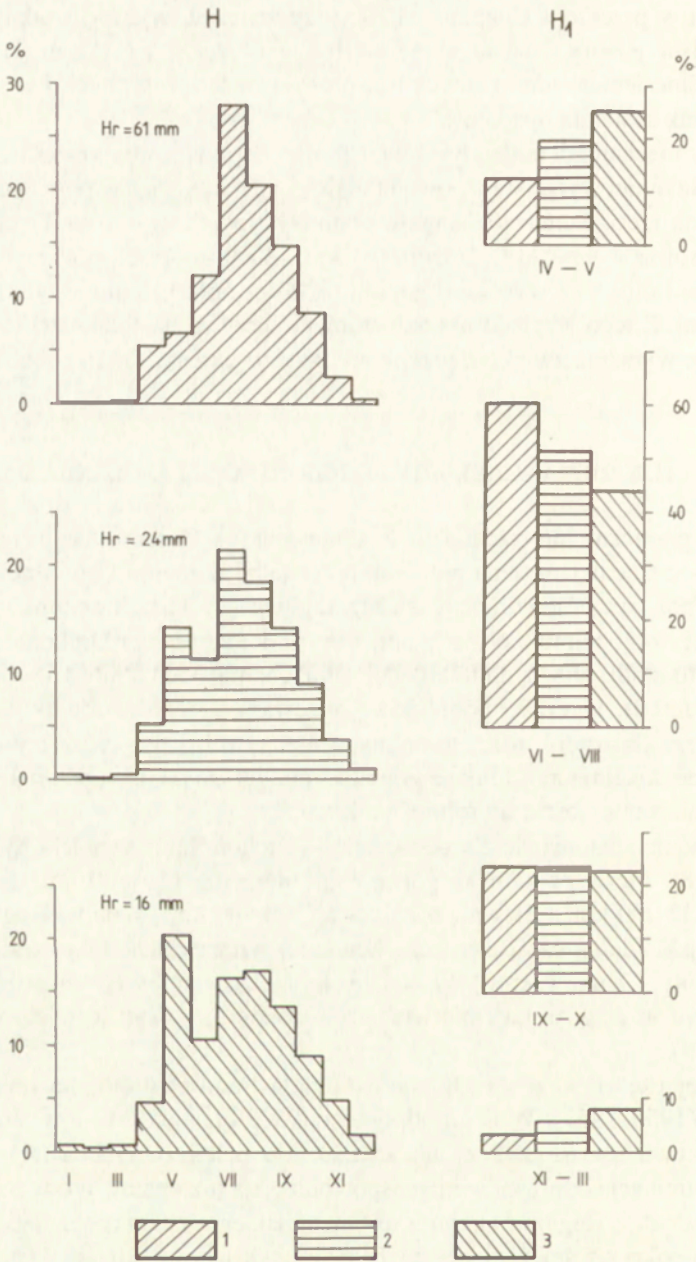
11.2. ODPLYW Z REGIONU ORCHOŃSKO-SELENGIJSKIEGO

Region graniczny na zachodzie z Changajem i Górami Chubsugulskimi, na wschodzie – z Chentejem, a na południu przechodzi w region Centralnej i Południowej Gobi (por. ryc. 2). Północny zasięg regionu ma charakter umowny (granica państwa). Region obejmuje obszary położone w dolnym biegu Orchonu i Selengi (w granicach Mongolii) wraz z dolnymi odcinkami chentejskich dopływów Orchonu (Toła, Charaa, Jeröö). W części południowej przeważają stepowe równiny, na północy – średniogórza (lasostep), rozcięte dolinami rzecznyymi. Dużą część regionu zajmują pola uprawne, lokalnie nawadniane grawitacyjnie lub za pomocą deszczowni. Region jest najważniejszym obszarem rolniczym kraju.

Na Orchonie znajdują się 2 wodowskazy – Orchon Somon (nr 9) i Süchbaatar (nr 10 – ryc. 18). Pierwszy zamyka górną część dorzecza (23 600 km²), drugi – całe dorzecze (132 000 km²). Zlewnię różnicową (108 400 km²) stanowi Region Orchońsko-Selengijski (dolna część dorzecza Orchonu) wraz z zachodnią częścią Chenteju (dorzecza Toły, Charaa i Jeröö). W badanych przekrojach i w zlewni różnicowej rozkład odpływu w ciągu roku (miesięczny i sezonowy) wykazuje wiele odmiennych cech (ryc. 39).

W górnej części dorzecza Orchonu (Orchon Somon) dominuje letnie zasilanie deszczowe (1950–1957). W lipcu odpływ stanowił prawie 30%, a w sezonie letnim – 60% odpływu rocznego. Przy ujściu rzeki do Selengi (Süchbaatar) pojawia się mniejsza kulminacja odpływu w maju, spowodowana roztopami. Wody roztopowe nie pochodzą jednak z Regionu Orchońsko-Selengijskiego, charakteryzującego się małą miąższością pokrywy śnieżnej, ale z Chenteju, zwłaszcza z dorzeczy Charaa i Jeröö. Dorzecze Jeröö odznacza się największą miąższością pokrywy śnieżnej w Mongolii (Badarc 1964, 1971; Semienov, Mjagmardżav 1977), a ujście rzeki do Orchonu leży powyżej i w niewielkiej odległości od przekroju Süchbaatar (por. ryc. 18). Średni przepływ Jeröö stanowi aż 40% odpływu z dorzecza Orchonu, zatem Jeröö zmienia reżim hydrologiczny ujściowego odcinka rzeki głównej, co przejawia się występowaniem wezbrań roztopowych.

Zlewnię różnicową charakteryzuje wysoki, procentowy udział odpływu w maju



Ryc. 39. Procentowy udział miesięcznych (H) i sezonowych (H₁) wskaźników odpływu w odpływie rocznym (Hr) z dorzecza Orchonu (1950–1957)

1 – przekrój Orchon Somon (nr 9), 2 – przekrój Suchbaatar (nr 10), 3 – zlewnia różnicowa (lokalizacja – ryc. 18)

Per-cent part of the monthly (H) and seasonal (H₁) outflow indicators in the yearly outflow (Hr) from the Orchon basin (1950–1957)

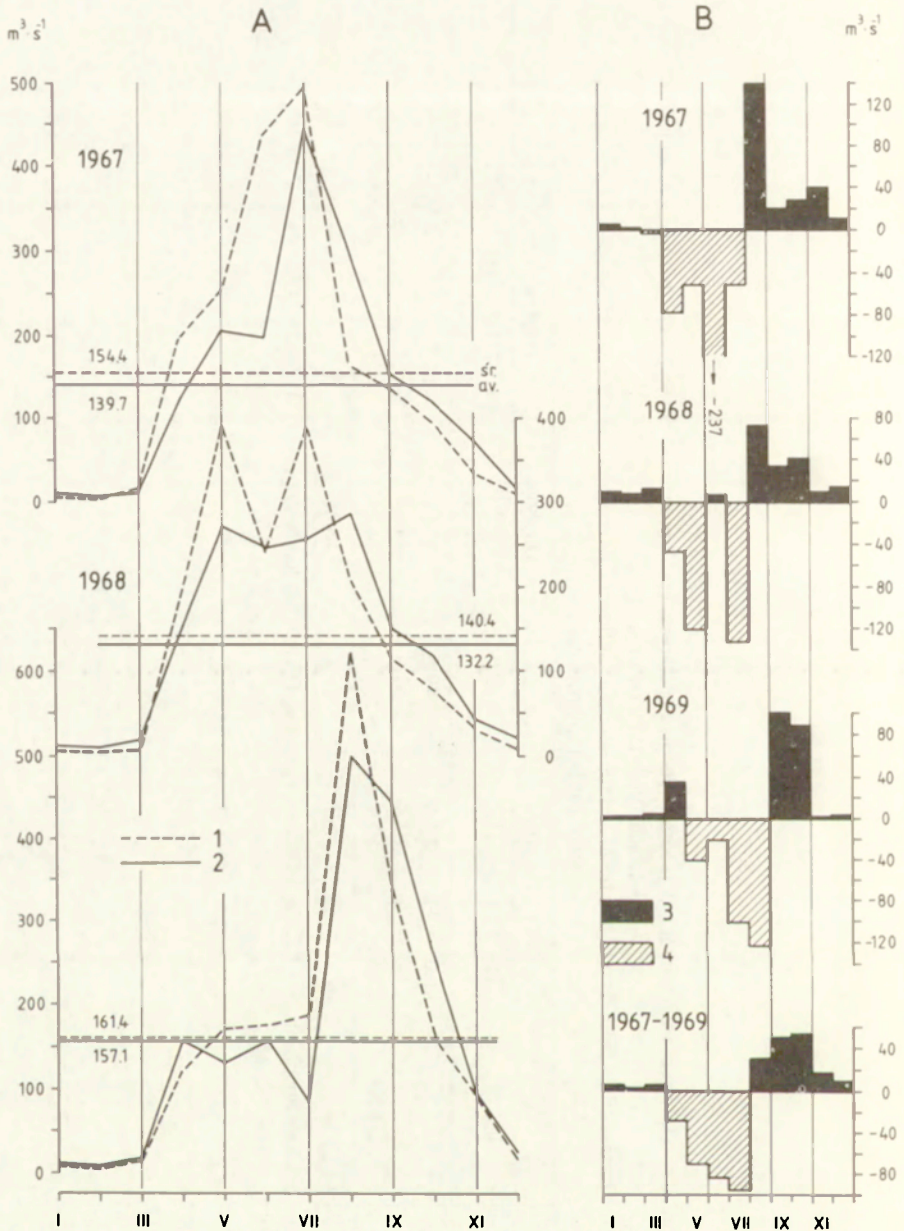
1 – Orchon Somon cross-section (no. 9), 2 – Suchbaatar cross-section (no. 10), 3 – differential drainage basin (location – fig. 18)

T a b e l a 16. Różnice między odpływem całkowitym z dorzecza Orchonu a sumarycznym dopływem wód rzecznych do dolnej części jego zlewni w latach 1967–1969 (w $m^3 \cdot s^{-1}$)

Differences between the total outflow from the Orchon basin and the summary inflow of river waters into the lower part of its drainage area in years 1967–1969 (in $m^3 \cdot s^{-1}$)

Rok	Odpływ całkowity Oc	Dopływy cząstkowe				Dopływ całkowity (Dc)	Odpływ różnicowy (Oc–Dc)		
		D ₁	D ₂	D ₃	D ₄		($m^3 \cdot s^{-1}$)	($l \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$)	(mm)
1967	139,7	41,7	45,8	17,4	49,5	154,4	–14,7	–0,18	–5,7
1968	132,2	39,0	23,2	17,2	61,0	140,4	–8,2	–0,10	–3,2
1969	157,1	50,6	42,3	13,5	55,1	161,4	–4,3	–0,05	–1,6
1967–1969	143,0	43,8	37,1	16,0	55,2	152,1	–9,1	–0,11	–3,5

Objaśnienia: Oc – Orchon – przekrój Sühbaatar (nr 10), D₁ – Orchon – przekrój Orchon Somon (nr 9), D₂ – Tola (nr 13), D₃ – Charaa (nr 15), D₄ – Jeroo (nr 16), Dc – suma D₁–D₄ (lokalizacja – ryc. 18).



Ryc. 40. Średnie miesięczne dopływy wód do dolnej części dorzecza Orchonu (A) i odpływy różnicowe (B) w latach 1967-1969

1 – dopływ całkowity – suma dopływów cząstkowych (ΣD_1-D_4 – tab. 16), 2 – odpływ całkowity (O_c – tab. 16), 3 – miesiące o przewadze odpływu nad dopływem, 4 – miesiące o deficycie odpływu

Mean monthly inflows of waters to the lower part of the Orchon basin (A) and differential outflows (B) in the years 1967-1969

1 – total inflow – sum of partial inflows (ΣD_1-D_4 – tab. 16), 2 – total outflow (O_c – tab. 16), 3 – months with the superiority of the outflow over the inflow, 4 – months with deficit of the outflow

(20%), wyższy od odpływu w lipcu lub sierpniu (16–17%), czyli w miesiącach o największym zasilaniu opadami. Może to być spowodowane relatywnie dużym dopływem wód roztopowych z północno-zachodniego Chenteju (Charaa, Jeröö), znacznymi stratami wody na ewapotranspirację w Regionie Orchońsko-Selengijskim (obniżenie odpływu w sezonie letnim) lub równoczesnym oddziaływaniem wymienionych czynników. Z rozkładu odpływu na pory roku (ryc. 39 – H_1) wynika, że odpływ ze zlewni różnicowej osiągał w sezonie letnim (VI–VIII) niższe wartości (procentowe) w porównaniu z przekrojami Orchon Somon i Süchbaatar, co wskazuje na dużą rolę ewapotranspiracji. Z kolei wiosną (IV–V) i zimą (XI–III) był najwyższy (roztopa w Chenteju, zasilanie podziemne), a jesienią (IX–X) nie wykazywał istotnego zróżnicowania.

Kluczowe znaczenie dla jednoznacznego wyjaśnienia problemu mają obliczenia wykonane dla Regionu Orchońsko-Selengijskiego, z wyłączeniem chentejskich dopływów Orchonu (tab. 16). Odpływ z regionu wyliczono jako różnicę między odpływem całkowitym z dorzecza Orchonu w przekroju Süchbaatar (Oc) a sumą dopływu wód rzecznych do granic regionu (Dc). Wartość Dc stanowią przepływy Orchonu w przekroju Orchon Somon (D_1) oraz Toły, Charaa i Jeröö (D_2 – D_4). Obliczenia wykonano dla 3 lat (1967–1969), które charakteryzowały się przeciętnym lub wyższym od normalnego natężeniem przepływów rzek (por. ryc. 21 i 22, tab. 9 i 10).

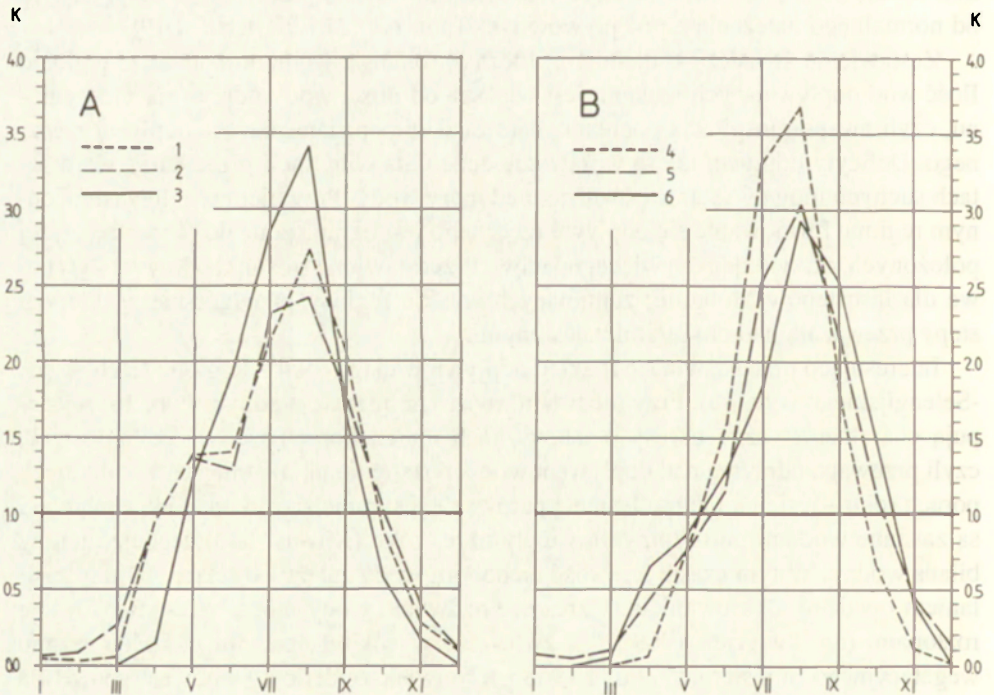
Zestawienie świadczy o ujemnym, rocznym bilansie wodnym badanego regionu. Ilość wód dopływających rzekami jest większa od ilości wody odpływającej z regionu, czyli ewapotranspiracja pochłania całe zasilanie opadami i część odpływu rzecznego. Deficyty odpływu nie są wprawdzie duże (lata wilgotne i przeciętne), ale w latach suchych mogą wystąpić poważne niedobory wody. Przy ujemnym bilansie wodnym regionu formowanie się odpływu rzeczego jest ograniczone do obszarów wyżej położonych, otrzymujących więcej opadów. Przedstawione stosunki odpływu są typowe dla lasostepów Mongolii, zajmujących wielkie regiony przedgórskie, w których stepy przeważają nad obszarami zalesionymi.

Interesująco przedstawia się rozkład odpływu w ciągu roku z Regionu Orchońsko-Selengijskiego (ryc. 40). Przy ujemnym, rocznym bilansie wodnym (tab. 16) występują charakterystyczne okresy o nadwyżkach i niedoborach wody. Zasilanie rzek, czyli przewaga odpływu nad dopływem wód z poza regionu, ma miejsce w chłodnych porach roku – jesienią i zimą. Jesienią parowanie jest mniejsze od opadów, zimą rzeki są zasilane wodami podziemnymi. Ciepły okres roku (wiosna, lato) cechuje ujemny bilans wodny. W tym czasie wielkość niedoboru wody zależy od relacji między zasilaniem opadami a parowaniem. Okresowe nadwyżki wody mogą być spowodowane roztopami (np. kwiecień 1969 r.), a zwłaszcza wysokimi opadami w końcu sezonu wegetacyjnego (np. sierpień 1967 i 1968 r.). Największe deficyty wody są typowe dla początku okresu wegetacyjnego (maj), a także miesiący letnich (czerwiec–lipiec). Stosunkowo duże opady w lipcu (por. ryc. 9) nie równoważą strat wody na ewapotranspirację. Efektywne wykorzystanie pól uprawnych wymaga dostawy wody. Nawadnianie wpływa na zmniejszenie odpływu wód z badanego regionu.

11.3. ROZKŁAD ODPLYWU W CIĄGU ROKU

Zagadnienie opracowano dla głównych rzek Chenteju, Changaju i Gór Chubsugulskich. Do analizy przyjęto jednakowy okres obserwacji – 11 lat (1959–1969). Na podstawie dłuższych ciągów danych (18–25 lat) stwierdzono, że rozkład odpływu w ciągu roku nie wykazuje istotnych różnic w porównaniu z przyjętym okresem. Sezonowy rozkład odpływu zależy głównie od rodzaju i wielkości zasilania w ciągu roku, jest charakterystyczny dla danego wodowskazu i może zmieniać się w dół lub w górę rzeki, zgodnie ze zmianami warunków zasilania i odpływu.

Na rzekach Chenteju (ryc. 41) rozkład odpływu jest typowy dla klimatu kontynentalnego i ściśle nawiązuje do przebiegu opadów (por. ryc. 9). Charakterystyczne są małe różnice w kształcie krzywych dla rzek Chenteju Centralnego (A) i Kerulenu (B), którego środkowy (Öndörchaan) i dolny (Czobjalsan) odcinek należą już do równin Wschodniej Mongolii. Zdecydowanie dominuje letnie zasilanie deszczowe. Minimalne odpływy występują w sezonie zimowym (zasilanie podziemne). Na rzekach północno-zachodniego Chenteju (Jeröö, Charaa) i w dolnym biegu Kerulenu zaznacza się



Ryc. 41. Miesięczne współczynniki przepływów (K) rzek Chenteju (1959–1969)

A – Chentej Centralny: 1 – Jeröö, 2 – Charaa, 3 – Tola; B – Kerulen: 4 – Bajandelger (1951–1961) (nr 17), 5 – Öndörchaan (nr 18), 6 – Czobjalsan (nr 19) (lokalizacja – ryc. 18)

Monthly discharge coefficients (K) of Chentei rivers (1959–1969)

A – Central Chentei: 1 – Jeroo, 2 – Charaa, 3 – Tola; B – Kerulen: 4 – Baiandelger (1951–1961) (no. 17), 5 – Öndörchaan (no. 18), Tschoibalsan (no. 19) (location – fig. 18)

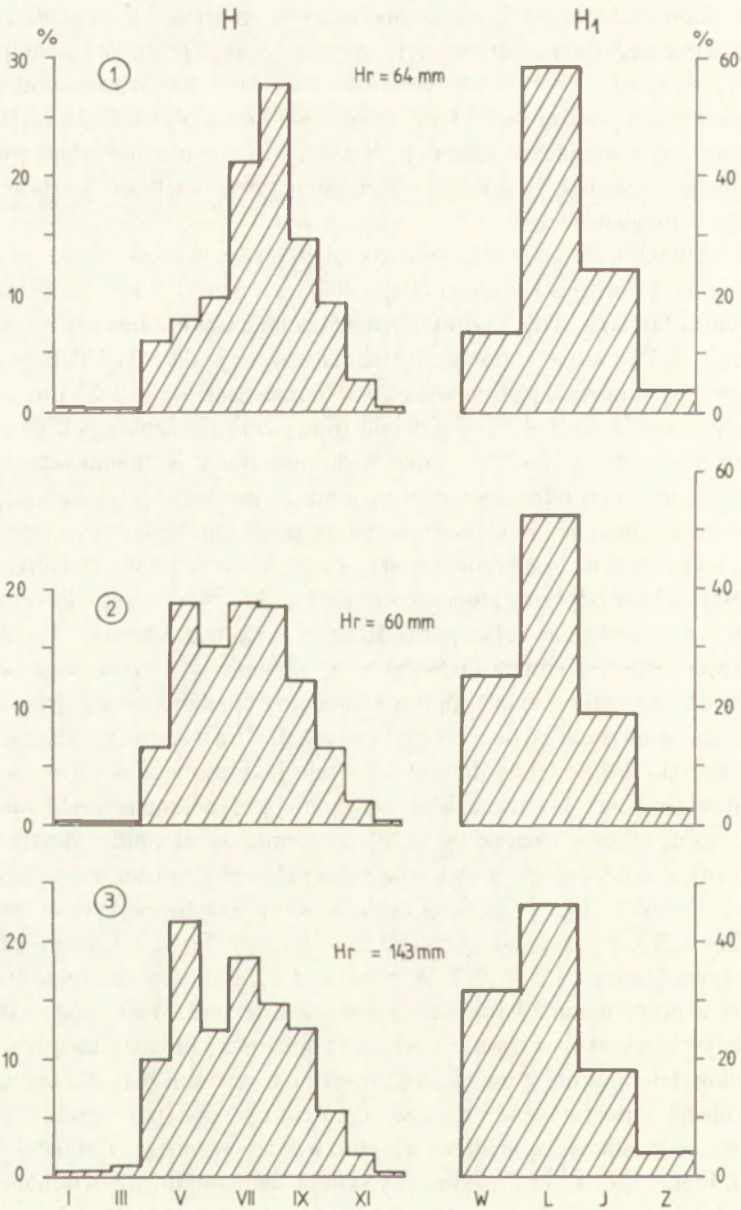
niewielkie podwyższenie odpływu w maju lub w kwietniu, wywołane roztopami. Wezbrania letnie decydują o zmienności odpływu w ciągu roku. W Chenteju Centralnym najwyższe są na Tole. Stosunkowo niskie wezbrania na Charaa wynikają z lokalizacji wodowskazu poniżej rozległych, stepowych kotlin przedgórskich (Batsumber, Dzüüncharaa), wyrównujących i zmniejszających odpływ (ujemny bilans wodny). Podobna sytuacja występuje w dorzeczu Kerulenu, gdzie wielkość wezbrań deszczowych maleje z biegiem rzeki.

Udział odpływu letniego w odpływie rocznym jest największy w dorzeczach Toły (w tym Tereldź) i górnego Kerulenu (Bajandelger) – 65–70%, a w pozostałych przekrojach wynosi 50–60%. Tołę i górny Kerulen cechują równocześnie najniższe odpływy zimowe – 1–2%, które w dorzeczu Charaa wzrastają do 8%. Udział wiosennych roztopów w zasilaniu rzek jest największy w dorzeczach Jeröö i Charaa – 18–20%, w pozostałych spada do 7–12% z powodu mniejszej miąższości pokrywy śnieżnej. Jesienią odpływ stanowi 20–25% i tylko w dolnym biegu Kerulenu wzrasta do 32% w wyniku retencyjnego oddziaływania poziomu zalewowego i wydłużonego okresu dopływu wód z Chenteju. Zasobność w wodę poszczególnych dorzeczy zależy od położenia, wysokości nad poziomem morza i warunków odpływu (lokalizacja wodowskazu). Największe odpływy jednostkowe (w $l \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$) wykazują dorzecza Tereldź i Jeröö – 6,5–6,1, następnie Toła i górny Kerulen – 4,6–3,5, Charaa – 1,3, a minimalne – środkowy i dolny Kerulen – 0,8–0,4.

Na rzekach Changaju rozkład odpływu jest bardziej zróżnicowany (ryc. 42), głównie z powodu większych różnic orograficznych i klimatycznych. Roczny przebieg odpływu Orchonu jest podobny do rzek Chenteju i wykazuje zdecydowaną przewagę zasilania deszczowego. Na rzece Ider, odwadniającej północno-zachodnią, wyższą część Changaju, odpływ roztopowy (maj) dorównuje wezbraniom deszczowym (lipiec, sierpień). Z kolei odpływ z wysokogórskiej zlewni Czigistej jest w maju wyższy niż w lipcu. Dorzecza Ider i Czigistej cechuje podwyższony odpływ w sezonie wiosennym (25–32%), wyższy od chentejskich dorzeczy Jeröö i Charaa, oraz niższy udział odpływu letniego (45–50%). W rezultacie odpływ w ciągu roku jest bardziej wyrównany w porównaniu z Orchonem i rzekami Chenteju. Warto podkreślić, że różnice w odpływie wynikają głównie z większej suchości klimatu Changaju, czyli niższych opadów latem, a nie z dużej miąższości pokrywy śnieżnej. Są one uwarunkowane cyrkulacją atmosferyczną i rozmieszczeniem opadów (por. rozdz. 5.1 i 5.2).

Odpływy jednostkowe z analizowanych dorzeczy wynoszą: Czigistej – 4,5, Orchon – 2,0, Ider – 1,9 $l \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$. Północny skłon Changaju, między Orchonem a rzeką Ider, odwadniają liczne rzeki (ryc. 18). Odpływy z dorzeczy Urd Tamir (nr 12), Chojt Tamir (nr 11) i Suman (nr 4) są stosunkowo niskie i w krótkich okresach obserwacji (1967–1969, 1963–1969) wynosiły 1,5–1,7 $l \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$. Minimalne wartości charakteryzują południowy skłon Changaju. Odpływ ze zlewni Taac (nr 22) i Ongi (nr 23) nie przekracza 0,3–0,7 $l \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$. Podobne odpływy wykazują dorzecza Bajdrag i Tüjn goł; w górnych ich częściach wartości są wyższe – do 1,6 $l \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ (Dešigdordź 1980). Wysokogórskie zlewnie Czigistej i Borch (nr 20) wykazują odpływ 4,5–3,8 $l \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$.

Średnia wysokość dorzecza Orchon wynosi 1640 m n.p.m., a pozostałych, omó-

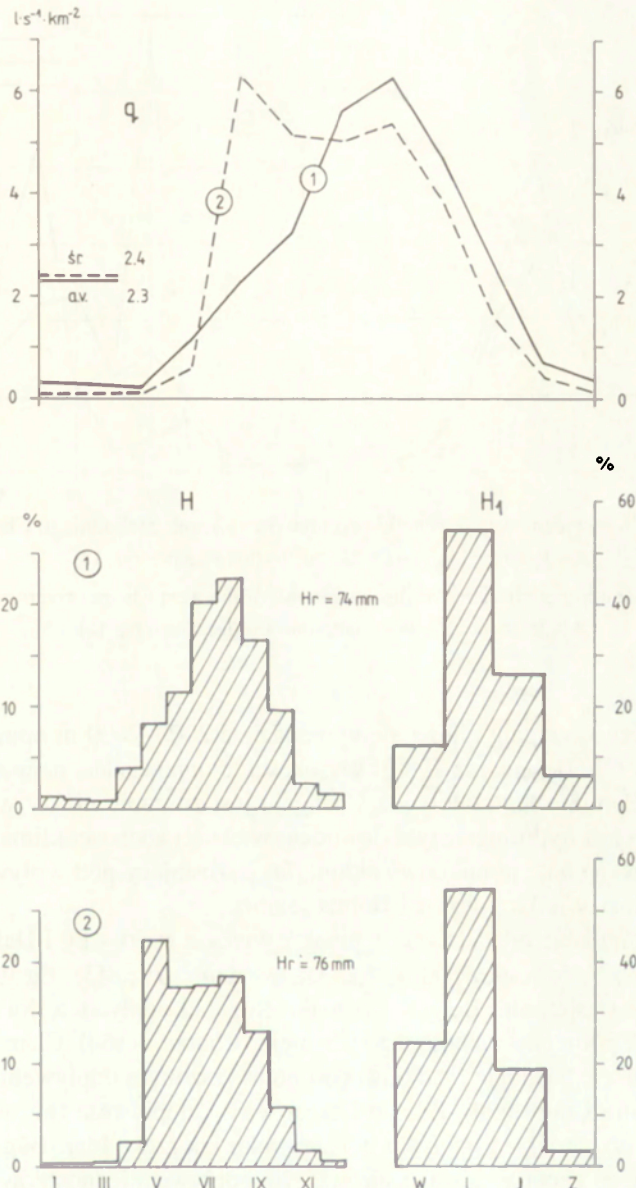


Ryc. 42. Procentowy udział miesięcznych (H) i sezonowych (H₁) wskaźników odpływu w odpływie rocznym (Hr) dla rzek Changaju (1959-1969)

1 - Orchon (nr 9), 2 - Ider (nr 3), 3 - CzigiŃstej (nr 21); W - wiosna (IV-V), L - lato (VI-VIII), J - jesień (IX-X), Z - zima (XI-III) (lokalizacja - ryc. 18)

Per-cent part of the monthly (H) and seasonal (H₁) outflow indicators in the yearly outflow (Hr) for Changai rivers (1959-1969)

1 - Orchon (no. 9), 2 - Ider (no. 3), 3 - Tschigistei (no. 21); W - spring (IV-V), L - summer (VI-VIII), J - autumn (IX-X), Z - winter (XI-III) (location - fig. 18)

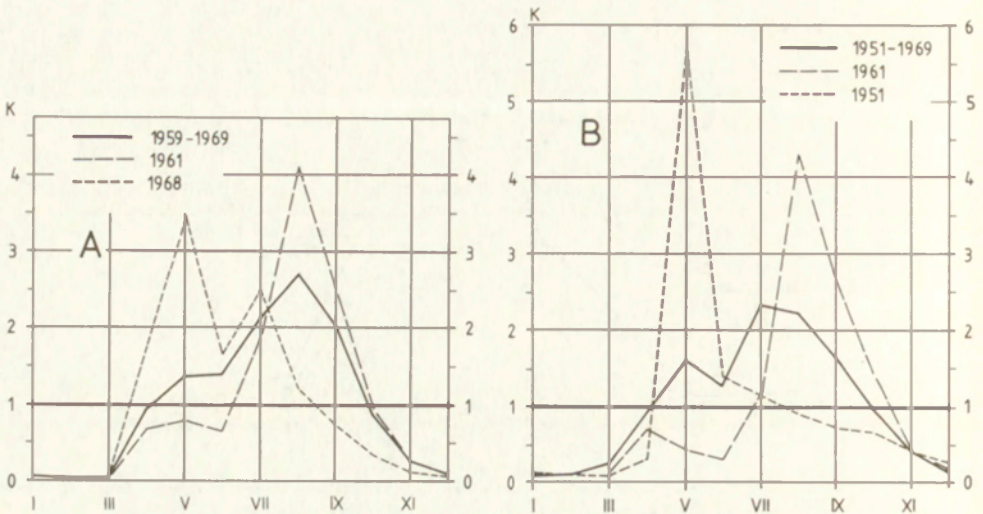


Ryc. 43. Średnie miesięczne odpływy jednostkowe (q) oraz procentowy udział miesięcznych (H) i sezonowych (H_1) wskaźników odpływu w odpływie rocznym (H_r) dla rzek Gór Chubsugulskich (1959–1969)

1 – Eg (nr 8), 2 – Delger (nr 5); W – wiosna (IV–V), L – lato (VI–VIII), J – jesień (IX–X), Z – zima (XI–III) (lokalizacja – ryc. 18)

Mean monthly unitary outflows (q) and per-cent part of the monthly (H) and seasonal (H_1) outflow indicators in the yearly outflow (H_r) for the rivers of Chubsugulian Mountains (1959–1969)

1 – Eg (no. 8), 2 – Delger (no. 5); W – spring (IV–V), L – summer (VI–VIII), J – autumn (IX–X), Z – winter (XI–III) (location – fig. 18)



Ryc. 44. Miesięczne współczynniki przepływów (K) rzek zachodniego Chenteju

A – Jeröö (nr 16), B – Charaa (nr 15) (lokalizacja – ryc. 18)

Monthly coefficients of discharges (K) of the west Chentei rivers

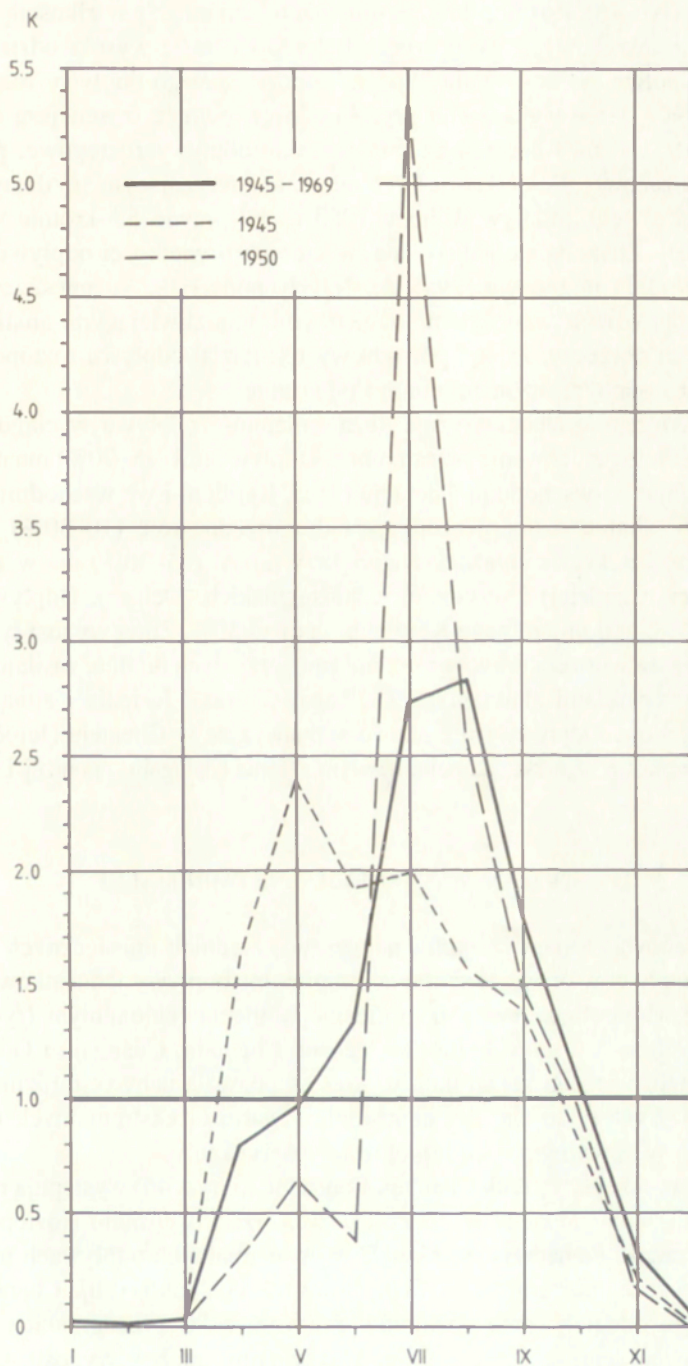
A – Jeröö (no. 16), B – Charaa (no. 15) (location – fig. 18)

wionych dorzeczy Changaju mieści się w przedziale 2000–2600 m npm. (Semienov, Mjagmardzav 1977; Dešigdordz 1980). Wysokości te odpowiadają najwyższemu szczytom Chenteju. Pomimo tego odpływ z Changaju jest znacznie niższy w porównaniu z Chentejem, co jest hydrologicznym dowodem większej suchości klimatu. Szczególnie niski odpływ cechuje południowy skłon gór, pozostający pod wpływem suchego przedpola (Kotlina Wielkich Jezior i Dolina Jezior).

Góry Chubsugulskie odwadniane są przez 2 większe rzeki – Eg i Delger, o jednokowych odpływach jednostkowych – 2,3–2,4 l·s⁻¹·km⁻² (ryc. 43). Eg wykazuje największy odpływ w sierpniu, Delger – w maju. Rozkład odpływu z dorzecza Eg jest zbliżony do rzek północno-zachodniego Chenteju (Charaa, Jeröö). Charakteryzuje się mniejszym udziałem zasilania roztopowego i podwyższonym odpływem jesienią i zimą (wpływ jeziora Chubsuguł). Z kolei Delger wraz z dopływem Bügsej (nr 6 – ryc. 18) mają identyczny rozkład odpływu w ciągu roku jak rzeka Ider. Bügsej odwadnia śródogórska kotlinę i cechuje się znacznie niższym odpływem jednostkowym – poniżej 1,0 l·s⁻¹·km⁻².

Rozkład odpływu Selengi w przekroju Chutag Somon (nr 1) jest wypadkową odpływu Delger i changajskich rzek Ider (z Czuluut) i Chanuj, a w przekroju Ingettołgojn (nr 2) dochodzi rzeka Eg (ryc. 18). W wyżej położonym przekroju Chutag wzrasta zasilanie roztopowe – 23% (Ingettołgojn 16%), a maleje deszczowe – 48% (Ingettołgojn 55%). Identyczne są odpływy jesienne (22%), zimowe (7%) i odpływy jednostkowe – 1,7 l·s⁻¹·km⁻².

W poszczególnych latach rozkład odpływu może znacznie odbiegać od przeciętnego, wieloletniego, co przedstawiono na przykładzie rzek Jeröö i Charaa (ryc. 44)



Ryc. 45. Miesięczne współczynniki przepływów (K) Orchonu w przekroju Orchon-Somon (nr 9 – ryc. 18)

Monthly coefficients of discharges (H) of Orchon in the cross-section Orchon-Somon (no. 9 – fig. 18)

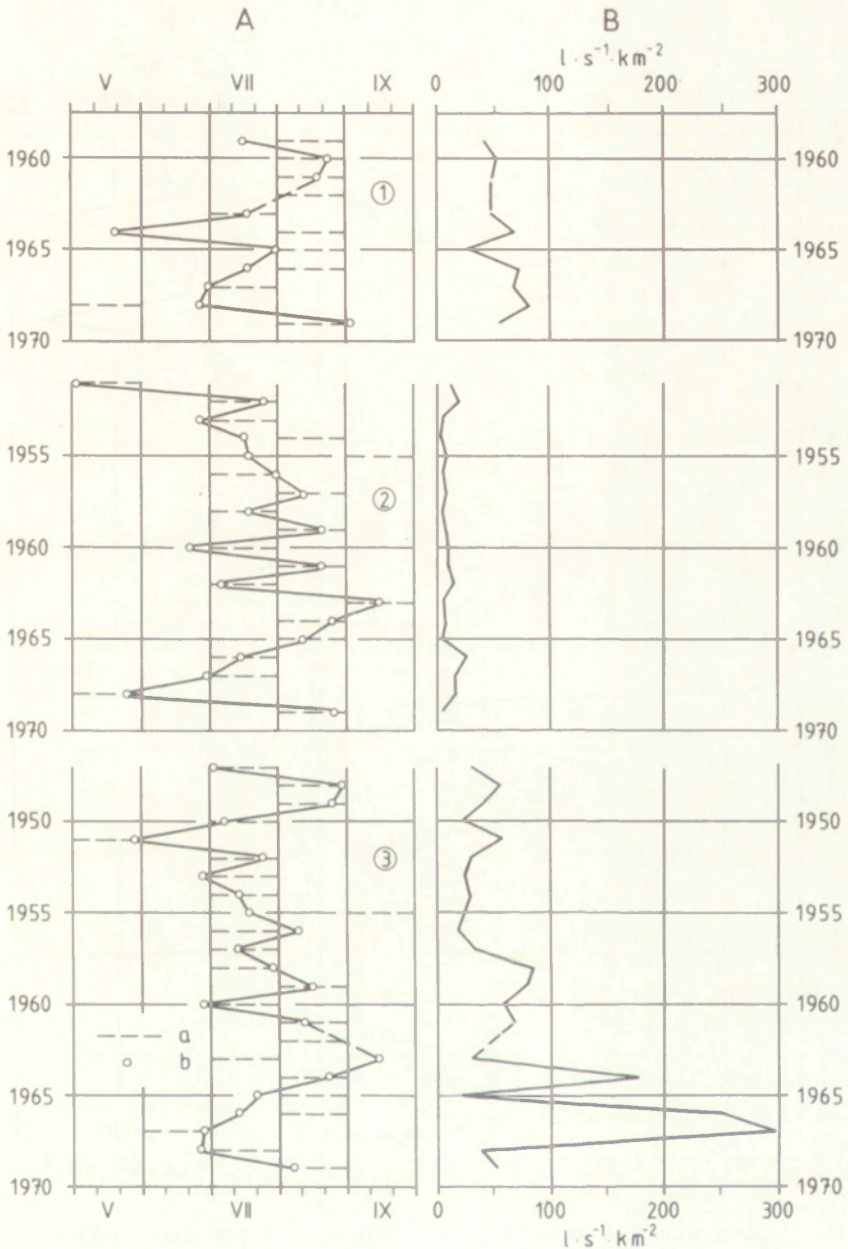
oraz Orchonu (ryc. 45). Różnice dotyczą głównie relacji między wielkością odpływów roztopowych i deszczowych. W dorzeczach Jeröö i Charaa wysoki udział odpływu deszczowego notowano w sierpniu 1961 r., podczas małego odpływu roztopowego. Z kolei w 1968 r. Jeröö wykazywała wysoki odpływ w maju, z mniejszą kulminacją w lipcu. W 1951 r. na Charaa wystąpiły wysokie odpływy roztopowe, przy braku kulminacji deszczowej. W dorzeczu Orchonu, charakteryzującym się dużą przewagą zasilania deszczowego, odpływ w lipcu 1950 r. był prawie 5,5-krotnie wyższy od średniej rocznej. Zdarzają się jednak lata, w których o wielkości odpływu rocznego decydują wezbrania roztopowe (1945 r.). Należy podkreślić, że miesięczne współczynniki przepływów są wartościami względnymi, umożliwiającymi analizę porównawczą różnych dorzeczy. Z tego powodu wysoki udział odpływu roztopowego jest typowy dla lat z suchym sezonem letnim i odwrotnie.

Północną Mongolię charakteryzuje duża zmienność odpływu w ciągu roku, ale stosunkowo małe zróżnicowanie przestrzenne. Odpływ letni (45–70%) ma największy udział w południowo-wschodnim Chenteju (Toła, Kerulen) i we wschodnim Changaju (Orchon). Zasilanie roztopowe odgrywa drugorzędą rolę (10–30%) z powodu małej miąższości pokrywy śnieżnej. Największy udział (25–30%) ma w zachodnim Changaju (Ider, Czigistej) i w Górach Chubsugulskich (Delger). Odpływ jesienny stanowi 20–25%, w dolnym biegu Kerulenu – ponad 30%. Zimą wynosi tylko 1–8%, przy czym wyższe wartości dotyczą rzek nie zamarzających do dna, zasilanych wodami jezior (Eg) i wodami aluwialnymi (Selenga, Charaa). Jesienią i zimą przeważa zasilanie podziemne. Odpływy jednostkowe są najwyższe w Chenteju (Jeröö, Tereldź) – ponad $6 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^{-2}$, a najniższe na południowym skłonie Changaju – poniżej $1 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^{-2}$.

11.4. PRZEPLYWY MAKSYMALNE I MINIMALNE

Daty występowania najwyższych i najniższych średnich miesięcznych i średnich dobowych przepływów oraz maksymalne i minimalne odpływy jednostkowe z dorzeczy północnej Mongolii zestawiono graficznie w ujęciu regionalnym (ryc. 46–52). Wykorzystano dane z wodowskazów na rzekach Chenteju, Changaju i Gór Chubsugulskich. Czytelny sposób konstrukcji wykresów pozwala uchwycić różnice między dorzeczami oraz odczytać daty występowania i wartości ekstremalnych odpływów jednostkowych w dowolnym roku lub okresie obserwacji.

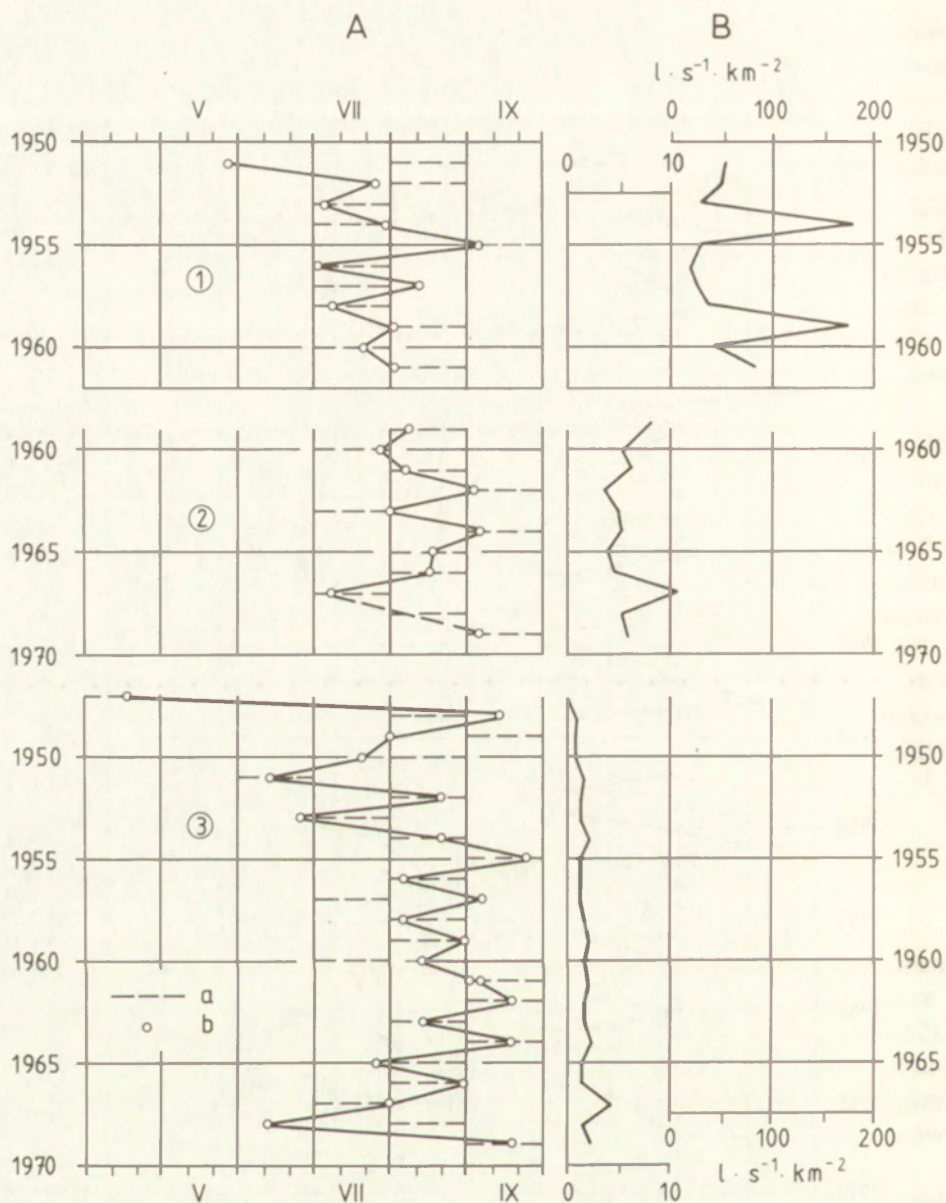
Maksymalne przepływy rzek Chenteju Centralnego (ryc. 46) występują najczęściej w lipcu i w sierpniu, niekiedy w końcu czerwca, rzadko w maju (roztopy) lub we wrześniu. Wyraźnie zaznaczają się różnice w maksymalnych odpływach między dorzeczami. Najniższe i najbardziej wyrównane wartości charakteryzują Charaa z powodu retencyjnego oddziaływania poziomów zalewowych w przedgórskich kotlinach, najwyższe i najbardziej zmienne – Tołę. Maksymalny odpływ wynosił: Charaa 26, Jeröö 82, Toła $298 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^{-2}$. Podczas katastrofalnych powodzi letnich w dniach 12.07.1966 i 28.06.1967 r. maksymalne przepływy Toły w Ułan Bator wynosiły 1580 i $1880 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ (średni wieloletni $23,5 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$). Fale powodziowe były wynikiem gwałtownych opadów – 75 mm w ciągu doby (30% rocznej normy). Poziom wody w rzece



Ryc. 46. Daty występowania najwyższych średnich miesięcznych i średnich dobowych przepływów rzek Chenteju Centralnego (A) oraz maksymalne odpływy jednostkowe (B)
 1 – Jerão (nr 16), 2 – Charaa (nr 15), 3 – Toła (nr 13); a – miesiące o najwyższych średnich przepływach.
 b – daty maksymalnych średnich dobowych przepływów (lokalizacja – ryc. 18)

Dates of occurrence of the highest mean monthly and the highest mean daily discharges of Central Chentei rivers (A) and maximal unitary outflows (B)

1 – Jerão (no. 16), 2 – Charaa (no. 15), 3 – Toła (no. 13); a – months of the highest mean discharges,
 b – dates of maximal mean daily discharges (location – fig. 18)

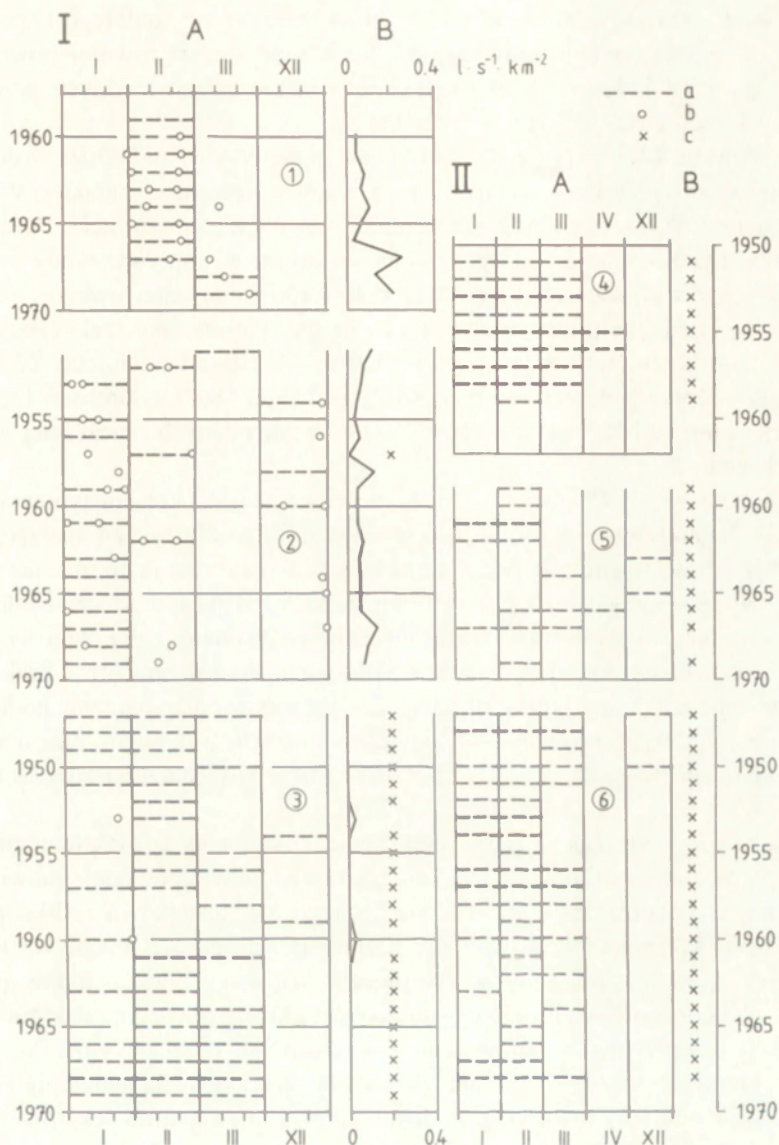


Ryc. 47. Daty występowania najwyższych średnich miesięcznych i średnich dobowych przepływów Kerulenu (A) oraz maksymalne odpływy jednostkowe (B)

1 – Bajandelger (nr 17), 2 – Öndörchaan (nr 18), 3 – Czobjaalsan (nr 19); a – miesiące o najwyższych średnich przepływach, b – daty maksymalnych średnich dobowych przepływów (lokalizacja – ryc. 18)

Dates of occurrence of the highest mean monthly and the highest mean daily discharges of Kerulenu (A) and maximal unitary outflows (B)

1 – Baiandelger (no. 17), 2 – Öndörchaan (no. 18), 3 – Tschobalsan (no. 19); a – months of the highest mean discharges, b – dates of maximal mean daily discharges (location – fig. 18)



Ryc. 48. Daty występowania najniższych średnich miesięcznych i średnich dobowych przepływów rzek Chenteju (A) oraz minimalne odpływy jednostkowe (B)

I – Chentej Centralny: 1 – Jeröo (nr 16), 2 – Charaa (nr 15), 3 – Tola (nr 13); II – dorzecze Kerulenu: 4 – Baiandelger (nr 17), 5 – Öndörchaan (nr 18), 6 – Czobalsan (nr 19); a – miesiące o najniższych średnich przepływach, b – daty minimalnych średnich dobowych przepływów, c – rzeka zamrznięta do dna (lokalizacja – ryc. 18)

Dates of occurrence of the lowest mean monthly and the lowest mean daily discharges of Chentei rivers (A) and minimal unitary outflows (B)

I – Central Chentei: 1 – Jeröo (no. 16), 2 – Charaa (no. 15), 3 – Tola (no. 13); II – Kerulen basin: 4 – Baiandelger (no. 17), 5 – Öndörchaan (no. 18), Tschobalsan (no. 19); a – months of the lowest mean discharges, b – dates of the minimal mean daily discharges, c – river frozen down to the bottom (location – fig. 18)

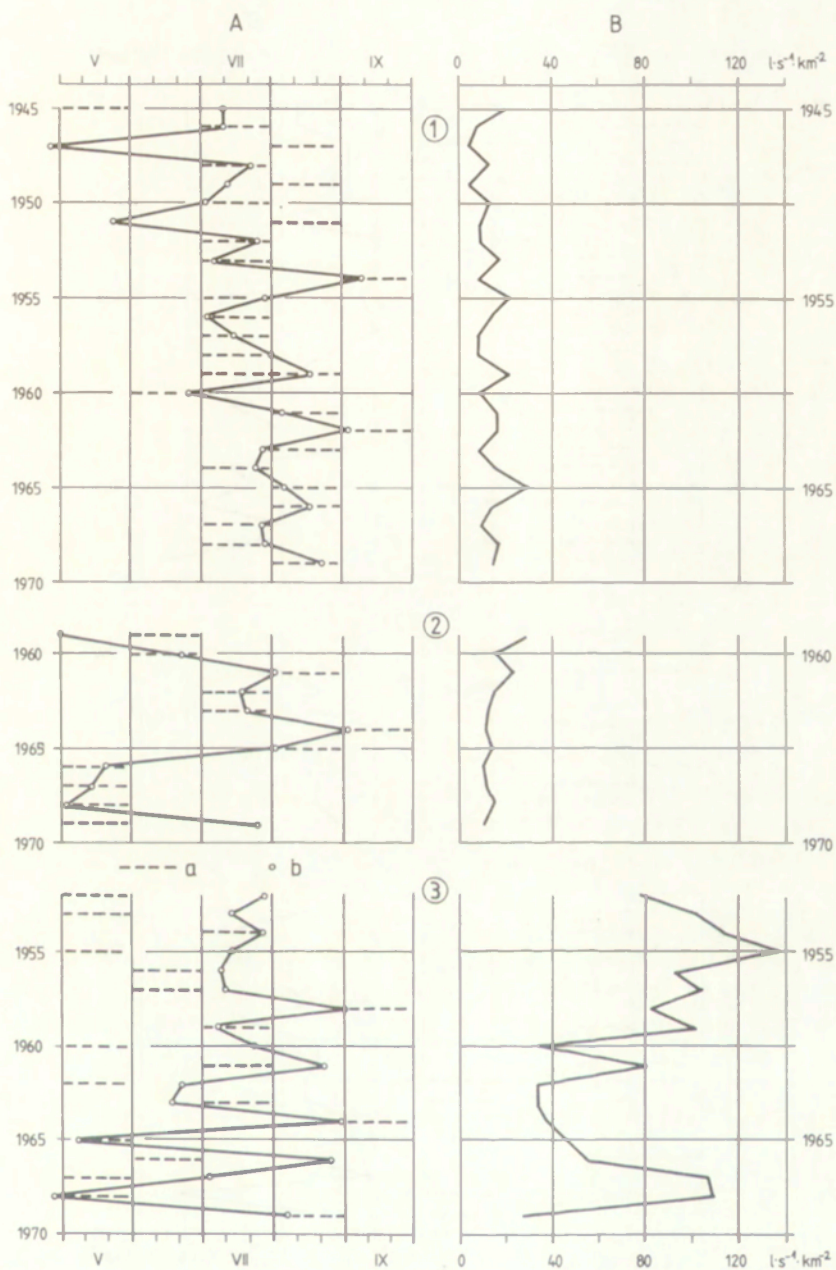
(śródgórska kotlina) podniósł się około 2 m w stosunku do średniego i spowodował zalanie niżej położonych dzielnic miasta. Na Tole występują również powodzie wywołane zatorami lodowymi, ale spiętrzenie wód nie osiąga rzędnych powodzi deszczowych (Njamdżav 1972).

W dorzeczu Kerulenu (ryc. 47) kulminacje przepływów, zwłaszcza w dolnej części (Czojbalsan), przesuwają się na sierpień, a nawet wrzesień. Charakterystyczne jest spłaszczenie i wyrównanie maksymalnych odpływów z biegiem rzeki. Potwierdza to wcześniej wyrażony pogląd o opóźnieniu czasowym w dopływie wody z Chenteju i regulującym wpływie na odpływ dna doliny (poziomu zalewowego). Najwyższe i najbardziej zmienne przepływy występują w górnym odcinku rzeki (Bajandelger). Maksymalne przepływy osiągają tutaj $1320 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (średni wieloletni $27,1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). Najwyższy odpływ jednostkowy wynosił: Bajandelger 180, Öndörchaan 11, Czojbalsan $4 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$. Niskie wartości przepływów maksymalnych najczęściej występują w latach suchych.

Zima na rzekach Chenteju i innych części kraju jest okresem typowej niżówki (ryc. 48). Najniższe przepływy są notowane w miesiącach styczeń–marzec, rzadziej w grudniu lub w kwietniu. Jeröö i Charaa wyjątkowo zamarzają do dna, ale minimalne odpływy spadają poniżej $0,2\text{--}0,3 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$. Z kolei Toła sporadycznie odprowadza wodę przez całą zimę, a Kerulen corocznie zamarza do dna na całej długości. W Mongolii procesowi temu sprzyjają wyjątkowo niska temperatura powietrza, brak odwilży, występowanie zmarzliny i głębokie (do 5–6 m) sezonowe przemarzanie podłoża. Warunki te zmniejszają podziemne zasilanie rzek w sezonie zimowym. Zamarzanie rzek do dna ułatwiają małe przepływy, głębokości i roztokowy charakter koryt w kotlinach (Toła w Ułan Bator) i na równinach (Kerulen).

Zjawiska lodowe rzek są słabo rozpoznane. Gwałtowny spadek temperatury powietrza w okresie przed utworzeniem się pokrywy lodowej powoduje prawdopodobnie intensywne tworzenie się śryżu i lodu dennego, ale stosunkowo szybkie przechłodzenie wody i zamarzanie w warunkach zmniejszającego się przepływu ogranicza możliwości powstawania zatorów śryżowych. Wiosenny pochód lodów przebiega przy małym dopływie wód roztopowych, co jest główną przyczyną na ogół niższych kulminacji przepływów w porównaniu z wezbraniem deszczowymi. Powstawaniu zatorów lodowych sprzyjają zmienne głębokości, spadki i różna geometria koryt oraz duża grubość pokrywy lodowej (przeciętnie 1,0–1,5 m), często zwiększona pokrywkami nalodzi rzecznych. Rzeki zamarzające do dna odmarzają od góry i w początkowej fazie roztopów płyną w lodowych korytach (Semienov, Mjagmardżav 1977).

We wschodniej części Changaju (Orchon) maksymalne przepływy występują najczęściej w lipcu i w sierpniu (ryc. 49), podobnie jak w rzekach Chenteju. W części zachodniej (Ider, Czigistej) wezbrania roztopowe osiągają wysokość wezbrań deszczowych. Największe odpływy z dorzeczy Orchonu i Ider nie przekraczały $30 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$. W wysokogórskiej zlewni Czigistej maksymalny odpływ w czasie wezbrania deszczowego (lipiec 1955 r.) wynosił $137 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$, a wezbrania roztopowego (kwiecień 1968 r.) $109 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$. Wezbraniom roztopowym sprzyja występowanie zmarzliny i sezonowo przemarznięte podłoże, a ich wielkość zależy od miąższości pokrywy śnieżnej i warunków meteorologicznych. Największe odpływy jednostkowe z Changaju, mimo

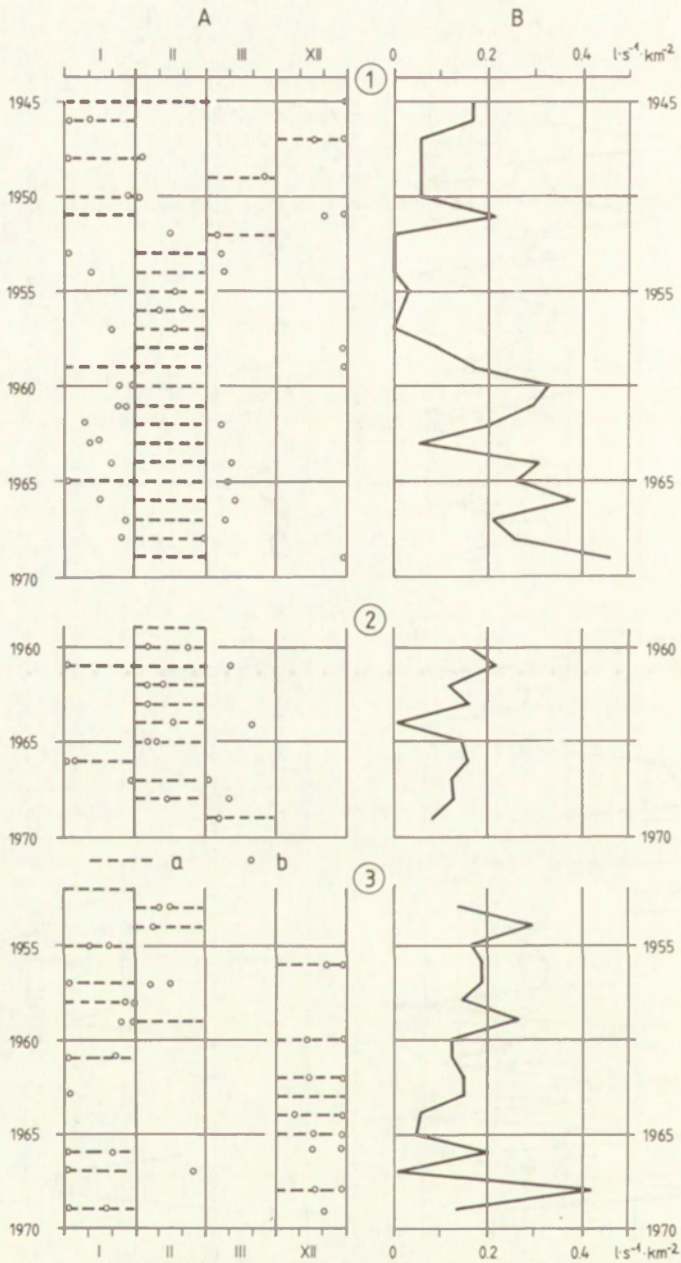


Ryc. 49. Daty występowania najwyższych średnich miesięcznych i średnich dobowych przepływów rzek Changaju (A) oraz maksymalne odpływy jednostkowe (B)

1 – Orchon (nr 9), 2 – Ider (nr 3), 3 – Czigitstej (nr 21); a – miesiące o najwyższych średnich przepływach, b – daty maksymalnych średnich dobowych przepływów (lokalizacja – ryc. 18)

Dates of occurrence of the highest monthly and the highest daily discharges of Changai rivers (A) and maximal unitary outflows (B)

1 – Orchon (no. 9), 2 – Ider (no. 3), 3 – Tschigistei (no. 21); a – months of the highest mean discharges, b – dates of maximal mean daily discharges (location – fig. 18)



Ryc. 50. Daty występowania najniższych średnich miesięcznych i średnich dobowych przepływów rzek Changaju (A) oraz minimalne odpływy jednostkowe (B)

1 – Orchon (nr 9), 2 – Ider (nr 3), 3 – Czīgistej (nr 21); a – miesiące o najniższych średnich przepływach, b – daty minimalnych średnich dobowych przepływów (lokalizacja – ryc. 18)

Dates of occurrence of the lowest mean monthly and the lowest mean daily discharges of Changai rivers (A) and the minimal unitary outflows (B)

1 – Orchon (no. 9), 2 – Ider (no. 3), 3 – Tschigistei (no. 21); a – months of the lowest mean discharges, b – dates of minimal mean daily discharges (location – fig. 18)

dużych wysokości bezwzględnych, są niższe w porównaniu z Chentejem (Jeröö, Toła, górny Kerulen), co świadczy o różnej wielkości zasilania.

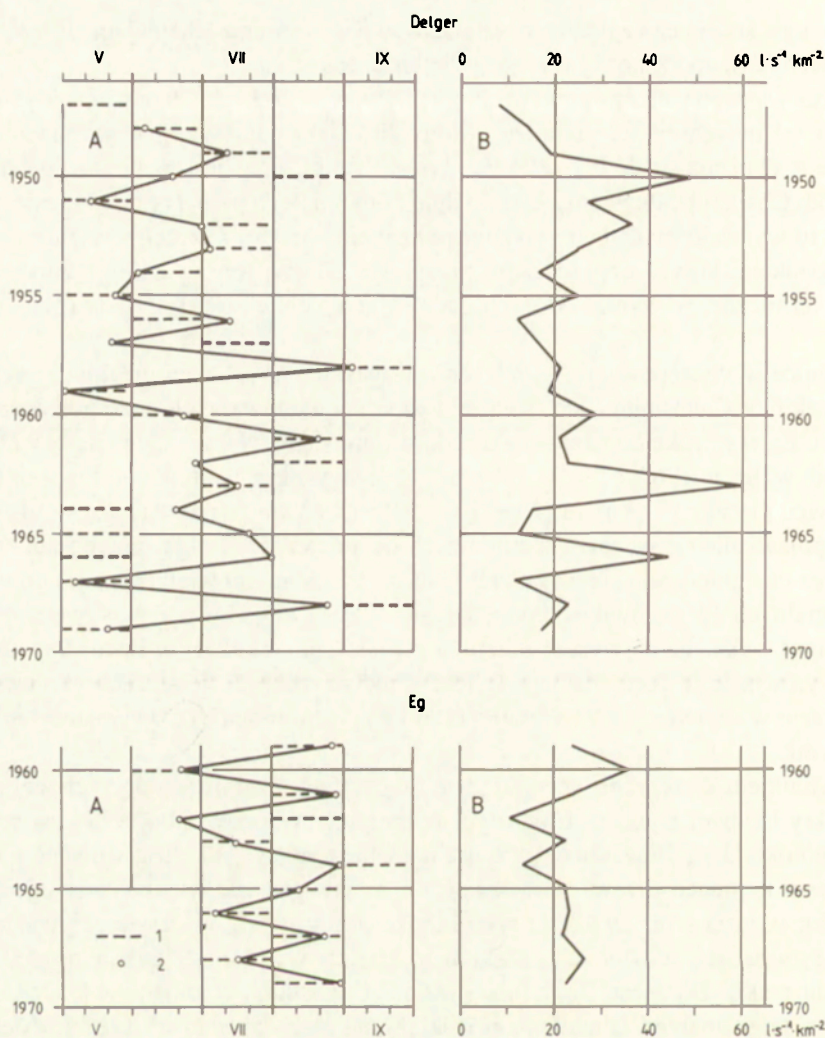
Okres występowania minimalnych przepływów w rzekach Changaju (ryc. 50) nie odbiega od innych części północnej Mongolii. Zimą odpływy spadają poniżej 0,5, a niekiedy obniżają się do 0,1–0,05 l·s⁻¹·km⁻². Rzeki Changaju i zachodniego Chenteju (Jeröö, Charaa) rzadko zamarzają do dna, mimo małego przepływu w okresie zimy. Można to wyjaśnić zasilaniem wodami podzmarzlinowymi i szczelinowymi oraz dużymi spadkami koryt i prędkościami przepływu. Pewną rolę odgrywają zimowe inwersje termiczne, w wyniku których góry są „cieplejsze” od otoczenia (por. rozdz. 5.2).

Różnice w występowaniu i wielkościach maksymalnych i minimalnych przepływów rzek Gór Chubsugulskich (Delger, Eg) są spowodowane głównie transformacją odpływu Eg w wyniku oddziaływania jeziora Chubsuguł. Najwyższy przepływ Delger wystąpił w lipcu 1963 r. – 60 l·s⁻¹·km⁻², ale wysokie wartości notowano także w czerwcu (1950 r.) i w maju (1966 r.) – 40–50 l·s⁻¹·km⁻² (ryc. 51). Ze względu na częste pojawianie się wezbrań roztopowych (zatorowych?) Delger przypomina rzekę Ider, lecz charakteryzuje się wyższymi i bardziej zmiennymi wielkościami odpływów maksymalnych (w porównywalnym okresie 1959–1969). Eg pod wpływem jeziora Chubsuguł wykazuje najwyższe przepływy w sierpniu, rzadziej w lipcu. Są one bardziej wyrównane w porównaniu z Delger, chociaż zdarzają się stosunkowo wysokie kulminacje w czerwcu – 36 l·s⁻¹·km⁻² (1960 r.), które mogą być wywołane zatorami lodowymi.

Czynnikiem szczególnie sprzyjającym tworzeniu się zatorów lodowych na Eg jest spływ kry lodowej z jeziora Chubsuguł w czerwcu. W dniu 16.06.1977 r. w rejonie ujścia potoku Urag, odwadniającego grzbiet Chantaju (ryc. 1), obserwowano nanosy rzeczne w koronach drzew na wysokości 5 m powyżej aktualnego, niskiego stanu wody Eg (Glazik i in. 1978). O wysokim poziomie wody w czasie spływu lodów świadczyły partie pochylonych i uszkodzonych drzew w dolinie (zdarta kora od strony prądu rzeki). Dorzecze Eg, poniżej jeziora Chubsuguł, charakteryzuje się dużym udziałem tajgi, małym zaludnieniem i należy do słabo zbadanych części Mongolii. Dzięki temu powodzie i ich skutki nie są praktycznie dostrzegane. Lepiej poznane są obszary przylegające do północnej, bardziej dostępnej części jeziora Chubsuguł, w których pracowały liczne mongolsko-rosyjskie ekspedycje geograficzne (Sodnom, Losev 1976).

Rzeki Delger i Eg nie zamarzają do dna (ryc. 52). Eg cechuje występowanie najniższych przepływów w końcu sezonu zimowego (marzec). Minimalne odpływy z dorzecza Delger nie przekraczały 0,2 l·s⁻¹·km⁻². W porównywalnym okresie (1959–1969) były wyższe z dorzecza Eg, osiągając w latach 1968–1969 – 0,45–0,55 l·s⁻¹·km⁻². Są to najwyższe wartości minimalnego odpływu jednostkowego na obszarze Mongolii.

Maksymalne przepływy Selengi w przekrojach Chutag i Ingettołgojn (ryc. 18) najczęściej przypadają na lipiec i sierpień, rzadziej wrzesień i kwiecień–maj. Wyjątkowo występują w czerwcu lub październiku. Najwyższe przepływy notowano podczas wezbrań deszczowych (lipiec–sierpień) – 1500 m³·s⁻¹, czyli 16 (Chutag)



Ryc. 51. Dаты występowania najwyższych średnich miesięcznych i średnich dobowych przepływów rzek Gór Chubsugulskich (A) oraz maksymalne odpływy jednostkowe (B)

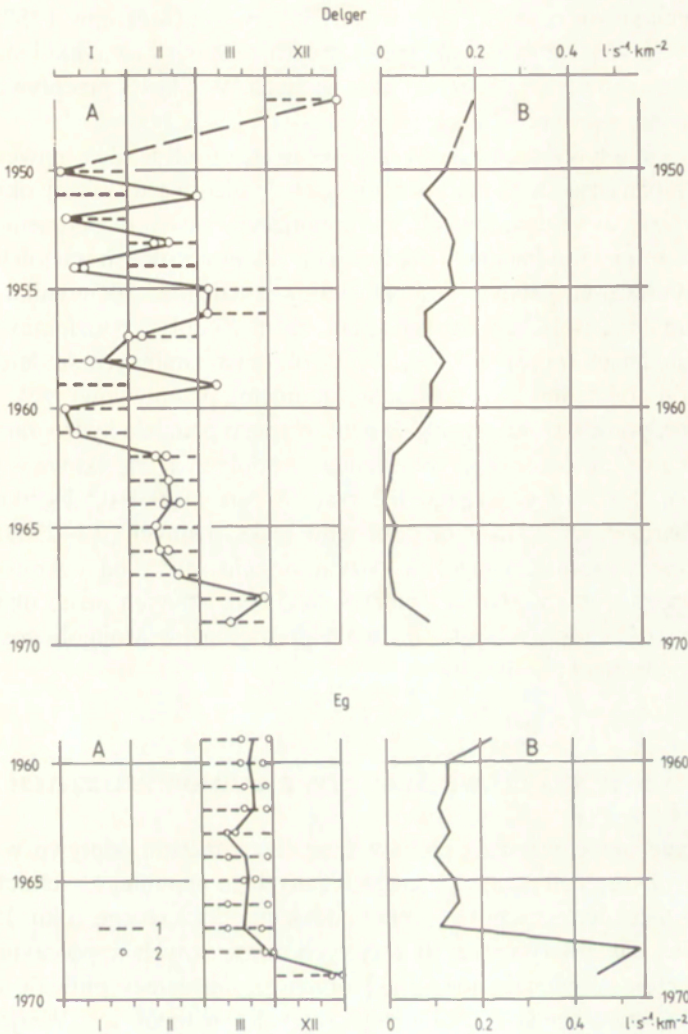
1 – miesiące o najwyższych średnich przepływach, 2 – daty maksymalnych średnich dobowych przepływów

Dates of occurrence of the highest mean monthly and the highest mean daily discharges of the rivers of Chubsugulian Mountains (A) and maximal unitary outflows (B)

1 – months of the highest mean discharges, 2 – dates of maximal mean daily discharges

i $11 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^{-2}$ (Ingettołgojn). Selenga nie zamarza do dna, a minimalne odpływy w sezonach zimowych wynoszą od $0,07$ do $0,25 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1} \text{ km}^{-2}$.

Wartości maksymalnych odpływów z dorzeczy Mongolii mają charakter szacunkowy i są prawdopodobnie zaniżone. Po wystąpieniu wody z brzegów nie są wykonywane pomiary przepływu wody w poziomie zalewowym. Wielkość odpływu jest oceniana na podstawie stanów wody, przy czym krzywe konsumpcyjne dotyczą przepływów mieszczących się w korycie rzeki. W lipcu 1971 r. maksymalny odpływ



Ryc. 52. Daty występowania najniższych średnich miesięcznych i średnich dobowych przepływów rzek Gór Chubsugulskich (A) oraz minimalne odpływy jednostkowe (B)

1 – miesiące o najniższych średnich przepływach, 2 – daty minimalnych średnich dobowych przepływów

Dates of occurrence of the lowest mean monthly and the lowest mean daily discharges of the rivers of Chubsugulian Mountains (A) and minimal unitary outflows (B)

1 – months of the lowest mean discharges, 2 – dates of minimal mean daily discharges

z małej zlewni rzecznej basenu jeziora Chubsuguł, o typowej rzeźbie alpejskiej, wynosił $3330 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^{-2}$ (Čerkasov, Batsuch 1975). Jest to dotychczas najwyższa, zmierzona wartość odpływu w Mongolii.

W słabo zaludnionych i zagospodarowanych obszarach kraju problem występowania, rodzaju i skutków powodzi jest słabo poznany. Nieliczne opisy powodzi dotyczą miast położonych nad rzekami (np. Ułan Bator) oraz okolic przepraw promowych i mostów (Selenga, Orchon). Powszechnie znane jest występowanie gwałtownych,

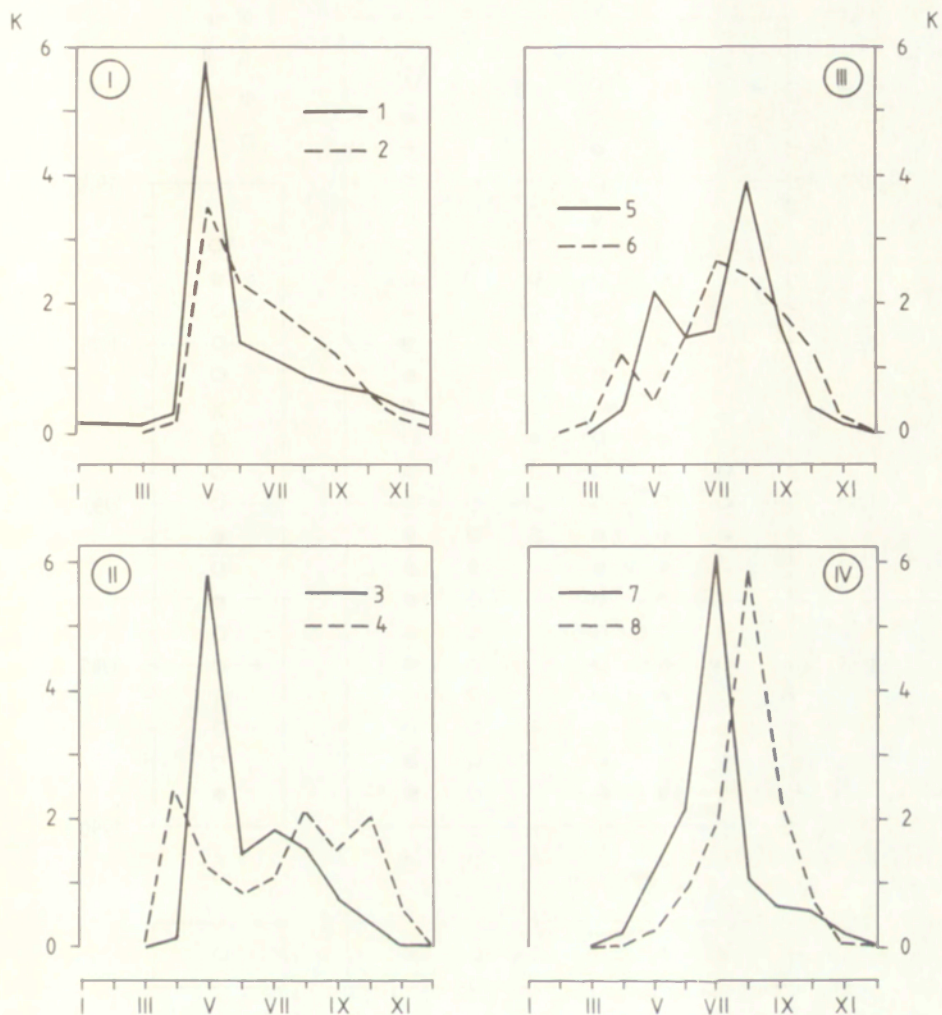
krótkotrwałych powodzi na Gobi, wywołanych ulewami (Murzajev 1952; Kuzniecov 1959). Suche koryta potoków (sajry) przekształcają się w rwące rzeki i stanowią duże zagrożenie dla osadnictwa i zwierząt hodowlanych. Wielkości przepływów w czasie tych powodzi nie są znane.

Minimalne odpływy nigdy nie występują w sezonach letnich, nawet bardzo suchych. Nie można zatem mówić o niżówkach letnich, są to raczej okresy niskich przepływów międzywezbrowniowych o dominującym zasilaniu podziemnym. Warto zauważyć, że minimalny, zimowy odpływ jednostkowy z okresu wieloletniego odpowiada gwarantowanym, stałym zasobom wody podziemnej. W wyniku zamarzania części rzek do dna zasoby te spadają do zera, chociaż odpływ podziemny jest akumulowany w nalodziach (por. rozdz. 10.2.6). W okresach zimowych średnie zasoby dynamiczne wód podziemnych odpowiadają średniemu przepływowi rzek. Wartości te są obiektywne, ponieważ nie wymagają genetycznego podziału hydrogramu odpływu. Z załączonych wykresów wynika, że minimalne odpływy jednostkowe w poszczególnych latach najczęściej wynoszą 0,0–0,3, rzadziej osiągają 0,4–0,5 $l \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ lub więcej, oraz są bardziej wyrównane od odpływów maksymalnych (0,1–298,0 $l \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$). Wielkość odpływów minimalnych w dużym stopniu zależy od wilgotności sezonu letnio-jesiennego, czyli wielkości zasilania wód podziemnych przed okresem zimowym. Problem dynamicznych zasobów wody podziemnej w Mongolii zostanie przedstawiony w oddzielnej publikacji.

11.5. TYPOLOGIA WEZBRAŃ I TYPY REŻIMÓW RZECZNYCH

Zagadnienie opracowano na podstawie analizy rozkładu odpływu w ciągu roku w przekrojach hydrometrycznych o ciągach danych co najmniej 11-letnich, w 2 przypadkach – 5–7-letnich, przeprowadzonej oddzielnie dla każdego roku. Pozwoliło to wyróżnić kilka charakterystycznych krzywych miesięcznych współczynników przepływów dla rzek północnej Mongolii, których kształt zależy głównie od okresów występowania oraz objętości wezbrań deszczowych i roztopowych. Wzajemne relacje między wezbrzeniami stanowiły podstawę wydzielenia typów wezbrań, decydujących o rozkładzie odpływu w ciągu roku. Następnie określono częstość występowania poszczególnych typów wezbrań i dominujący typ wezbrzenia dla danego wodowskazu, świadczący o reżimie hydrologicznym rzeki.

Na rzekach Chenteju i Wschodniej Mongolii (część dorzecza Kerulenu) wyróżniono 4 typy wezbrań: I – roztopowe, II – roztopowo-deszczowe, III – deszczowo-roztopowe, IV – deszczowe (ryc. 53). Wezbrzenia roztopowe charakteryzuje jedna kulminacja odpływu (maj), szczególnie wysoka w latach o dużej miąższości pokrywy śnieżnej i suchym sezonie letnim. Wezbrzenia roztopowo-deszczowe wykazują jedno maksimum roztopowe (kwiecień–maj), wyższe od kulminacji wezbrań deszczowych w sezonie letnio-jesiennym (1–2 maksima). Odwrotna sytuacja występuje w czasie wezbrań deszczowo-roztopowych – maksimum deszczowe znacznie przewyższa roztopowe. Wezbrzenia deszczowe cechuje jedna kulminacja odpływu (lipiec–sierpień). Zasadnicza różnica między wezbrzeniami roztopowymi a deszczowymi (średnie mie-

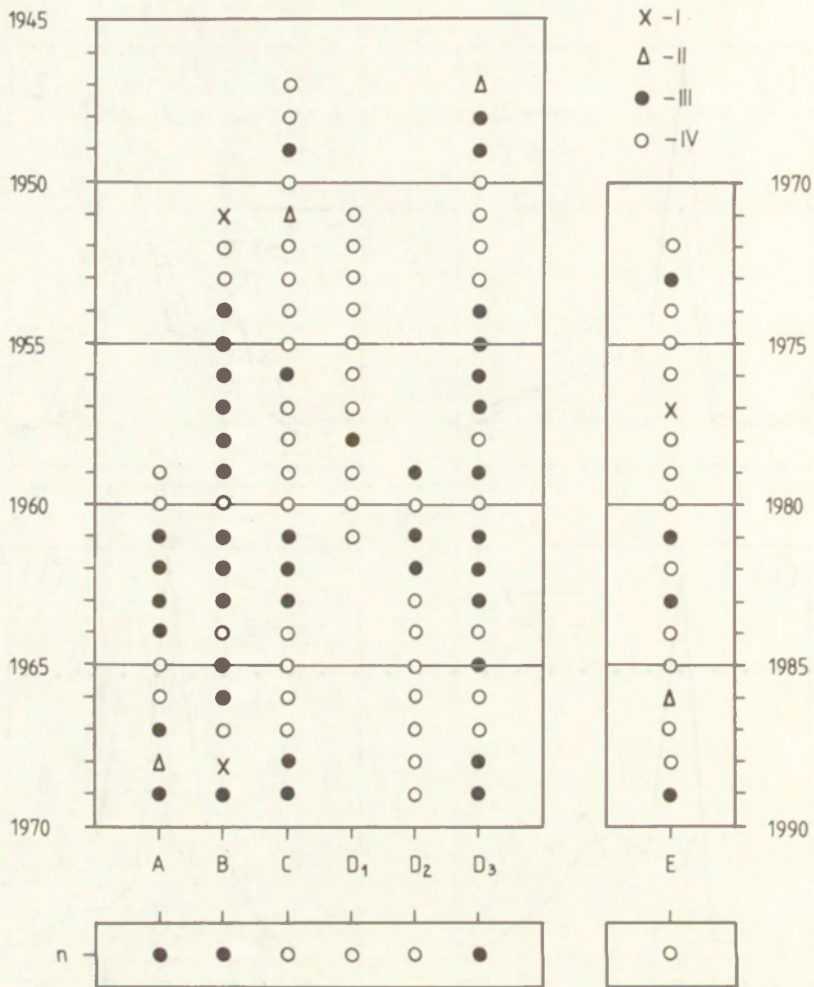


Ryc. 53. Charakterystyczne krzywe miesięcznych współczynników przepływu (K) i typy wezbrań rzek Chenteju

Typy wezbrań: I – roztopowe: 1 – Charaa (nr 15, 1951), 2 – Tereldz (nr 14, 1977); II – roztopowo-deszczowe: 3 – Toła (nr 13, 1951), 4 – Kerulen (nr 19, 1947); III – deszczowo-roztopowe: 5 – Toła (1969), 6 – Tereldz (1973); IV – deszczowe: 7 – Kerulen (nr 18, 1967), 8 – Tereldz (1987) (lokalizacja – ryc. 18)

Characteristic curves of the monthly discharge coefficients (K) and types of flood periods of the Chentei rivers

Types of flood periods: I – thaw: 1 – Charaa (no. 15, 1951), 2 – Tereldz (no. 14, 1977); II – thaw-rainy: 3 – Tola (no. 13, 1951), 4 – Kerulen (no. 19, 1947); III – rainy-thaw: 5 – Tola (1969), 6 – Tereldz (1973); IV – rainy: 7 – Kerulen (no. 18, 1967), 8 – Tereldz (1987) (location – fig. 18)

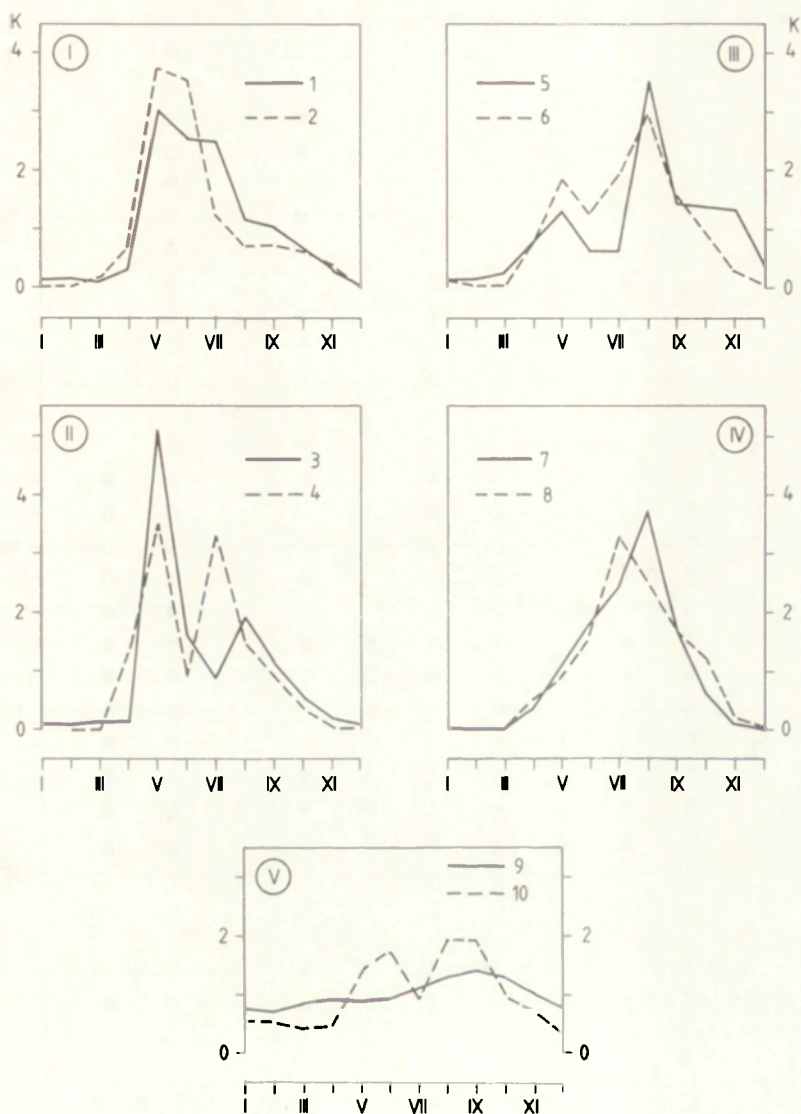


Ryc. 54. Częstość występowania różnych typów wezbrań na rzekach Chenteju

Typy wezbrań: I – roztopowe, II – roztopowo-deszczowe, III – deszczowo-roztopowe, IV – deszczowe;
 A – Jeröö (nr 10), B – Charaa (nr 15), C – Toła (nr 13), D – Kerulen: D₁ – Baiandelger (nr 17),
 D₂ – Öndörchaan (nr 18), D₃ – Czojbatsan (nr 19); E – Tereldz (nr 14); n – dominujący typ wezbrania
 (lokalizacja – ryc. 18)

Frequency of occurrence of the different types of flood periods on the rivers of Chentei

Types of flood periods: I – thaw, II – thaw-rainy, III – rainy-thaw, IV – rainy; A – Jeröö (no. 10), B – Charaa
 (no. 15), C – Tola (no. 13), D – Kerulen: D₁ – Baiandelger (no. 17), D₂ – Öndörchaan (no. 18),
 D₃ – Tschoibalsan (no. 19); E – Tereldz (no. 14); n – predominant type of flood period (location – fig. 18)

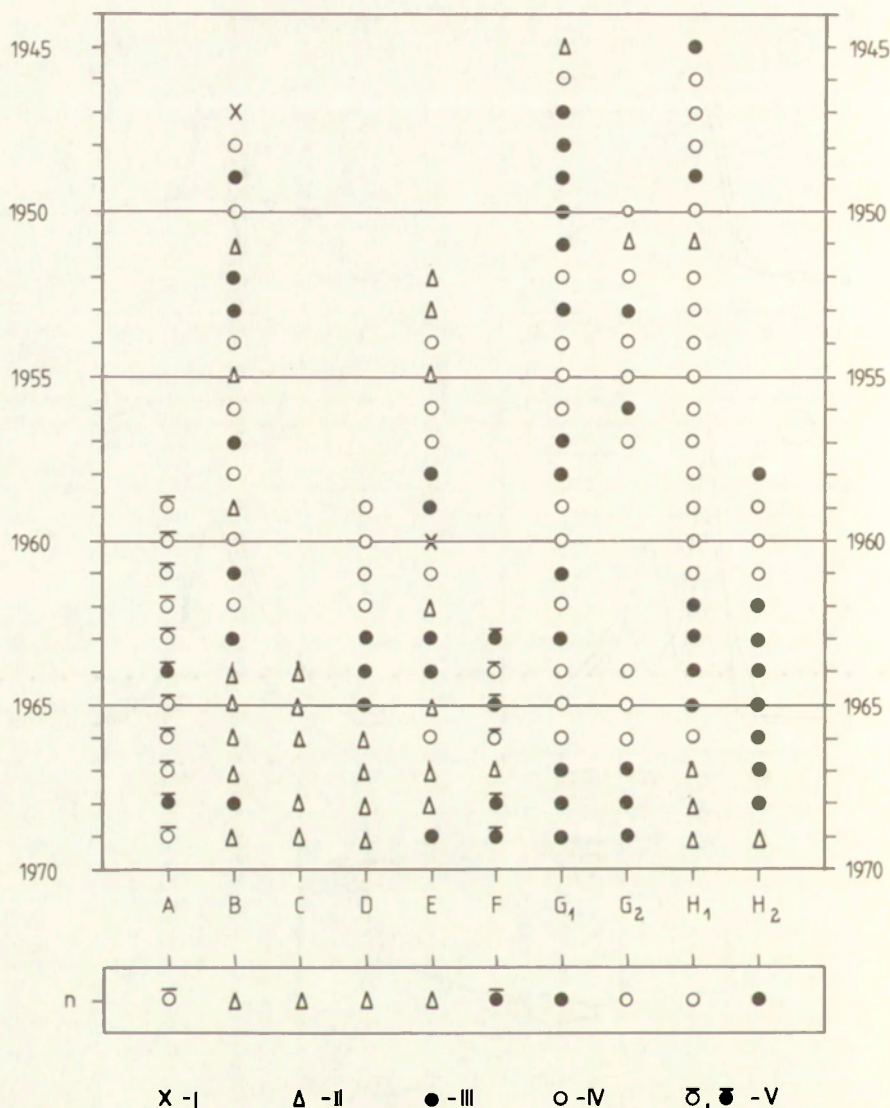


Ryc. 55. Charakterystyczne krzywe miesięcznych współczynników przepływów (K) i typy wezbrań rzek Changaju i Gór Chubsugulskich

I typy wezbrań: I – roztopowe: 1 – Delger (nr 5, 1947), 2 – Czigitstej (nr 21, 1960); II – roztopowo-deszczowe: 3 – Delger (1951), 4 – Czigitstej (1967); III – deszczowo-roztopowe: 5 – Suman (nr 4, 1965), 6 – Selenga (nr 1, 1965); IV – deszczowe: 7 – Ider (nr 3, 1961), 8 – Orchon (nr 9, 1946); V – deszczowe lub deszczowo-roztopowe, modyfikowane retencyjnym oddziaływaniem jezior: 9 – Eg (nr 7, 1968), 10 – Eg (nr 8, 1969) (lokalizacja – ryc. 18)

Characteristic curves of the monthly discharge coefficients (K) and types of flood periods of the rivers of Changai and Chubsugulian Mountains

Types of flood periods: I – thaw: 1 – Delger (no. 5, 1947), 2 – Tschigistei (no. 21, 1960); II – thaw-rainy: 3 – Delger (1951), 4 – Tschigistei (1967); III – rainy-thaw: 5 – Suman (no. 4, 1965), 6 – Selenga (no. 1, 1965); IV – rainy: 7 – Ider (no. 3, 1961), 8 – Orchon (no. 9, 1946); V – rainy or rainy-thaw, modified by the retentional influence of lakes: 9 – Eg (no. 7, 1968), 10 – Eg (no. 8, 1969) (location – fig. 18)



Ryc. 56. Częstość występowania różnych typów wezbrań na rzekach Changaj i Gór Chubsugulskich

Typy wezbrań: I – roztopowe, II – roztopowo-deszczowe, III – deszczowo-roztopowe, IV – deszczowe, V – deszczowe lub deszczowo-roztopowe, modyfikowane retencyjnym oddziaływaniem jezior; A – Eg (nr 8), B – Delger (nr 5), C – Bügsej (nr 6), D – Ider (nr 3), E – Czīgistej (nr 21), F – Suman (nr 4), G – Orchon: G₁ – Orchon Somon (nr 9), G₂ – Süchbaatar (nr 10); H – Selenga: H₁ – Chutag Somon (nr 1), H₂ – Ingettołgojn (nr 2); n – dominujący typ wezbrania (lokalizacja – ryc. 18)

Frequency of occurrence of the different types of the flood periods on the rivers of Changai and Chubsugulian Mountains

Types of flood periods: I – thaw, II – thaw-rainy, III – rainy-thaw, IV – rainy, V – rainy or rainy-thaw, modified by the retentional influence of lakes; A – Eg (no. 8), B – Delger (no. 5), C – Bügsei (no. 6), D – Ider (no. 3), E – Tschigistei (no. 21), F – Suman (no. 4), G – Orchon: G₁ – Orchon Somon (no. 9), G₂ – Süchbaatar (no. 10); H – Selenga: H₁ – Chutag Somon (no. 1), H₂ – Ingettolgojn (no. 2); n – predominant type of flood period (location – fig. 18)

siężne) polega na tym, że pierwsze wykazują z reguły jedną kulminację dobowego odpływu, drugie są wynikiem kilku fal wezbraniowych o różnej objętości (por. rozdz. 10.3.2).

W Chenteju wezbrania roztopowe występują niezwykle rzadko i nie decydują o reżimie hydrologicznym rzek (ryc. 54). Pojawiły się dwukrotnie na Charaa i raz w dorzeczu Tereldź. To samo dotyczy wezbrań roztopowo-deszczowych, których pojedyncze przypadki obserwowano na Toła, Tereldź i w dolnym biegu Kerulenu (Czojbałsan). Zdecydowanie przeważają wezbrania deszczowe (Toła, Tereldź, górny i środkowy Kerulen) oraz deszczowo-roztopowe (Jeröö, Charaa, dolny Kerulen). Zmiana typu reżimu dolnego Kerulenu z deszczowego na deszczowo-roztopowy jest prawdopodobnie spowodowana lokalnym oddziaływaniem na odpływ pokrywy śnieżnej, przy dużych stratach wód deszczowych (wsiąkanie, ewapotranspiracja) dopływających z Chenteju (rzeka tranzytowa).

Na rzekach Changaju i Gór Chubsugulskich wyróżniono 5 typów wezbrań (ryc. 55). Pierwsze cztery (I–IV) odpowiadają rzekom Chenteju. Dodatkowo wydzielono typ V – „wezbrania deszczowe lub deszczowo-roztopowe, modyfikowane retencyjnym oddziaływaniem jezior”. Głównymi kryteriami wyróżnienia typu V były: znaczne wyrównanie odpływu w ciągu roku, przesunięcie kulminacji wezbrań deszczowych na późne lato i jesień, zwiększony odpływ w sezonie jesienno-zimowym. Podobne cechy reżimu hydrologicznego wykazują rzeki płynące w szerokich dolinach i kotlinach, gdzie regulujący wpływ na odpływ wywierają poziomy zalewowe (Selenga, dolny Kerulen). W typie I (wezbrania roztopowe) uwagę zwracają wysokie odpływy w okresie maj–lipiec z jedną kulminacją w maju. Występuje tutaj nakładanie się wezbrań deszczowych na roztopowe, charakterystyczne dla obszarów wysokogórskich, nie spotykane na rzekach Chenteju.

Wezbrania roztopowe, podobnie jak w Chenteju, zdarzają się rzadko (ryc. 56). Pojedyncze przypadki notowano tylko na Delger i Czigistej. Częściej występują wezbrania roztopowo-deszczowe, które obserwowano na wszystkich rzekach Changaju i Gór Chubsugulskich, z wyjątkiem Eg. Decydują one o reżimie hydrologicznym Czigistej i Bügsej. Również źródłiskowe dopływy Selengi (Delger i Ider) zaliczono do rzek z wezbraniem roztopowo-deszczowymi, chociaż udział wezbrań pozostałych typów jest równorzędny (Ider) lub niewiele mniejszy (Delger). W okresie wieloletniej kulminacji przepływów tych rzek były jednak nieco wyższe w czasie roztopów w porównaniu z wezbraniem deszczowymi. W górnym biegu Orchonu (Orchon Somon), na Selendze (Ingettołgojn) i rzece Suman przeważają wezbrania deszczowo-roztopowe, przy czym przepływy Suman są modyfikowane oddziaływaniem jeziora Terchijn Cagaan nuur (typ V). Zasilanie deszczowe charakteryzuje dolny odcinek Orchonu (Suchbaatar), Selengę (Chutag Somon) i Eg, ale reżim hydrologiczny Eg pozostaje pod dużym wpływem jeziora Chubsuguł (typ V).

Żadna z rzek północnej Mongolii nie wykazuje reżimu roztopowego (śnieżnego lub lodowcowego), chociaż w niektórych latach zdarzają się przypadki tego typu wezbrań. Wynika to z położenia obszarów wysokogórskich poniżej granicy wiecznego śniegu i małej miąższości pokrywy śnieżnej. Dominują wezbrania deszczowe i deszczowo-roztopowe, a w wysokich górach – roztopowo-deszczowe. Prawdopodobnie

reżim śnieżny lub lodowcowy mają potoki odwadniające najwyższe, współcześnie zlodowacone części Altaju Mongolskiego.

Przedstawiona klasyfikacja nie uwzględnia zasilania podziemnego z powodu braku wiarygodnych danych. Badania przeprowadzone w małych zlewniach Chenteju wskazują na duży jego udział w odpływie, zwłaszcza w sezonach letnio-jesiennych. Można sądzić, że w Mongolii o wielkości odpływu rzeczno-decydują kolejno – zasilanie deszczowe, podziemne i roztopowe (ze śniegu), chociaż w różnych dorzeczach proporcje mogą ulegać zmianie.

PODSUMOWANIE

Obieg wody w Mongolii jest uwarunkowany głównie kontynentalnym klimatem półsuchym, występowaniem wieloletniej zmarzliny, głębokim (do 5–6 m), sezonowym przemarzaniem i odmarzaniem podłoża oraz przepuszczalnością utworów powierzchniowych. Wykazuje piętrowe (w górach) i strefowe (południkowe) zróżnicowanie, zależne od wysokości terenu nad poziomem morza, ekspozycji stoków i szerokości geograficznej. Kotliny śródgórskie i przedgórza mają ujemny bilans wodny – zasilanie opadami nie równoważy wsiąkania i ewapotranspiracji. Odpływ formuje się w obszarach górskich o przewadze zasilania nad parowaniem. Dobrym wskaźnikiem wilgotności podłoża jest piętrowy i strefowy układ stosunków termiczno-wilgotnościowych, wodnych, zmarzlinowych, glebowych i roślinnych.

Kontynentalizm klimatu wyraża się niską temperaturą powietrza zimą (do -50°C), wysoką latem (do 40°C) i skrajnie dużą amplitudą. Na północy kraju średnia roczna temperatura jest ujemna (do -10°C), co warunkuje występowanie zmarzliny. W górach opady osiągają 500–600 mm, w kotlinach i na równinach – 200–250 mm rocznie (Gobi 50 mm). Rozkład opadów w ciągu roku jest skrajnie nierównomierny. Na sezon ciepły (V–IX) przypada 85–90% rocznej normy (lato 70–75%), na zimę (XI–III) 5%. W Ułan Bator dobowe sumy opadów dochodzą do 75–120 mm (30–50% normy).

Latem dominuje cyrkulacja zachodnia, silnie różnicująca wilgotność skłonów do-wietrznych i zawietrznych. Efektem są przesunięcia granic między piętrami klimatyczno-roślinnymi (górska tundra i tajga, lasostep, step) oraz zróżnicowanie innych elementów środowiska na tej samej wysokości. Lato jest okresem zasilania wód podziemnych, mimo dużej ewapotranspiracji. Zimą (wyż syberyjski) cechują małe miąższości śniegu, brak odwilży, inwersje termiczne (kotliny – „zastoiska chłodu”), wyłączne zasilanie rzek wodami podziemnymi (okres typowej niżówki) i zamarzanie części cieków do dna. Przejściowe pory roku są krótkie (1–2 miesiące). Wiosnę (IV–V) charakteryzuje największa suchość powietrza (wilgotność względna 30–50%) i wietrzna pogoda (burze pyłowe). W zanikaniu pokrywy śnieżnej dużą rolę odgrywa sublimacja, która wyprzedza okres roztopów i zachodzi w ujemnej temperaturze powietrza (dodatni bilans radiacyjny w końcu zimy). W kotlinach śnieg często zanika przed nadejściem roztopów, nie pozostawiając nadwyżek wody na odpływ. Wezbrania roztopowe występują w górach, gdzie śniegu jest więcej.

Zmarzlina w Mongolii osiąga najniższą szerokość geograficzną (43°N), zajmuje $230\,000\text{ km}^2$ (15% powierzchni) i wykazuje różną zwartość (ryc. 10). Miąższość jej dochodzi do kilkuset metrów, objętość wynosi około $15\,600\text{ km}^3$, czyli co najmniej 1560 km^3 wody (tab. 5). Odpowiada to sumie opadów w Ułan Bator za 30 lat

(6800 mm). Strop zmarzliny leży na głębokości do 5–6 m (warstwa czynna) i powtórza rzeźbę terenu. W latach ciepłych i suchych ulega częściowej degradacji, powiększając przychodową część bilansu wodnego, a w latach chłodnych i wilgotnych następuje wyłączenie z obiegu części wody zawartej w podłożu (agradacja zmarzliny). Gdy zmarzlina nie zmienia objętości, spełnia rolę warstwy nieprzepuszczalnej i nie wpływa na ilość krążącej wody, a jedynie na warunki jej odpływu.

Latem obniżenie się stropu zmarzliny o 1 cm zwiększa odpływ około $0,3 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^{-2}$. Erozja termiczna wód wezbraniowych może obniżyć strop zmarzliny w poziomie zalewowym dolin o 10–30 cm i zwiększyć odpływ aż o $3\text{--}9 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^{-2}$. Zmarzlina decyduje o krążeniu wód podziemnych różnego typu (ryc. 11). W górach sprzyja spływowi powierzchniowemu i śródpokrywowemu, czyli formowaniu się wezbrań. W dolinach horyzontalnie ułożony strop zmarzliny tworzy zespół podpowierzchniowych, okresowych zagłębień bezodpływowych – suchych (ewapotranspiracja) lub wypełnionych wodą (brak odpływu), która ulega intensywnej wymianie podczas wylewów rzek (ryc. 12). Obszary o dodatnim bilansie wodnym sprzyjają tworzeniu się horyzontów wód nadzmarzlinowych i zabagnieniu dolin (Chentej), które jest ograniczone w obszarach bardziej suchych (Changaj).

Sezonowe przemarzanie i odmarzanie podłoża okresowo zmienia warunki krążenia wody w cyklu rocznym, głównie relacje między spływem powierzchniowym, śródpokrywowym i zasilaniem wód podziemnych. Obejmuje kilka charakterystycznych faz o różnej dynamice i pionowym zasięgu procesów (ryc. 16). Przemarzanie rozpoczyna się przy stosunkowo wysokim poziomie wody podziemnej, a jego nierównomierna szybkość i głębokość powoduje tworzenie się nalodzi i hydrolakolitów. Grunty suche, przepuszczalne i pozbawione zmarzliny odmarzają najszybciej – przed letnim maksimum opadów. Są to główne obszary alimentacji wód aluwialnych i podzmarzlinowych. Zimą rzeki są zasilane wodami z głębszych horyzontów wodonośnych, a ich poziom osiąga najniższe wartości.

Procesy sezonowego przemarzania i odmarzania zmieniają własności fizyczne utworów powierzchniowych, w tym przepuszczalność. W wyniku procesów mrozowych może być ona wysoka nawet w utworach pylastych. Największą szybkość infiltracji (powyżej $25 \text{ mm}\cdot\text{min}^{-1}$) wykazują obszary zalesione (ryc. 17), co wyklucza możliwość powstawania spływu powierzchniowego podczas ulew. Skrajnie niską szybkością wsiąkania (poniżej $1 \text{ mm}\cdot\text{min}^{-1}$) charakteryzują się dolne, akumulacyjne części stoków, wytopiska i dna dolin, z wyjątkiem poziomów zalewowych (procesy mrozowe).

Fluktuacje i wieloletnie tendencje zmian odpływu rzecznoego w Mongolii są asynchroniczne. Niekiedy wskazują na zmianę przekroju poprzecznego rzeki w wyniku procesów korytowych (Eg). Wyróżniono 3 grupy rzek o podobnych tendencjach zmian. Wykazano stałą tendencję wzrostu przepływów niektórych rzek, spowodowaną gospodarką człowieka. Wycinanie lasów powoduje przesuszenie podłoża, degradację zmarzliny i zwiększenie odpływu podziemnego. W latach suchych proces ten postępuje szybciej i rekompensuje straty wody na ewapotranspirację, dzięki czemu brak związku między zasilaniem opadami a wielkością odpływu. W północnej Mongolii największe przepływy rzek występowały w połowie lat trzydziestych (spadek do

1957 r.), na przełomie lat sześćdziesiątych i siedemdziesiątych (spadek do 1982 r.) i na początku lat dziewięćdziesiątych. Współczynnik zmienności przepływów (Cv) wynosi od 0,20 (Selenga) do 0,45 (Tereldz).

W małych zlewniach Chenteju wezbrania deszczowe cechuje występowanie kilku stromych, wysokich fal o krótkim czasie trwania, ale niewielkiej objętości. Są one typowe dla spływu powierzchniowego i świadczą o małej retencyjności zlewni (zmarzlina). Gwałtowność wezbrań wynika z nakładania się spływu powierzchniowego z piętra tundry na odpływ śródpokrywowy z piętra tajgi. Duży udział zasilania podziemnego (32–50%) jest spowodowany wytapianiem się zmarzliny (wyrąb lasów) oraz dopływem wód z nalodzi, źródeł (podzmarzlinowe, szczelinowe) i pokryw stokowych. Nalodzia zmniejszają odpływ podziemny zimą, a zwiększają – latem. Charakterystyczna jest mała mineralizacja wód oraz jej wzrost w dół zlewni i w kierunku południowo-wschodnim (ewapotranspiracja). Ładunek zawiesiny jest niewielki – zdecydowanie przeważa denudacja chemiczna. Ilość odprowadzanego materiału zależy głównie od wielkości odpływu. Piętra tundry i tajgi mają dodatni bilans wodny. La-sostep stanowi strefę przejściową do obszarów suchych.

Regulujący wpływ na odpływ mają poziomy zalewowe i jeziora, zwłaszcza Chub-suguł (ryc. 38). W rolniczym Regionie Orchońsko-Selengijskim roczny bilans wodny jest ujemny (tab. 16), a nadwyżki wody na odpływ występują jesienią i zimą (ryc. 40). W sezonie wegetacyjnym ewapotranspiracja pochłania całe zasilanie opadami (nawet w lipcu) i część odpływu rzecznoego. W Mongolii rozkład odpływu w ciągu roku jest skrajnie nierównomierny i nawiązuje do opadów. Wyróżniono 5 typów wezbrań. O reżimie hydrologicznym rzek decydują wezbrania deszczowe i deszczowo-roztopowe, a w wysokich górach – roztopowo-deszczowe (ryc. 53–56).

LITERATURA

- Alisov B. P., 1950, *Klimatičeskie oblasti zarubiežnych stran*, Geografiz, Moskva.
- Andrzejewski L., Glazik R., 1984, *Wpływ kontynentalnego klimatu na reżim hydrologiczny i procesy fluwialne górnego Kerulenu (Mongolia)*, Przegł. Geogr., 56, 3–4, 75–90.
- Avirmed B., 1970, *Kontinental'nost' klimata Mongolii*, Vopr. Geogr. Mongolii, 10, Ulan Bator, 68–72 (w j. mongolskim).
- Avirmed B., Döš S., 1975, *Nekotoryje dannyje o mikroklimacie doliny r. Changalyn-gol*, Vopr. Geogr. Mongolii, 14, Ulan Bator, 130–135 (w j. mongolskim).
- 1980, *Osobennosti vysotnogo pojasa temperatury i osadkov Chantajskogo srednegor'ja lesostepnoj zony Centralnoj Mongolii*, Vopr. Geogr. Mongolii, 19, Ulan Bator, 14–20 (w j. mongolskim).
- Babiński Z., 1980, *Problem występowania wieloletniej zmarzliny na terytorium Mongolskiej Republiki Ludowej*, Czas. Geogr., 60, 4, 401–415.
- 1982, *Pingo degradation in the Bayan-Nuurin-Khotnor basin, Khangai Mountains, Mongolia*, Boreas, 11, 291–298.
- Babiński Z., Glazik R., 1991, *Characteristics of the seasonal thawing of permafrost in Mongolia*, Bull. Pol. Acad. Sci., Earth Sci., 39, 3, 223–229.
- Babiński Z., Pękala K., 1975/1976, *Obserwacje nad wieloletnią zmarzliną w kotlinie Bajan-Nuurin-chotnor (Mongolia)*, Ann. UMCS, Sec. B, 30/31, 1, 1–16.
- Badamdzav Š., 1979, *Chimičeskij sostav poverchnostnych vod bassejna reki Changal*, Vopr. Geogr. Mongolii, 18, Ulan Bator, 96–103 (w j. mongolskim).
- Badarč L., Avardzed R., 1970, *Predvaritel'nyje rezul'taty issledovanij po izučeniju vetrovoj erozii pocvy v uslovijach lesostepnoj zony*, Vopr. Geogr. Mongolii, 10, Ulan Bator, 125–131 (w j. mongolskim).
- Badarč N., 1963, *K voprosu klimatičeskogo rajonirovanija territorii MNR*, Vopr. Geogr. Mongolii, 3, Ulan Bator, 35–40 (w j. mongolskim).
- 1964, *Snegovoj pokrov Mongolii i jego osobennosti*, Vopr. Geogr. Mongolii, 4, Ulan Bator, 38–43 (w j. mongolskim).
- 1971, *Mongol ornj uur am'sgal (Klimat Mongolii)*, Izd. AN MNR, Ulan Bator (w j. mongolskim).
- 1973, *Radiacionnyj balans na territorii Mongolii*, Vopr. Geogr. Mongolii, 12, Ulan Bator, 24–44 (w j. mongolskim).
- 1975, *Territorial'nyje različija vlagoobespečennosti rastenij v Mongolii*, Vopr. Geogr. Mongolii, 14, Ulan Bator, 54–60 (w j. mongolskim).
- Badarč N., Avirmed B., 1979, *Territorial'nyje osobennosti teplo- i vlagoobespečennosti rastenij bassejna r. Selengi*, Vopr. Geogr. Mongolii, 18, Ulan Bator, 73–81 (w j. mongolskim).
- Badzargur D., Purevdordž D., Sugar C., Nacag Dž., Budžinlcham L., 1980, *Metodika dlja detal'nogo izmerenija ploščadi territorii MNR*, Vopr. Geogr. Mongolii, 19, Ulan Bator, 174–179 (w j. mongolskim).
- Bat B., 1970, *Iz predvaritel'nych rezul'tatov gidrometeorologičeskich nabljudenij v zalive Cagan-gol na ozere Chara-Usu-nura*, Vopr. Geogr. Mongolii, 10, Ulan Bator, 118–124 (w j. mongolskim).

- 1973, *Metod rásčeta minimal'nogo stoka nekotorych rek gornogo rajona Changaja i Chenteja*, Vopr. Geogr. Mongolii, 12, Ulan Bator, 66–78 (w j. mongolskim).
- 1979, *K voprosu izučeniya vodnogo rezima rek bassejna Selengi*, Vopr. Geogr. Mongolii, 18, Ulan Bator, 109–119 (w j. mongolskim).
- Batbajar D., Dordzgotov D., 1977, *Vodnofiziceskie svojstva i režim vlaznosti temnokastanovych počv (na primere lesostepnogo fiziko-geografičeskogo stacionara)*, Vopr. Geogr. Mongolii, 16, Ulan Bator, 62–73 (w j. mongolskim).
- Batsuch N., Čerkasov A. E., 1977, *Podzemnyj stok v reki bassejna Selengi v predelach MNR i jego kartografirovanie*, Vopr. Geogr. Mongolii, 16, Ulan Bator, 52–61 (w j. rosyjskim).
- Błażejczyk K., Krawczyk B., Skoczek J., 1992, *Warunki termiczne w rejonie Bajan Bułag (Chentej, Mongolia) jako podstawa kartowania topoklimatycznego*, [w:] *Badania topoklimatyczne i mikroklimatyczne w różnych strefach klimatycznych*, Zesz. IGiPZ PAN, 5, Warszawa, 29–54.
- Breymeyer A., Klimek K., 1983 (red.), *Mongolian dry steppe geosystems. A case study of Gurvan Turuu area*, Pol. Acad. Sci., Inst. Geogr. Spat. Org., Geogr. Stud., Spec. Issue, 2.
- Brzeźniak E., 1980, *The effect of relief on air temperature in the Sugnugurin-gol valley in the Khentei Mts*, Bull. Acad. Pol. Sci., Terre, 28, 165–172.
- 1986, *Stosunki termiczno-wilgotnościowe okresu letniego na południowym skłonie Changaju w Mongolii*, Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr., 64, Kraków, 49–62.
- Brzeźniak E., Malars R., 1978, *Réżim termiczno-wilgotnościowy doliny Sugnugurin-gol*, [w:] *Raport Mongolsko-Polskiej Ekspedycji Fizyczno-Geograficznej „Transmongolia – 1977”, II (Chentej)*, IGiPZ PAN, Kraków, 130–139.
- 1980, *Warunki klimatyczne doliny Sugnugurin-gol w okresie letnim*, Rocz. Nauk. Dydakt. WSP, Prace Geogr., 8, Kraków, 28–40.
- Brzeźniak E., Niedźwiedź T., 1980, *Vertical variability of climatic conditions in the Khangai Mountains*, [w:] K. Klimek, L. Starkel (red.), *Vertical zonality in the southern Khangai Mountains, Mongolia*, Pol. Acad. Sci., Inst. Geogr. Spat. Org., Geogr. Stud., 136, 28–40.
- Cegmid Š., 1962, *K voprosu o fiziko-geografičeskom rajonirovanii MNR*, Izv. AN SSSR, Ser. Geogr., 5, 34–41.
- 1969 (red.), *Fizičeskaja geografija Mongol'skoj Narodnoj Respubliki*, Gosizdat, Ulan Bator (w j. mongolskim).
- Cegmid Š., Cerensodnom Dž., 1980 (red.), *Prirodnyje uslovija i resursy bassejna r. Selengi*, Izd. AN MNR, Ulan Bator (w j. mongolskim).
- Cegmid Š., Cerensodnom Dž., Batbajar D., 1981 (red.), *Topologičeskie issledovanija lesostepnogo landšafta Mongolii*, Izd. AN MNR, Ulan Bator (w j. mongolskim).
- Cerensodnom Dž., 1977, *Ozera Mongolii, ich gidrologičeskie osobennosti i rajonirovanie*, Vopr. Geogr. Mongolii, 16, Ulan Bator, 28–44 (w j. rosyjskim).
- 1979, *Jezióra Mongolii. Ich rozmieszczenie i specyfika hydrologiczna*, Przegl. Geogr., 60, 1, 53–64.
- 1980, *Vody*, [w:] Cegmid Š., Cerensodnom Dž. (red.), *Prirodnyje uslovija i resursy bassejna r. Selengi*, Izd. AN MNR, Ulan Bator, 82–94 (w j. mongolskim).
- Cerensodnom Dž., Sandz m j a t a v D z., 1979, *Predvaritel'nyje rezul'taty issledovanij elementov vodnogo balansa v bassejne r. Changal*, Vopr. Geogr. Mongolii, 18, Ulan Bator, 93–95 (w j. mongolskim).
- Cerensodnom Dž., Sandz m j a t a v D z., Lomborinčen R., 1981, *Rol'poskostnogo smyva v rel'efoobrazovanii lesostepnoj zony Mongolii*, Geogr. i Prirod. Resursy, 1, Novosibirsk, 134–139.
- Chelmiccki W., 1983, *Water circulation*, [w:] A. Breymeyer, K. Klimek (red.), *Mongolian dry steppe geosystems. A case study of Gurvan Turuu area*, Pol. Acad. Sci., Inst. Geogr. Spat. Org., Geogr. Stud., Spec. Issue, 2, 38–45.
- Čerkasov A. E., Batsuch N., 1975, *O rezul'tatach i dal'nejšich zadačach issledovanij*

- vodnych resursov bassejna oz. Chubsugul, Vopr. Geogr. Mongolii, 14, Ulan Bator, 29–36 (w j. mongolskim).
- Č i č a g o v V. P., 1970, *Nekotoryje voprosy geomorfologii severnoj Mongolii*, Vopr. Geogr. Mongolii, 10, Ulan Bator, 96–98 (w j. mongolskim).
- D a š d e l e g N., 1973, *Mežennyj stok rek MNR*, Vopr. Geogr. Mongolii, 12, Ulan Bator, 79–88 (w j. mongolskim).
- 1975, *K voprosu o gidrologiceskom rajonirovanii Mongol'skoj Narodnoj Respubliki*, Vopr. Geogr. Mongolii, 14, Ulan Bator, 37–53 (w j. mongolskim).
- D a š i j a m C., 1975, *Rezul'taty issledovanija chimičeskogo sostava podzemnych vod v nekotorych gobijskich ajmakach*, Vopr. Geogr. Mongolii, 14, Ulan Bator, 104–110 (w j. mongolskim).
- D a u k s z a L., S o j a R., 1977, *The zones and levels of water phenomena in the Tsagan-Turu-tuin-gol basin*, Bull. Acad. Pol. Sci., Terre, 25, 3–4, 203–209.
- D e š i g d o r d ž B., 1980, *Režim stoka i vodnyje resursy rek južnogo sklona Changaja*, Vopr. Geogr. Mongolii, 19, Ulan Bator, 44–47 (w j. mongolskim).
- D o r d z g o t o v D., 1972, *Nekotoryje genetiko-geografičeskie osobennosti gorno-taežnych počv Mongolii*, Vopr. Geogr. Mongolii, 11, Ulan Bator, 11–30 (w j. mongolskim).
- 1973, *Vlijanie gornogo rel'efa na charakter raspredelenija pocvennogo pokrova MNR*, Vopr. Geogr. Mongolii, 12, Ulan Bator, 7–14 (w j. mongolskim).
- 1977, *Osnovnyje čerty geografii počv Mongolii*, Vopr. Geogr. Mongolii, 16, Ulan Bator, 8–19 (w j. rosyjskim).
- D o r d ž g o t o v D., U n d r a l G., 1980, *K voprosu izučenija genetičeskoj svjazi meždu stepnymi i lesnymi pocvami*, Vopr. Geogr. Mongolii, 19, Ulan Bator, 5–13 (w j. mongolskim).
- D u v d ž i r Č., 1970, *Drevnee oledenenie gor Prichubsugul'ja*, Vopr. Geogr. Mongolii, 10, Ulan Bator, 89–95 (w j. mongolskim).
- D y n o w s k a I., 1991, *Mapy odpływu – możliwości i ograniczenia ich wykorzystania*, Czas. Geogr., 62, 1–2, 69–75.
- D z j u b a A. A., 1982, *Voda i kriogeneza*, [w:] E. V. Pinneker (red.), *Osnovy gidrogeologii. Geologičeskaja dejatel'nost' i istorija vody v zemnych neдрach*, Nauka, Sibir. Otdel., Novosibirsk, 105–111.
- D ž a d a m b a a Š., N e u š k i n A. I., T u v d e n d o r d ž D., 1967, *Cirkulacionnyje faktory klimata Mongolii*, Vopr. Geogr. Mongolii, 7, Ulan Bator, 10–18 (w j. mongolskim).
- D ž a m b a a d ž a m c B., 1964a, *Ob orografičeskom vlijanii na klimat Mongolii*, Vopr. Geogr. Mongolii, 4, Ulan Bator, 8–12 (w j. mongolskim).
- 1964b, *Raspredelenije osadkov i temperatura vozducha na territorii Mongolii*, Vopr. Geogr. Mongolii, 4, Ulan Bator, 28–33 (w j. mongolskim).
- 1967, *Režim vlažnosti vozducha Mongolii*, Vopr. Geogr. Mongolii, 7, Ulan Bator, 43–48 (w j. mongolskim).
- D ž a m b a a d ž a m c B., D ž a m b a a g a r a v B., 1973, *Zasucha i jejo povtorjajemost'*, Vopr. Geogr. Mongolii, 12, Ulan Bator, 45–65 (w j. mongolskim).
- D ž a m s r a n S., 1963, *Naledi Mongolii i ich vlijanie na chozjajstvo*, Vopr. Geogr. Mongolii, 1, Ulan Bator, 43–49 (w j. mongolskim).
- D ž a m s r a n S., L u v s a n d a g v a D., 1979, *Mnogoletnemerzlyje porodnyje Chantajskogo Chrebita*, Vopr. Geogr. Mongolii, 14, Ulan Bator, 111–115 (w j. mongolskim).
- 1980, *K voprosu utočnenija južnoj granicy mnogoletnej merzloty territorii MNR i paleogeokriologii*, Vopr. Geogr. Mongolii, 19, Ulan Bator, 38–43 (w j. mongolskim).
- D ž i g d ž S., 1970, *Lednikovaja morfoskul'ptura Chentejskogo chrebita*, Vopr. Geogr. Mongolii, 10, Ulan Bator, 73–76 (w j. mongolskim).
- Froehlich W., Gil E., Kasza I., Starke I. L., 1989, *Thresholds in the transformation of slopes and river channels in the Darjeeling Himalaya*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 23, 105–121.
- Froehlich W., Słupik J., 1977, *Iceings in the Tsagan-Turu-tuin-gol catchment basin*, Bull. Acad. Pol. Sci., Terre, 25, 193–201.

- Froehlich W., Słupik J., Sugar Ts., 1975, *Means of alimention of the Tsagan-Turu-tuin-gol*, Bull. Acad. Pol. Sci., Terre, 23, 3, 171–176.
- Froehlich W., Starkel L., 1991, *Wartości progowe w ewolucji rzeźby Karpat fliszowych i Himalajów Dardzylńskich*, [w:] B. Krawczyk, J. Grzeszczak (red.), Sesja Naukowa IGiPZ PAN 1991, Conf. Pap., 14, IGiPZ PAN, Warszawa, 49–57.
- Froehlich W., Sugar Ts., 1975, *Sources of rock-waste supply into the Tsagan-Turutuin-gol channel in the light of suspension transport*, Bull. Acad. Pol. Sci., Terre, 23, 3, 163–170.
- Gavrilova M. K., 1970a, *Mikroklimatičeskie i teplobalansovyje nabljudenija v uročišče Dzaj-sengin-Ama*, Vopr. Geogr. Mongolii, 10, Ulan Bator, 103–111 (w j. mongolskim).
- 1970b, *Teplovoj balans zemnoj poverchnosti po nabljudenijam v Ulan-Batore i Murene*, Vopr. Geogr. Mongolii, 10, Ulan Bator, 112–117 (w j. mongolskim).
- 1974, *Klimatičeskie faktory formirovanija i razvitija mnogoletnemerzlych gornych porod*, [w:] *Geokriologičeskie uslovija Mongol'skoj Narodnoj Respubliki*, Trudy Sovmest. Soviet.-Mongol'. Nauč-Issled. Geol. Eksped., 10, Nauka, Moskva, 12–29.
- Geograficzny Atlas Świata*, 1989, PPWK, Warszawa–Wrocław.
- Gerasimov I. P., Nogina N. A., 1984 (red.), *Pocvennyj pokrov i počvy Mongolii*, Sovmestn. Soviet.-Mongol'. Kompl. Biol. Eksped., 21, Nauka, Moskva.
- Głazik R. 1978, *Niektóre parametry hydrologiczne dorzecza Chara-gol*, [w:] *Raport Mongolsko-Polskiej Ekspedycji Fizyczno-Geograficznej „Transmongolia – 1977”, II (Chentej)*, IGiPZ PAN, Kraków, 189–197.
- 1979a, *Niektóre cechy hydrologiczne Kerulenu*, [w:] *Raport Mongolsko-Polskiej Ekspedycji Fizyczno-Geograficznej „Transmongolia – 1978” – „Chentej I”*, IGiPZ PAN, Kraków.
- 1979b, *Warunki kształtowania i zróżnicowanie odpływu rzeczego z zachodnich skłonów Chenteju*, *ibid.*
- 1980, *The effect of the thermal and humidity zone structure and of slope exposition on the differences in water relations in the Western Khentei*, Bull. Acad. Pol. Sci., Terre, 28, 2–3, 173–188.
- 1983, *Historia rozwoju i dorobek nauk geograficznych w Mongolii*, Przegł. Geogr., 55, 1, 227–242.
- 1988, *Badania hydrologiczne w Socialistycznej Republice Wietnamu*, Przegł. Geogr., 60, 3, 415–426.
- 1994, *Mongolskie nazewnictwo geograficzne*, Przegł. Geogr., 66, 1–2, 185–190.
- Głazik R., Soja R., 1991, *Warunki kształtowania i zróżnicowanie odpływu rzeczego w górach Chentej (Mongolia)*, [w:] B. Krawczyk, J. Grzeszczak (red.), Sesja Naukowa IGiPZ PAN 1991, Conf. Pap., 14, IGiPZ PAN, Warszawa, 35–47.
- 1993, *Obieg wody na południowym skłonie Chenteju na przykładzie zlewni Baruun-Bayan (Mongolia)*, Folia Geogr., Ser. Geogr.-Physica, 24–25, 111–125.
- Głazik R., Tserensodnom Dž., Sugar C., 1978, *Wstępna charakterystyka odpływu z dorzeczy Egijn-gol i Selengi*, [w:] *Raport Mongolsko-Polskiej Ekspedycji Fizyczno-Geograficznej „Transmongolia – 1977”, I (Selenga, Chentej)*, IGiPZ PAN, Kraków, 20–33.
- Gombosuren D., Coodzol M., 1975, *K voprosu izučenija južnogo ciklona*, Vopr. Geogr. Mongolii, 14, Ulan Bator, 88–94 (w j. mongolskim).
- Gravis G. F., 1974a, *Geografičeskoje rasprostranenie i moščnost' mnogoletnemerzlych gornych porod*, (w:) *Geokriologičeskie uslovija Mongol'skoj Narodnoj Respubliki*, Trudy Sovmest. Soviet.-Mongol'. Nauč-Issled. Geol. Eksped., 10, Nauka, Moskva, 30–48.
- 1974b, *Kriogennoje strojenie mnogoletnemerzlych gornych porod*, *Ibid.*, 117–131.
- Gravis G. F., Lisun A. M., 1974, *Ritmostratigrafija četvertičnych otloženij Mongolii po palinologičeskim dannym i istorija razvitija mnogoletnemerzlych gornych porod*, *ibid.*, 148–186.
- Gregory S., 1976, *Metody statystyki w geografii*, PWN, Warszawa.
- Ivanov A. T., 1958, *Podzemnyje vody Mongol'skoj Narodnoj Respubliki*, Trudy Labor. Hidrogeol. Problem, AN SSSR, 19, Moskva.

- Ivanov A. T., Kuznecov N. T., 1953, *Chimizm rek Mongol'skoj Narodnoj Respubliki*, Izv. AN SSSR, Ser. Geogr., 4, 28–38.
- Ivanov N. N., 1959, *Pojasa kontinental'nosti zemnego šara*, Izv. Vsesojuz. Geogr. Obšč., 91, 5, Moskva.
- Jahn A., 1970, *Zagadnienia strefy peryglacialnej*, PWN, Warszawa.
- 1977, *Arktyka i kriosfera*, Czas., Geogr., 48, 3, 247–267.
- Kalesnik S., 1964, *Geografia fizyczna ogólna*, PWN, Warszawa.
- Kałużński S., 1957, *Mongolskie nazwy i terminy geograficzne*, [w:] E. Murzajev, *Mongolia. Opis fizyczno-geograficzny*, PWN, Warszawa, 15–30.
- Klimek K., 1977, *Glacial forms in the Uldzeitu-gol basin on the southern slopes of Khangai Mts (Mongolia)*, Bull. Acad. Pol. Sci., Terre, 25, 3–4, 111–117.
- 1978, *Ogólne rysy rzeźby doliny Chara-goł*, [w:] *Raport Mongolsko-Polskiej Ekspedycji Fizyczno-Geograficznej „Transmongolia – 1977”, II (Chentej)*, IGiPZ PAN, Kraków, 181–188.
- 1980, *Glacial forms in the Baga-Khentei Mts*, Bull. Acad. Pol. Sci., Terre, 28, 2–3, 107–113.
- Klimek K., Starkel L., 1980 (red.), *Vertical zonality in the southern Khangai Mountains, Mongolia*, Pol. Acad. Sci., Inst. Geogr. Spat. Org., Geogr. Stud. 136.
- Krašnikov A. F., 1973, *Vzaimosvjaz' poverchnostnych i gruntovych vod v central'noj Mongolii*, Izv. AN SSSR, Ser. Geogr., 5, Moskva, 92–96.
- 1975, *Ocena resursov podzemnych vod bassejna rek Changal i Čingel po sostojaniju meženogo stoka*, Vopr. Geogr. Mongolii, 14, Ulan Bator, 83–87 (w j. mongolskim).
- Kuznecov N. T., 1952, *Lednikovyje otłożenija v Mongol'skom Altaje i ich vlijanie na sovremennuju gidrografiju rek*, Izv. AN SSSR, Ser. Geogr., 3, 46–50.
- 1959, *Gidrografija rek Mongol'skoj Narodnoj Respubliki*, Inst. Geogr. AN SSSR, Izd. AN SSSR, Moskva.
- 1962, *Rečnoj stok na territorii Mongol'skoj Narodnoj Respubliki*, Izv. AN SSSR, Ser. Geogr., 5, 111–118.
- 1963, *Chimizm rek Mongol'skoj Narodnoj Respubliki*, Izv. AN SSSR, Ser. Geogr., 4, 3–13.
- 1968, *Vody Central'noj Azii*, Nauka, Moskva.
- 1972, *Mechaničeskij i veščestvennyj sostavy vzvešennych nanosov i alljuvija rek Changaja i Chenteja*, Vopr. Geogr. Mongolii, 11, Ulan Bator, 103–111 (w j. mongolskim).
- Lach J., 1980, *Zmiany środowiska geograficznego spowodowane działalnością człowieka na zachodnim skłonie Chenteju*, Roczn. Nauk. Dydakt. WSP Kraków, Prace Geogr., 8, 153–157.
- Londźid N., 1966, *K voprosu o merzlotnom rajonirovanii MNR*, Merzl. Issled., 6, Izd. MGU, Moskva, 160–165.
- Luvsa nda gva D., 1972, *Mноголетnjaja merzlota rajona Dzelter*, Vopr. Geogr. Mongolii, 11, Ulan Bator, 125–128 (w j. mongolskim).
- 1975, *Geografičeskije rasprostranenie mnogoletnemerzlych porod v severnoj časti Mongolii*, Vopr. Geogr. Mongolii, 14, Ulan Bator, 116–120 (w j. mongolskim).
- Malarz R., 1980, *Wstępne rozpoznanie budowy geologicznej dorzecza Sugnugurin-goł i Kotliny Batsumber w górach Chentej*, Roczn. Nauk. Dydakt. WSP Kraków, Prace Geogr., 8, 21–27.
- Mapa Fizyczna Mongolii 1:1 500 000 (Bügd Najramdach Mongol Ard Uls)*, 1959, (red.) D. Badamdjav, Komit. Nauk MNR, Ulan Bator (w j. mongolskim).
- Marinov N. A., 1973 (red.), *Geologija Mongol'skoj Narodnoj Respubliki*, I, II, Nedra, Moskva.
- Marinov N. A., Popov V. N., 1963, *Gidrogeologija Mongol'skoj Narodnoj Respubliki*, Gostoptechizdat, Moskva.
- Melnikov P. I., 1974 (red.), *Geokriologičeskie uslovija Mongol'skoj Narodnoj Respubliki*, Trudy Sovmest. Soviet.-Mongol. ' Nauč.-Issled. Geol. Eksped., 10, Nauka, Moskva.
- Michalczyk Z., 1979, *Właściwości fizyczno-chemiczne wody i denudacja chemiczna w dorzeczu Dunda-Bajdałagijn-goł*, Ann. UMCS, Sec. B, 34, 2, Lublin, 23–51.
- Michalczyk Z., Soja R., Wojciechowski K., 1979, *Charakterystyka hydrograficzna dorzecza Dunda-Bajdałagijn-goł*, Ann. UMCS, Sec. B, 34, 1, Lublin, 1–21.

- 1980, *Hydrological conditions and chemical denudation in the catchment basin of the Dunda-Baydalak-gol (the Khentei Mountains, Mongolia)*, *Studia Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 14, Kraków, 157–174.
- M j a g m a r d z a v B., 1972, *Norma stoka rek Mongolii*, *Vopr. Geogr. Mongolii*, 11, Ulan Bator, 151–156 (w j. mongolskim).
- M j a g m a r d z a v B., S e m i e n o v V. A., 1975 (red.), *Bügd Najramdach Mongol Ard Ulsyn Gadargyn Usny Noöc (Zasoby wód powierzchniowych MRL)*, II, Ulan Bator (nie publikowany zbiór danych hydrologicznych z obszaru Mongolii do 1969 r.).
- Mongol'sko-Russkij Slovar'*, 1957, (red.) A. Luvsandendev, Komit. Nauk MNR. Gos. Izd. Inostr. Nacional. Slov., Moskva.
- M ö n c h c e c e g C., 1980, *Nekotoryje rezul'taty issledowanij po raspredeleniju radiacionnogo balansa lesostepnoj zony Mongolii*, *Vopr. Geogr. Mongolii*, 19, Ulan Bator, 92–96 (w j. mongolskim).
- M u r z a j e v E. M., 1952, *Mongol'skaja Narodnaja Respublika. Fiziko-geografičeskoje opisanie*, Geografiz, Moskva.
- N a c a g Dž., 1977, *Prodol'nyje profili i formirovanie rusel rek bassejna r. Selengi (v predelach MNR)*, *Moskov. Gosud. Univ. im M. V. Lomonosova, Geogr. Fakul'*, Moskva (rękopis pracy kandydackiej).
- 1980, *Tipy prodol'nych profilej rek bassejna r. Selengi i osobennosti ich formirovanija*, *Vopr. Geogr. Mongolii*, 19, Ulan Bator, 21–25 (w j. mongolskim).
- Narodowy Atlas Mongolii (Bügd Najramdach Mongol Ard Uls, Undesnij Atlas, 1990)* Wyd. Akad. Nauk MRL i Akad. Nauk ZSRR, Ulan Bator – Moskva (w j. mongolskim).
- N i e d ź w i e d ź T., S l u p i k J., A v i r m i d B., 1975, *Thermal and humidity differences on the slopes of Sant valley*, *Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. Terre*, 23, 225–231.
- N i k o l a j e v a T. V., Š u v a l o v V. F., 1967, *Novyje dannyje o plejstocenovom oledenienii Changaja i Gobijskogo Altaja*, *Vest. Lenin. Gosud. Univ., Ser. Geol.-Geogr.*, 6, 1, Leningrad, 130–139.
- N j a m d z a v P., 1972, *K voprosu vodnogo režima i povodkogo stoka r. Tola*, *Vopr. Geogr. Mongolii*, 11, Ulan Bator, 166–174 (w j. mongolskim).
- P a c y n a A., 1980, *Piętra roślinne dorzecza Sugnugurin-goł*, *Rocz. Nauk. Dydakt. WSP Kraków, Prace Geogr.*, 8, 121–129.
- P ę k a l a K., 1980, *Periglacial phenomena in the Baga-Khentei Mts range*, *Bull. Acad. Pol. Sci., Terre*, 28, 2–3, 131–138.
- P ę k a l a K., Ś w i e c a A., L o m b o r i n c z e n R., 1979, *Rola współczesnych procesów morfogenetycznych w kształtowaniu rzeźby dorzecza Dumda-Bajdałag-goł*, [w:] *Raport Mongolsko-Polskiej Ekspedycji Fizyczno-Geograficznej „Transmongolia – 1978”, „Chentej II”*, IGIPIZ PAN, INoZ UMCS, Lublin.
- P ę k a l a K., Z i ę t a r a T., 1980a, *Piętrowość współczesnych procesów geomorfologicznych w dorzeczu Sugnugurin-goł*, *Rocz. Nauk. Dydakt. WSP Kraków, Prace Geogr.*, 8, 131–152.
- 1980b, *Procesy mrozowe w dnach dolin dorzecza Sugnugurin-goł*, *Ibid.*, 83–94.
- P o m i a n J., 1979, *Gleby dorzecza Dunda-Bajdałagijn-goł*, *Ann. UMCS, Sec. B*, 34, 4, Lublin, 63–83.
- R a g ę a T., 1972, *K voprosu o merzlotnom rajonirovanii po temperaturnym dannym*, *Vopr. Geogr. Mongolii*, 11, Ulan Bator, 89–92 (w j. mongolskim).
- S a n d z m j a t a v Dž., 1980, *Nekotoryje rezul'taty issledowanij po vlijaniju atmosferynych osadkov na formirovanie sklonovogo stoka (na primere lesostepnogo stacionara severnoj Mongolii)*, *Vopr. Geogr. Mongolii*, 19, Ulan Bator, 84–87 (w j. mongolskim).
- S a n d z m j a t a v Dž., S u g a r C., 1980, *Rezul'taty issledowanija isparenija s vodnoj poverchnosti lesostepnoj zony Mongolii*, *Vopr. Geogr. Mongolii*, 19, Ulan Bator, 80–83 (w j. mongolskim).
- S e l i v a n o v E. I., 1972, *Neotektonika i geomorfologija Mongol'skoj Narodnoj Respubliki*, Nedra, Moskva.

- S e m i e n o v V. A., M j a g m a r d Ź a v B., 1977 (red.), *Gidrologičeskij režim rek bassejna r. Selengi i metody jego rasčeta*, Gidrometeoizdat, Leningrad.
- S k i b a S., 1978, *Piętrowość gleb w dorzeczu Sugnugurin-goł*. [w:] *Raport Mongolsko-Polskiej Ekspedycji Fizyczno-Geograficznej „Transmongolia – 1977”, II (Chentej)*, IGIpZ PAN, Kraków, 150–159.
- 1980, *Gleby zachodniego skłonu gór Chentej*, Roczn. Nauk. Dydakt. WSP Kraków, Prace Geogr., 8, 109–120.
- S k o c z e k J., K r a w c z y k B., B ł a Ź e j c z y k K., 1990, *Warunki topoklimatyczne i biotopoklimatyczne okresu letniego w dolinie Toły (Chentej, Mongolia)*, Przegl. Geogr., 62, 1–2, 121–136.
- S ł u p i k J., 1973, *Zróźnicowanie spływu powierzchniowego na fliszowych stokach górskich*, Dokum. Geogr., 2.
- 1975, *Conditions of infiltration and surface run-off in the Sant catchment basin*, Bull. Acad. Pol. Sci., Terre, 23, 3, 233–236.
- 1980, *Water circulation*, [w:] L. Starkel, A. Kowalkowski (red.), *Environment of the Sant valley (southern Khangai Mountains)*, Pol. Acad. Sci., Inst. Geogr. Spat. Org., Geogr. Stud., 137, 52–56.
- S o d n o m N., L o s e v N. F., 1976 (red.), *Prirodnyje uslovija i resursy Prichubsugul'ja v Mongol'skoj Narodnoj Respublike*, Nedra, Moskva.
- S o j a R., 1980, *Areal variability of hydrological conditions in the Tsagan-Turutuin-gol drainage basin, southern Khangai Mountains*, [w:] K. Klimek, L. Starkel (red.), *Vertical zonality in the southern Khangai Mountains, Mongolia*, Pol. Acad. Sci., Inst. Geogr. Spat. Org., Geogr. Stud., 136, 41–51.
- S o j a R., W o j c i e c h o w s k i K. H., 1979, *Próba oceny wpływu środowiska na obieg wody w zlewni Dunda-Bajdalagijn-gol poprzez wydzielenie kompleksów hydrotopów*, [w:] *Raport Mongolsko-Polskiej Ekspedycji Fizyczno-Geograficznej „Transmongolia – 1978”, „Chentej II”*, IGIpZ PAN, INoZ UMCS, Lublin.
- S t a r k e l L., K o w a l k o w s k i A., 1980 (red.), *Environment of the Sant valley (southern Khangai Mountains)*, Pol. Acad. Sci., Inst. Geogr. Spat. Org., Geogr. Stud., 137.
- S u c h o d r o v s k i j V. L., 1974, *Kriomorfogenez*, [w:] *Geokriologičeskie uslovija Mongol'skoj Narodnoj Respubliki*, Trudy Sovmest. Soviet.-Mongol. Nauč.-Issled. Geol. Eksped., 10, Nauka, Moskva, 92–116.
- Š a r c h u u N., 1979, *Rajonirovanie sezonnogo promerzanija i protaivanija gruntov territorii MNR*, Vopr. Geogr. Mongolii, 18, Ulan Bator, 37–44 (w j. mongolskim).
- Š w i e c a A., 1979, *Transport zawiesiny w rzece Dunda-Bajdalagijn-goł w okresie od 1 czerwca do 31 lipca 1978 r.*, Ann. UMCS, Sec. B, 34, 3, Lublin, 53–61.
- Š w i e s F., 1979, *Szata roślinna i produktywność paszowa dorzecza Dunda-Bajdalagijn-goł w południowo-wschodnim Chenteju (Mongolia)*, Ann. UMCS, Sec. B, 34, 5, Lublin 87–111.
- T ö m ö r b a a t a r D., 1972, *Glubina sezonnogo promerzanija i ottaivanija gruntov na territorii MNR*, Vopr. Geogr. Mongolii, 11, Ulan Bator, 69–73 (w j. mongolskim).
- 1975, *Vlijanie snežnogo pokrova na sezonnoje promerzanie gruntov*, Vopr. Geogr. Mongolii, 14, Ulan Bator, 111–115 (w j. mongolskim).
- 1977, *Osnovnyje charakteristiki sezonnogo promerzanija i protaivanija gruntov MNR*, Vopr. Geogr. Mongolii, 18, Ulan Bator, 37–44 (w j. rosyjskim).
- 1980, *Nekotoryje rezul'taty issledovanij mnogoletnemerzlych porod Darchatskoj Kotloviny i Chatgala*, Vopr. Geogr. Mongolii, 19, Ulan Bator, 97–101 (w j. mongolskim).
- T u v a n d z a v G., 1979, *Gidrochimičeskij sostav r. Toły i jejo pritokov*, Vopr. Geogr. Mongolii, 18, Ulan Bator, 104–108 (w j. mongolskim).
- T u v d e n d o r d z D., 1972, *Klimatičeskij režim pyl'nych bur' na territorii MNR*, Vopr. Geogr. Mongolii, 11, Ulan Bator, 42–49 (w j. mongolskim).
- W i c i k B., 1983, *Geochemical properties of landscapes*, [w:] A. Breymeyer, K. Klimek (red.),

- Mongolian dry steppe geosystem. A case study of Gurvan Turuu area*, Pol. Acad. Sci., Inst. Geogr. Spat. Org., Geogr. Stud., Spec. Issue, 2, 46–56.
- W o ź n i c z k a Z., 1978, *Wstępne wyniki badań hydrologicznych w dorzeczu Sugnugurin-goł*, [w:] *Raport Mongolsko-Polskiej Ekspedycji Fizyczno-Geograficznej „Transmongolia – 1977”, II (Chentej)*, IGiPZ PAN, Kraków, 140–149.
- 1980, *Z badań hydrologicznych w dorzeczu Sugnugurin-goł w górach Chentej*, Roczn. Nauk. Dydak. WSP Kraków, Prace Geogr., 8, 95–107.
- Z a b o l o t n i k S. I., 1974a, *Sezonnoje promerzanie i protaivanie gruntov*, [w:] *Geokriologičeskie uslovija Mongol'skoj Narodnoj Respubliki*, Trudy Sovmest. Soviet.-Mongol'. Nauč.-Issled. Geol. Eksped., 10, Nauka, Moskva, 49–73.
- 1974b, *Temperatura gornych porod*, *Ibid.*, 74–91.
- Z i ę t a r a T., 1980, *Główne rysy rzeźby zachodniego skłonu Chenteju i jego przedpola w dorzeczu Sugnugurin-goł i Bajan-goł*, Roczn. Nauk. Dydak. WSP Kraków, Prace Geogr., 8, 39–59.
- Z i n k i e w i c z A., 1979, *Z badań nad klimatem lokalnym doliny Dumda-Bajdałag-goł w SE Chenteju*, [w:] *Raport Mongolsko-Polskiej Ekspedycji Fizyczno-Geograficznej „Transmongolia – 1978”, „Chentej II”*, IGiPZ PAN, INoZ UMCS, Lublin, 85–112.
- Ž u k o v V. F., 1961, *Sezonnoje i mnogoletneje promerzanie gruntov v MNR*, Izv. AN SSSR, Ser. Geogr., 2, 61–69.

WATER CIRCULATION IN THE CONTINENTAL CLIMATE ON EXAMPLE OF NORTHERN MONGOLIA

S u m m a r y

Mongolia is a mountain-upland country, of the mean height 1580 m above sea level. It is characterized by the conditions of the natural environment, which are unique in the Asian continent and even in the world: extremely continental climate and high dryness of the air, occurrence of the permafrost in the lowest latitudes (not including the high-mountain areas), the northernmost reach of deserts and the deep seasonal freezing and thawing of grounds. The different climate-vegetation zones occur in Mongolia (mountain tundra and taiga, forested steppe, steppe, zone of semideserts and deserts). Their distribution depends upon the latitude and primarily the area's height above sea level, which conditions the horizon layout of the climatic, water, permafrost, soil and vegetation relations.

Dynamics of the processes and mutual connections between the elements of the natural environment in Mongolia are still not well studied, in spite of the numerous Russian and Mongolian publications. Essential for the cognition of the natural conditions of the country were the Polish-Mongolian physico-geographical expeditions, organized in the years 1974–1990, within the agreement of the scientific cooperation between the Polish Academy of Sciences and the Academy of Sciences of Mongolia. The studies include chosen test areas, representing the main physico-geographical units of Mongolia. In the summer seasons 1977, 1978, 1980, 1981, 1989, 1990 and 1992 the author had carried out the detailed hydrological studies in the mountain areas of Chentei (the basin of Charaa, Tola and Kerulen) and Chantai (the basin of Eg), and the review studies in the other parts of the country (fig. 1). The paper is an attempt of synthesis of the results of the author's many years' hydrological studies in north Mongolia in compliance with the results of the Mongolian-Polish geographical expeditions.

The aim of the studies was cognition of water circulation in the continental, semi-dry climate of Mongolia under conditions of the permafrost occurrence and deep, seasonal freezing of the ground. The problem is very complicated and includes many interdisciplinary questions, mainly of hydrology, climatology, hydrogeology and studies of frozen grounds. The results of pedological and botanical studies were also used in the scope indispensable for explanation of water circulation in the weakly studied areas.

The expeditionary character and short periods of the field works required application of simple and effective study methods. Similar study methods were adopted in the all drainage basins in order to obtain comparable results. The outflow from the upper drainage areas was controlled in the water-gauge cross-sections. The hydrograms of the mean daily discharges were used to characteristics of the flood waves and to definition of surface and underground outflow, using the method of the outflow hydrogram genetic division. Dynamics of the underground outflow enabled to conclude in the relative way about changes of situation of the underground water level under conditions of lack of the piezometric observations.

Outflows from the individual parts of the controlled drainage areas and from areas of systematic observations were defined by using the method of unitary outflows from the elementary and differential drainage areas. The initial material were series of single measurements of the discharges in the

area of one or several drainage areas, carried out in different hydrometeorological situations and in as short time as possible (1–2 days). In some drainage areas the measurements were repeated in different years and seasons (summer, spring). This made it possible to define the role of the slopes' exposure and different vegetative zones in forming of the outflow.

Influence of the slopes and valley bottoms upon the outflow was estimated on the basis of the infiltration measurements. The rate of water infiltration was measured using the Burger's cylinder in the areas of different geological structure, relief and vegetative cover. The virtue of the method is possibility of quick, spatial estimation of the infiltration process differentiation. The general mineralization of the surface waters (streams, old channels, cave-in lakes) and underground waters (springs) was measured with the battery conductometer under different weather conditions in the different parts of the drainage area. The measurements of mineralization and water temperature and efficiency of springs facilitated definition of the waters origin (precipitation, underground waters) and kinds of the underground feeding (over-permafrost, sub-permafrost, fissure waters). The method of hydrographic mapping was widely applied in the field studies. Occurrence of icings, springs, marshes and forms of frozen ground was registered (pingos, hydrolakolites). Their genesis and role in the water circulation was defined.

In order to cognize the many year's changeability of the rivers' discharges in north Mongolia and distribution of the outflow during the year the unpublished hydrological data of the Mongolian Hydrological Service were utilized (Mjagmardzav and Semienov 1975), which were worked out using statistic methods.

These data made it possible to define the main characteristics of the hydrological regime of the Mongolian rivers and point-out the influence of the man economic activity upon the transformation of the outflow. The course of the outflow from the agricultural Orchonian-Selenginian Region during the year (fig. 2) was calculated as the difference between the mean monthly discharges in the river mouth segment of Orchon and the sum of the inflow of river waters to the borders of the region. The method of analysis of the hydrological data was adopted in the work in connection with conditions of the environment.

The paper consists of 11 chapters. The following problems are presented in its main parts: climatic conditions of water circulation (chapter 5), influence of the permafrost upon water circulation (chapter 6), hydrological role of seasonal freezing and thawing of ground (chapter 7), permeability of the surface forms (chapter 8), hydrographic relations, the many years' changeability of rivers' discharges (chapter 9) and water circulation in the small drainage areas of Chentei (chapter 10). This chapter is the most important part of the work. The results of the detailed hydrological studies in several drainage areas of Chentei, situated on the slopes of the mountains of western, southern and eastern exposure (fig. 1) were compared with the results obtained in other regions of north Mongolia and discussed. Then the conditions of water circulation in different climatic-vegetative zones were defined. In the chapter 11 the chosen problems of the river outflow were discussed, including: the role of lakes and agricultural areas in transformation of the outflow, distribution of the outflow during the year, the maximal discharges (floods), minimal discharges (low waters) and characteristic types of floods and hydrological regime of the rivers of Chentei, Changai and Chub-suglian Mountains.

The mean yearly temperature in north Mongolia is minus - down to -10°C (fig. 3, tab. 1), which conditions occurrence of the permafrost. Continentality of the climate is translated into the terms of the low air temperature in winter (down to -50°C), high air temperature in summer (down to 40°C) and extremely high amplitude (fig. 4, tab. 2–4). The yearly course of temperature depends mainly on the relief of the area (fig. 5), and the thermal seasons have different duration (fig. 5). In the plains of north Mongolia the summer lasts on the average 3 months (July–August), the winter – 5 months (November–March) and the transitory seasons – 2 months (the spring – April–May, the autumn – September–October). The spring is characterized by the lowest relative air humidity – 30–50% (fig. 7) and windy weather (dusty storms). In the mountains the precipitates reach 500–600 mm, in kettles and plains – 200–250 mm per year (Gobi – 50 mm) (fig. 8). Distribution of precipitates

during the year is remarkably unequal (fig. 9). 85–90% of the yearly norm falls to the warm season (May–September), 5% to the winter. The daily sums of precipitates in Ulan Bator come up to 75–120 mm (30–50% of the norm).

In the summer the west circulation predominate, strongly differentiating the humidity of the windward and leeward descents. The effect are dislocations of the borders between climatic-vegetative zones and differentiation of the other elements at the same height. The summer is a period of the underground waters alimentation, in spite of the high evapotranspiration. The winter (the Siberian high) is characterized by low snow thicknesses (deep freezing of ground), lack of thaw, thermal inversions (kettles – „stagnations of cold”), alimentation of rivers exclusively with underground waters (period of typical „low waters”) and freezing of the smaller streams down to the bottom. The great role in disappearing of the snow cover plays sublimation, which precede the period of thaws and takes place in the minus air temperature (active radiation balance in the end of the winter). In the kettles the snow often disappears without leaving any water surpluses for the outflow. The thaw floods occur in the mountains, where there is more snow. The intermontane kettles and headlands in general have the negative water balance – alimentation with precipitates does not balance infiltration and evapotranspiration. The outflow is formed in the mountain areas with predominance of alimentation over evaporation.

The permafrost reaches the lowest latitude (43°N), occupies 230 000 km³ (15% of the area) and shows different contents – from continuous to sporadic character (fig. 10). The thickness of the permafrost comes to several hundreds metres and its capacity amounts about 15 600 km³ (tab. 5). Assuming that ice makes only 10% of this capacity, we receive 1560 km³ of water, which corresponds to the sum of precipitates in Ulan Bator for 30 years (6800 mm). The roof of the permafrost lies at the depth 5–6 m (active layer) and repeats the relief of the area. In warm and dry years the permafrost undergoes partly degradation, enlarging the income part of the water balance and in cold and wet years aggradation of the permafrost takes place otherwise exception of the part of water contained in the ground from the circulation. These processes regulate a size of the river outflow at the many years' period. When the permafrost does not change its capacity – it fulfils a function of impermeable stratum. It does not influence upon the amount of circulating water, but only upon conditions of its outflow.

Degradation (aggradation) of the permafrost takes place from above, from below and from sides (fig. 11) and its intensity depends upon physical-chemical properties of the ground, depth of the permafrost occurrence, the permafrost roof's inclination, conditions of circulation (rate of conversion) of the over-permafrost and subpermafrost waters, thermal erosion of the surface waters and the man activity. Lowering of the permafrost roof of 1 cm in the summer increases the outflow of about 0,3 l s⁻¹ km⁻². The thermal erosion in the flood levels of valleys may lower the permafrost's roof of 10–30 cm and increase the outflow of as much as 3–9 l s⁻¹ km⁻². Probably the estimated values are considerably lower, because evapotranspiration is not taken into account in the calculations and it was assumed that the whole water coming from the permafrost thawing supplies rivers.

The permafrost in the mountains favors the surface flow and throughflow, otherwise forming of floods (fig. 12). In the valleys the horizontally laying permafrost's roof makes a complex of subsurface, periodical depressions without outflow, which can be dry (evapotranspiration) or filled with water (lack of outflow). During the rivers' floods the active layer undergoes submergence (within the borders of the flood levels) and after passage of the waves' culmination an intensive exchange (outflow) of the over-permafrost waters takes place. Occurrence of marshes and swamps on the permafrost depends upon relationships between alimentation and evaporation. The areas of the active water balance favor forming the over-permafrost waters levels and swamping of valleys (Chentei), which is limited in the drier areas (south Changai).

Seasonal freezing and thawing of the ground (fig. 13–15, tab. 6) periodically changes conditions of water circulation in the yearly cycle, mainly relations between the surface flow, throughflow and alimentation of the underground waters. It comprises several characteristic phases of different dynamics and vertical reach of the processes (fig. 16). Thawing starts in the first place in the lower

regions (headland), in the regions advanced to the south and on the slopes of the southern exposure. In the spring the surface flow or the throughflow of thaw and rain waters takes place through the roof of the seasonally frozen ground. The dry, permeable grounds freeze totally and in the first place – before the summer maximum of precipitates. These are mainly areas of alimentation of the alluvial waters and subpermafrost waters, the level of which is highest at the turn of the summer and autumn. Freezing of the ground starts in October with relatively high underground water levels and its unequal rate and depth causes freezing of the shallow alluvial and subpermafrost waters and forming of icings and hydrolakolites. In the winter discharges of rivers, supplied from the deeper waterbearing horizons (alluvial, subpermafrost, fissure), are lowest in consequence of exhaustion of the underground water resources, the level of which reaches the lowest yearly values (lack of alimentation).

The processes of seasonal freezing and thawing change physical properties of the surface forms, including permeability. In consequence of the frost processes it may be high, even in dusty forms. The highest rate of infiltration (above $25 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$), independently from a kind of the parent rocks, is showed by the forested areas (fig. 17). This excludes the possibility of origination of the surface flow, even during the heavy rains. The extremely low rate of infiltration (below $1 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$) is showed by the lower, accumulative parts of slopes, cave-in lakes and the bottoms of valleys with the exception of the flood levels (frost processes). These areas and also slopes and top surfaces laying above the timber line (outcrop of the ground rocks, permafrost, boulder fields) are the place of the surface flow forming.

The many years' changeability of the rivers' discharges was worked out for the river basins of different areas, size of the outflow and length of the observative courses (fig. 18, tab. 7, 8). The moving average curves method of the mean yearly discharges (fig. 19, 20) and the cumulative curves method of the yearly coefficients of discharges and sums of precipitates (quotient of the yearly average and the many years' average) were used (fig. 21–25). The statistic coefficients of changeability were calculated – relative changeability (V) and changeability coefficient (Cv) (tab. 9, 10). The virtue of the adopted methods is a possibility of comparison of the river basins of different size and water resources.

Fluctuations and many years' tendencies towards changes of the river outflow in the north Mongolia are asynchronous and caused mainly by unequal distribution of precipitates. Sometimes they indicate a change of the rivers' cross-section in consequence of the channel processes (Eg). Three groups of rivers were distinguished of different tendencies towards changes. A permanent tendency towards the outflow increase from some river basins of Chentei was indicated, especially from Charaa basin, caused by the man activity (cutting down of forests, overgrazing of animals). The outflow changes take place in two stages. In the first one drying of the ground, degradation of the permafrost and increase of the underground outflow takes place. In dry years this process proceeds faster and recompenses losses of water for evapotranspiration and in wet periods precipitates are decisive of the outflow size. The result of these processes is systematic increase of the outflow, independent from a size of alimentation with precipitates and lack of distinct fluctuations of the rivers' discharges. In the second stage as the depth of the permafrost occurrence increases, its influence upon the outflow decreases, whereas the role of precipitates increases – a sign of this are different fluctuations of the rivers' outflow.

The highest river discharges in north Mongolia occurred in the middle of thirties (decrease to 1957), at the turn of sixties and seventies (decrease to 1982) and in the beginning of nineties. The coefficient of the discharges' changeability (Cv) amounted from 20% (Selenga) to 45% (Tereldz).

Chentei represents typical vertical zoning, depending mainly upon the slopes' exposure and height above the sea level (fig. 26). The west, winward descent of the mountains (Charaa basin) is more humid and the lower border of the mountain taiga reaches the lowest situation in Mongolia (1400 m above the sea level). The climate dryness increases towards the east. It is marked by dislocation of the borders between the vertical zone upwards. The basin of the upper Tola (Baruun Baian drainage area) occupies an intermediate place in the respect of humidity. High thermal-hu-

midity differentiations occur in the zone of forested steppe – between the forested valleys' slopes of the northern exposure and the forest-free slopes of the southern exposure (tab. 11). These conditions are decisive of spatial and zone differentiation of water circulation.

The flood periods in the small drainage areas of Chentei are characterized by occurrence of several steep, high flood waves of short duration but small capacity (fig. 28, 30, 31, 36). They are typical for the surface flow and testifies to low retentivity of the catchment area (permafrost). Impetuosity of the flood periods results from successive superposing of the surface flow from the zone of tundra and impermeable valley bottoms (permafrost) on throughflow from the zones of taiga and forested steppe. The time of forming of the waves' culmination does not exceed 1 day and elongated superposing of waves is caused by the inflow of waters from the covers of decomposed rocks. The way of precipitates' transformation into the outflow explains impetuosity of the flood periods without necessity of their connexion with precipitates of high intensity, although these last condition occurrence of especially high rainy flood periods.

In the summer the drainage areas of the right-bank tributaries in the Charaa basin had considerably higher unitary outflows in comparison with the left-bank part of the basin, situated „under the shadow” of precipitates (fig. 27, tab. 12). Influence of the drainage area elevation was also distinctly marked. It was considerably higher from the drainage areas comprising higher and more humid vegetative zones (tundra, taiga) than from the drainage areas situated lower (forested steppe, steppe). In the spring the outflows from the all drainage areas were low, independently from exposure and elevation of drainage areas and other features of the environment (tab. 13). It was the result of the snow cover low thicknesses, deficit of precipitates and high dryness of the ground and air (strong wind). The similar conditions of outflow were observed in the upper Kerulen basin (fig. 35, tab. 15), where the unitary outflows from the partial drainage basins in summer were lower than in the Charaa basin. Simultaneously they were systematically changing with the river course, otherwise in accordance with lowering of the area and increase of the climate dryness.

The water balance of drainage area is decisive of the outflow amount. The headlands and kettles situated in the zones of steppe and partly forested steppe have a negative water balance. The mountain areas have an active water balance. The effect is decrease of the discharge with the rivers' courses, especially distinct in dry periods and a change of the hydrography character. In the west Chentei (Charaa basin) the border between the humid zone and the dry zone lies at the height about 1400 m above the sea level, corresponding to the lower border of the mountain taiga. It raises up to 1700 m towards the east (Kerulen basin), which testifies to the climate dryness. Surpluses of precipitates over evaporation on the south descent of Changai occur only above 2200–2300 m above the sea level (Soja 1980), otherwise 800–900 m higher than in the Charaa basin.

The rivers of Chentei are characterized by surprisingly high part of underground alimentation (32–50%), both in dry and in wet years (fig. 28, 30, 31, 36; tab. 14). It is the result of the permafrost liquating in consequence of the man economic activity (forest clearing), seasonal degradation of the nuclei of ice cryogenic forms, the inflow of subpermafrost and fissure waters (springs) and also from icings and slope covers. Underground alimentation systematically increases in the warm period of the year in consequence of precipitates and increasing inflow of waters from thawing ice. Increase of the underground outflow in successive interflood periods testifies to this, with the maximum at the turn of the summer and autumn. Particular role is played by icings, which occur commonly in Chentei and reach the thickness up to several metres. In the warm period of the year they have an essential influence upon the daily regime of the mountain streams discharge (fig. 29). In the winter considerable part or the whole underground outflow (in case of the river freezing down to the bottom) is accumulated in the icings. In the dry period of the year the waters from slowly thawing ice covers increase the underground component of the river outflow. The hydrological role of the icings consists in the part of the underground outflow movement from the cold season to the warm one.

In the studied drainage areas of Chentei occur the areas of extremely different reaction to alimentation with precipitates or lack of alimentation. Distribution of the unitary outflows from the

Baruun-Baian drainage area testifies to this (fig. 33, 34). In the dry period the highest inflow of waters into the channel was observed in the upper part of the drainage area (taiga, tundra) and in the river-mouth segment, where the river is deeper incised in the ground and drains underground waters from the undercut dejection cones and alluvia (fig. 33A). At that time the outflow from the intermontane kettle had minus values (infiltration, evapotranspiration). Distribution of outflow in the wet interflood period was typical for the mountain area – of the values increasing downwards the drainage area (fig. 33B). After lowering of water levels the high outflows were noted in the upper part of the drainage area, and also in the flood level of the kettle and the lower segment of Baruun-Baian, which started to give back the earlier retained water (fig. 34).

Chentei is characterized by low mineralization of waters. The main causes of this are: predominance of the rain alimentation (active water balance), shallowly occurring permafrost, occurrence of hardly soluble rocks, not-salinized ground, short way of waters' outflow and changes of the chemical composition of water under influence of the processes of seasonal freezing and thawing of the ground. Differences in the water mineralization depend first of all upon origin and rate of water interchange and relations between precipitates and evaporation. In Chentei mineralization of waters increases downwards the drainage area and to the east, in accordance with increase of the climate dryness (fig. 34, 37).

Chemical denudation in the area of the Baruun-Baian drainage area in the summer interflood period was almost the same (about $65 \text{ kg} \cdot \text{day}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$). Lack of differentiation resulted from preservation of proportionality between the unitary outflow and the water mineralization. In the parts of the drainage area with the higher outflow the water mineralization was lower and conversely. This regularity is characteristic also for the Dunda-Baidalagin drainage area (Michalczyk and others 1980). The chemical denudation in Chentei distinctly predominate over the mechanical denudation. The low contents of suspension in the rivers is conditioned by low supply of material from the slopes and the suspended load comes mainly from mechanical and thermal erosion of channels. Particular climatic-vegetative zones are characterized by specific, unrepeated conditions of water and matter circulation. The differentiating factors are first of all the climate and ground humidity, the permafrost, permeability of the surface deposits, soil cover and vegetation. The results of hydrological studies carried out in Chentei find their confirmation in other regions of the country, especially in the area of Chubsugulian Mountains.

The lakes have an essential influence upon the hydrological regime of the rivers, especially Chubsugul lake (fig. 38). It equalizes the discharge from the upper segment of Eg (Chatgal) in the yearly and many years' cycle. In the lower course of the river (Chantai) this influence is translated into terms of raising of minimal discharges in dry years and winter seasons.

In the agricultural Orchonian-Selengian Region (fig. 2) the yearly water balance is negative (tab. 16). The water surpluses for the outflow occur in the autumn and winter (fig. 40). In the vegetative season evaporation exhaust the whole alimentation with precipitates (even in July) and a part of the river outflow. The factor which decreases outflow is watering of agricultural areas. Periodical forming of the outflow is limited to the higher situated, more humid areas. These conditions are typical for the zone of forested steppes in north Mongolia.

Distribution of the outflow during the year is extremely unequal and refers to the precipitates (fig. 41–43). According to changes of the alimentation and outflow conditions it may change downstream or upstream the river. The summer rain alimentation dominates distinctly. The summer outflow makes 45–70% of the yearly outflow and has the greatest part in the south-east Chentei (Tola, Kerulen) and in east Changai (Orchon). The thaw outflow makes 10–30% of the yearly outflow. It has the greatest part in west Changai (Ider, Tschigistei) and in Chubsugulian Mountains (Delger). However, it does not result from the greatest thickness of the snow cover, but from lower sums of precipitates in the summer. 20–25% of precipitates falls to the autumn and to the winter season – only 1–8% of the yearly outflow. The outflow distribution in particular years may considerably vary from an average (fig. 44, 45).

The highest many years' unitary outflows (over $6 \text{ l s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$) characterize the west descent and

the high-mountain parts of Chentei (Jeroo, Tereldz). The outflow from considerably higher situated drainage basins of Changai (Tshigistei, Borch) is lower ($4,5-3,5 \text{ l s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$) because of the highest dryness of the climate and ground. In the headland areas of north Mongolia it decreases to $1-2 \text{ l s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. The values below $1 \text{ l s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ occur in the middle and lower course of Kerulen, in the low situated kettles and in low parts of the drainage areas of south Changai.

The maximal discharges occur most often during the rain flood periods, rarely thaw flood periods (fig. 46, 47, 49, 51). In the kettles and headlands flattening of waves and levelling of discharge take place, in consequence of retentional action of the flood levels (Charaa, Kerulen, Orchon). The problem of occurrence and consequences of floods is not sufficiently researched in the weakly populated and poorly economically arranged country. Catastrophic floods are produced mainly by torrential rains and were described only when they had caused significant economical losses in the regions of cities (Ulan Bator) and also in Gobi (losses in number of animals). The braided character of rivers and high thickness of the ice cover ($1,0-1,5 \text{ m}$) favor forming of ice jams. However the spring ice movement takes place under conditions of low thaw waters inflow, which is the main reason of generally lower culminations of discharges in comparison with rain flood periods, in spite of the frozen ground. The Eg river is especially receptive to ice jam forming because of the valley's morphological conditions and flow of the ice brash from the Chubsugul lake. These ice jams may locally raise the river's water level of 5 m , which is showed by marks of waters discharge and devastating action of the ice brash.

The winter season is a period of typical low water with freezing of the smaller rivers down to the bottom (fig. 48, 50, 52). In particular years the minimal unitary outflows amount most often $0,0-0,3$, rarely $0,4-0,5 \text{ l s}^{-1} \cdot \text{km}^{-1}$ and more. They are the objective indicator of the guarantee, dynamic resources of the underground water.

5 types of flood periods were distinguished on the rivers of north Mongolia; thaw, thaw-rain, rain-thaw, rain and rain-thaw or rain, modified by retentional action of lakes (fig. 53, 55). Most of the rivers have the rain or rain-thaw regime (rivers of Chentei, Orchon, Selenga) (fig. 54, 56). The rain-thaw flood periods predominate in high-mountain river basins of the west part of Changai and Chubsugulian Mountains (Tschigistei, Ider, Delger). None of the rivers shows the thaw regime (thaw or glacial), although cases of this type of flood period happen, which is the result of situation of the high-mountain areas in north Mongolia below the snow line.

Translated by Dorota Szupryczyńska-Gembala

Uprzejmie informujemy, iż od nr. 163 „Prace Geograficzne” Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN w Warszawie można również zakupić kierując zamówienie pisemne lub fax na adres

WYDAWNICTWO
Continuo

ul. Czackiego 46/1
51-607 Wrocław
tel. 071/48-37-54
fax 071/72-80-30

Przy zamówieniach powyżej 5 egzemplarzy jednego tytułu udzielamy rabatu.
Książki wysyłamy za zamówieniem pocztowym.

WAŻNIEJSZE DOSTRZEŻONE BŁĘDY

Str.	Więsz	Jest	Powinno być
7	18 od g.	sterfowy	strefowy
8	5 od g.	obszrze	obszarze
11	6 od d.	Chabsugulskich	Chubsugulskich

R. Glazik, Obieg wody...

<http://rein.org.pl>

ISBN 83-86682-01-9
PL ISSN 0373-6547

<http://rcin.org.pl>

R. GLAZIK: OBIEG WODY W KLIMACIE KONTYNENTALNYM NA PRZYKŁADZIE PÓŁNOCNEJ MONGOLII