

INSTYTUT GEOGRAFII  
POLSKIEJ AKADEMII NAUK

---

PRACE GEOGRAFICZNE Nr. 68

KRZYSZTOF WOJCIECHOWSKI

ZAGADNIENIE METODY BILANSU WODNEGO  
THORNTHWAITTE'A I MATHERA  
W ZASTOSOWANIU DO POLSKI

INSTYTUT GEOGRAFII  
i PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA  
Polskiej Akademii Nauk  
Zakład Przemysłowego Zagospodarowania  
00-330 Warszawa  
ul. Nowy Świat Nr 72

PAŃSTWOWE WYDAWNICTWO NAUKOWE  
WARSZAWA 1968



INSTYTUT GEOGRAFII  
POLSKIEJ AKADEMII NAUK

\*

PRACE GEOGRAFICZNE Nr 68

INSTYTUT GEOGRAFII  
i TERESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA  
Polskiej Akademii Nauk  
Zakład Geograficznego Zagospodarowania  
00-330 Warszawa  
ul. Nowy Świat Nr 72

ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ТРУДЫ

№ 68

КШИШТОФ ВОЙЦЬЕХОВСКИ

ПРОБЛЕМА МЕТОДА ВОДНОГО БАЛАНСА  
THORNTHWAITE и MATHER  
В ПРИМЕНЕНИИ К ПОЛЬСКИМ УСЛОВИЯМ

GEOGRAPHICAL STUDIES

No. 68

KRZYSZTOF WOJCIECHOWSKI

THE PROBLEM OF  
THORNTHWAITE AND MATHER'S METHOD  
OF WATER BALANCE IN ITS APPLICATION TO POLAND

INSTYTUT GEOGRAFII  
POLSKIEJ AKADEMII NAUK

---

PRACE GEOGRAFICZNE Nr 68

KRZYSZTOF WOJCIECHOWSKI

ZAGADNIENIE METODY BILANSU WODNEGO  
THORNTHWAITE'A I MATHERA  
W ZASTOSOWANIU DO POLSKI

PAŃSTWOWE WYDAWNICTWO NAUKOWE  
WARSZAWA 1968

## Komitet Redakcyjny

REDAKTOR NACZELNY: M. KIELCZEWSKA-ZALESKA  
ZASTĘPCA REDAKTORA NACZELNEGO: K. DZIEWOŃSKI  
CZŁONKOWIE: R. GALON, L. STARKEL  
SEKRETARZ: I. STANCAK

## Rada Wydawnicza (Redakcyjna)

K. DZIEWOŃSKI, R. GALON, J. GRZESZCZAK, Ł. GÓRECKA (SEKRETARZ RADY),  
M. KIELCZEWSKA-ZALESKA, (PRZEWODNICZĄCA RADY), M. KLIMASZEWSKI,  
J. KOBENDZINA, J. KOSTROWICKI, S. LESZCZYCKI

PAŃSTWOWE WYDAWNICTWO NAUKOWE — WARSZAWA 1968

---

Nakład 700 + 90 egz. Ark. wyd. 6,00. Ark. druk. 5,25 + 1 wkl. Papier  
druk. sat. kl. III 80 g, 70X100. Oddano do składu 31.VIII.1967 r.  
Podpisano do druku 16.II.1968 r. Druk ukończono w lutym 1968 r.  
Zam. nr 7345.

P-10

Cena zł. 18,—

WOJSKOWA DRUKARNIA W ŁODZI

## ERRATA

Na s. 23, w wierszu 1 od dołu, wzór powinien mieć postać:

$$S - \frac{P - PE}{30} t_2$$

K. Wojciechowski, *Zagadnienie metody bilansu wodnego...*

<http://rcin.org.pl>

## WSTĘP

Zaopatrzenie w wodę z każdym rokiem staje się coraz ważniejszym warunkiem rozwoju regionów a nawet krajów. Zarówno wzrost przemysłu i urbanizacji, jak też intensyfikacja produkcji rolnej zależą od zapewnienia im odpowiedniej ilości wody. W związku z tym rośnie liczba opracowań naukowych i technicznych, dotyczących obecnego stanu gospodarowania wodą oraz perspektyw jak najracjonalniejszego rozporządzania tym cennym surowcem.

Dla oceny możliwości zaspokojenia potrzeb wodnych konieczna jest znajomość możliwie wszystkich elementów obiegu wody. W sposób wymierny ujmuje się to zwykle przy pomocy różnego typu bilansów wodnych. Pomimo znacznego już dorobku nauki światowej i polskiej w tej dziedzinie, często można się spotkać ze zdaniem, że konieczne są dalsze poszukiwania ujęć bilansowych przystosowanych do różnych potrzeb.

Szczególnie ważne wydaje się badanie bilansów wodnych pod kątem potrzeb gospodarki rolnej. Rozwój nowoczesnego rolnictwa musi się oprzeć na możliwie dokładnym określeniu warunków naturalnych, wśród których stosunki wodne odgrywają najistotniejszą rolę. W Polsce, gdzie niedobory wodne nie tylko zaznaczają się w sposób wyraźny, lecz ulegają również stałemu pogłębianiu, zagadnienie to ma szczególnie doniosłe znaczenie.

### PODSTAWOWE POJĘCIA BILANSU WODNEGO

Rozróżniamy zazwyczaj dwa rodzaje bilansu wodnego. Jeden — to bilans wodny jakiejś jednostki gospodarczej, zestawiający dostawy wodne ze wszystkich źródeł zaopatrzenia oraz jej zużycie i odprowadzenie wody z obszaru objętego bilansem. Rozważaniami objęty jest wówczas tylko fragment obiegu wody, który ma znaczenie gospodarcze i jest związany z procesem użytkowania wody w obrębie danej jednostki.

Drugi — to przyrodniczy bilans wodny, odnoszący się do określonej powierzchni na kuli ziemskiej. Ze względu na potrzeby i możliwości pomiarowe pojęcie to było stosowane najczęściej do potamologicznych bilansów wodnych ujmowanych w liczbową postać według równania, które jest



znane pod nazwą równania P e n c k a - O p p o k o w a. Pierwszą i najprostsza postać tego równania dał w 1887 r. B r ü c k n e r:

$$N = A + V$$

gdzie  $N$  oznacza opad,  
 $A$  — odpływ,  
 $V$  — parowanie.

Ta najogólniejsza postać bilansu używana jest do dzisiaj. Wielu następnych badaczy operując tym równaniem rozwijało je w różny sposób, dążąc do ujęcia rozmaitych składników rozchodu i przychodu wody. Dębski w 1963 r. [15] daje następującą postać rozwiniętego bilansu potamologicznego zlewni rzecznej:

$$P = H_p + H_g + S_p + S_g + R_p + R_g$$

gdzie  $P$  — opad,  
 $H_p$  — odpływ powierzchniowy,  
 $H_g$  — odpływ gruntowy,  
 $S_p$  — parowanie z powierzchni,  
 $S_g$  — parowanie z gruntu, głównie przez transpirację,  
 $R_p$  — przyrost retencji powierzchniowej,  
 $R_g$  — przyrost retencji gruntowej.

Wyróżnia on obieg wody w dwóch strefach: widocznej — na powierzchni ziemi i w atmosferze oraz niewidocznej obejmującej przestrzeń podziemną. Dla każdej ze stref daje jeszcze odrębne równanie bilansu:

$$P = H_p + S_p + R_p + W$$

dla strefy widocznej oraz

$$W = H_g + S_g + R_g$$

dla strefy niewidocznej ( $W$  oznacza wsiąkanie).

Uczeni radzieccy L w o w i c z, D r e j e r i in. rozbili równanie bilansu dla warunków średnich wieloletnich w następujący sposób:

$$P = S + U + N + T$$

gdzie  $P$  = opad,  
 $S$  — spływ powierzchniowy,  
 $U$  — odpływ z wód podziemnych,  
 $N$  — parowanie z powierzchni gleby,  
 $T$  — transpiracja.

Nie mogąc na podstawie istniejących danych rozdzielić wartości  $N$  i  $T$ , łączą je w jedną — ewapotranspirację oznaczoną literą  $E$ . Równanie zatem przybiera postać:  $P = S + U + E$ . Wprowadzając za G ł u s z k o w e m wartość  $W$  — wsiąkanie, znajdując zależności:

$$W = P - S = U + E$$

i tworzą współczynnik zasilania podziemnego  $K_u = \frac{U}{W}$  i współczynnik ewapotranspiracji  $K_e = \frac{E}{W}$ .

W oparciu o wartości liczbowe wymienionych współczynników określa się ilość wody, która mogłaby być użyta przez rośliny oraz ilość, jaka została zużyta na obszarze dorzecza.

Równanie surowego bilansu potamologicznego dla roku średniego z wielolecia jest bardzo istotne dla poznania typu obiegu wody na danym obszarze. Ujmuje jednak bardzo ogólnie zagadnienie obiegu wody nawet przy rozwinięciu. Bez dodatkowych danych dotyczących zlewni nie wyjaśnia w sposób zadowalający dynamiki i przyczynowości zjawisk związanych z obiegiem wody.

Przy porównaniu różnych obszarów można jedynie pośrednio docho-  
dzić, dlaczego z tej samej ilości wody dostarczonej na jednym obszarze  
zużywana jest taka, a w innym — inna jej ilość. Nie wiemy czy rośliny nie  
zużyły dostarczonej wody w całości dlatego, że było jej za dużo czy też  
dlatego, że została dostarczona w okresie, gdy jej nie potrzebowały.  
A może zachodzą jeszcze inne przyczyny?

Bilans wodny w opisywanej postaci jest obliczony na podstawie po-  
miarów wykonanych w rozmaitych punktach. Przychód określa się głów-  
nie z pomiarów prowadzonych na stacjach opadowych. Stacji tych, dla  
otrzymania wiarygodnych wyników, powinno być wiele na badanym ob-  
szarze i w jego otoczeniu. Przez interpolację i ekstrapolację uzyskuje się  
obraz izarytmiczny przychodu wody z opadów na danym terenie. Odpływ  
oblicza się na podstawie danych z notowań wodowskazowych w profilach  
ograniczających badany obszar. Mając dla wielolecia dwie dane (opad  
i odpływ) można obliczyć trzecią — parowanie.

Dane dotyczące rozchodu uzyskiwane są na obrzeżeniu badanego ob-  
szaru. Im większy obszar, tym trudniej uchwycić losy wody atmosferycz-  
nej dostarczonej temu obszarowi. Bezpośrednio mierzy się tylko tę jej  
część, która odpływa poza granice badanego obszaru. Przy badaniu obsza-  
rów mniejszych wzrasta znaczenie czynników pomijanych poprzednio —  
dopływu i odpływu podziemnego. Konieczna jest poza tym większa do-  
kładność wszystkich pomiarów.

Bilans wodny przedstawia wartości średnie całej zlewni, która w rze-  
czywistości nigdy nie jest jednorodna. W jej obrębie zróżnicowane są  
stosunki hipsometryczne, budowa geologiczna, gleby, szata roślinna, użyt-  
kowanie gruntów, a często i klimat. Wyniki badań mogą wykazać dokładną  
ilość wody, którą rozporządza się na całym danym obszarze, oraz tę, która  
w okresie badań była z obszaru oddawana. Nie wyjaśniają one jednakże  
obiegu wody w obrębie obszaru. Obserwacje stanowiące podstawę obliczeń  
muszą trwać przez okres wieloletni, natomiast wyniki nie mogą być eks-  
trapolowane na tereny sąsiednie bez ryzyka poważnych błędów.

Pomimo tych trudności prace prowadzone różnymi metodami dążą do poznania bilansu wodnego zlewni. Dokonywane są próby uchwycenia zależności, nawet dla krótkiego okresu czasu, pomiędzy elementami bilansu stosunkowo dobrze poznanymi (opad, odpływ i w pewnym stopniu parowanie), a elementami trudniejszymi do zbadania i uwzględnianymi do niedawna. Do tych zaliczyć można infiltrację oraz zmiany zasobów wodnych w glebie i retencję gruntową.

W przeważnej ilości prac poszczególne zlewnie stanowią obszar bilansowania. Najczęściej są to zlewnie duże (z dobrymi długoletnimi danymi odpływu), a zatem zlewnie pod każdym względem niejednorodne. Opracowania mniejszych zlewni w Polsce obejmują dotychczas niewielkie, wybrane wycinki terenu, których reprezentatywność dla regionów trudno jest wykazać bez dokładniejszych badań obszarów sąsiednich.

Nasuwa się więc pytanie, jakiego ujęcia bilansu wodnego należałoby poszukiwać, aby ominąć wszystkie wyżej wymienione niedogodności metod powszechnie stosowanych.

Zadowalające byłoby takie ujęcie liczbowe bilansu wodnego, które dawałoby informację o potrzebach wodnych i możliwościach ich zaspokojenia na dowolnie wybranym i szczegółowo określonym obszarze, w dowolnym przedziale czasowym. Należałoby szukać metody, która by wykazała, co się dzieje w każdym momencie z wodą dostarczoną przez opady. Kiedy zużywana jest przez rośliny, kiedy jej brak, a kiedy jest jej nadmiar. Jakimi drogami i w jaki sposób nadmiar wody wydostaje się poza obszar bilansowania. Taka metoda powinna dać możliwość określenia wszystkich wartości dla dowolnie wybranego punktu, a jednocześnie pozwolić na ekstrapolację i interpolację danych zależnie od zmieniających się w przestrzeni elementów środowiska.

Ważne byłoby wreszcie, aby opracowanie mogło być wykonane nie na podstawie długoletnich badań specjalnych, lecz w oparciu o dotychczas prowadzone obserwacje standartowe. Pozwoliłoby to, w oparciu o dane przeciętne, na wyodrębnienie regionów charakteryzujących się właściwym dla nich obiegiem wody.

Wydaje mi się, że istnieją dwie drogi do znalezienia metody spełniającej te warunki.

Jedna, to dokładne badanie bilansu wodnego gleby w warunkach naturalnych. Badania takie prowadzi się od wielu lat na świecie i w Polsce. Aby jednak osiągnąć wyniki porównywalne i nadające się do szerszego zastosowania i interpolacji potrzebne są długie serie jednorodnych obserwacji, prowadzone w dużej ilości punktów. Tylko wówczas będzie można znaleźć wymierny wpływ każdego z tych czynników, które kształtują bilans. Opublikowano już szereg prac, które od tej strony starają się rozwiązać problem bilansu wodnego większych obszarów [4, 69]. Ciągłe jednak brak jest odpowiedniej ilości punktów badanych tak, że prace te obej-

mują najczęściej dane pojedynczych zlewni dla stosunkowo krótkich okresów czasu.

Druga droga prowadzi do określenia bilansu w postaci odpowiadającej wyżej podanym wymogom drogą założeń teoretycznych. W tym przypadku trudno jest znaleźć rzeczywiste wartości poszczególnych składników bilansu. Znając jednak wielkość błędów, można wyodrębnić obszary o różnych typach bilansu. Tego rodzaju opracowania pozwalają na wybór terenów do badań szczegółowych i wskazują kierunki badań.

Można też badać zmienność wzajemnego oddziaływania składników bilansu w przekroju wieloletnim i zróżnicowanie typów bilansu na większym terenie w specjalnie wybranych charakterystycznych okresach np. w okresach susz lub nadmiarów wody.

Przykładem drogi prowadzącej do poznania bilansu wodnego w postaci przydatnej dla potrzeb rolnictwa jest metoda rozwinięta przez uczonych amerykańskich ze szkoły Thornthwaite'a.

#### CEL PRACY

Metoda bilansu wodnego Thornthwaite'a była, jak dotąd, stosowana dla obszaru Polski w bardzo ograniczonym zakresie (Olszewski, 1962 [53]). Wydaje mi się, że próba zbadania możliwości jej zastosowania dla charakterystyki bilansu wodnego w jego przestrzennym zróżnicowaniu i zmienności w czasie jest celowa i uzasadniona.

Ze względu na niezbyt dużą popularność metody bilansu wodnego Thornthwaite'a i Mathera w Polsce zreferuję dokładniej jej zasadnicze założenia i dotychczasowe zastosowanie. Konieczne to jest dla krytycznego ustosunkowania się do tej metody. Omówienia wymaga także jej stosunek do pokrewnych metod obliczania bilansu wodnego.

Dla pełniejszej oceny możliwości zastosowania metody uważam za konieczne:

a) Opracowanie dostępnego materiału podstawowego i obliczenie metodą Thornthwaite'a wskaźników bilansu dla stacji z terytorium Polski oraz kartograficzne przedstawienie wyników tego obliczenia.

b) Wykonanie próby rozwinięcia metody w oparciu o jej zasadnicze założenia i zastosowanie proponowanych innowacji do opracowania materiału z obszaru Polski.

c) Ocenę niektórych, nie dość ściśle przez autorów amerykańskich określonych właściwości metody, ważnych dla uzyskiwania wskaźników oraz możliwości i zakresu ich stosowania.

Wreszcie, wydaje mi się celowe dokonanie próby syntezy regionalnej, która mogłaby dać jakieś nowe dane na temat zróżnicowania warunków kształtujących bilans wodny na terenie Polski.

## BILANS WODNY W UJĘCIU THORNTHWAITA I METOD POKREWNYCH

### PODSTAWOWE ZAŁOŻENIA BILANSU I METODY OBLICZANIA JEGO ELEMENTÓW

W 1944 r. Thornthwaite zebrał wszystkie możliwe obserwacje dotyczące ewapotranspiracji potencjalnej i badał zależność między nimi a różnymi czynnikami klimatycznymi. W wyniku tych badań przedstawił wzór na ewapotranspirację potencjalną, odpowiadającą łącznym stratom na parowanie i transpirację w optymalnych warunkach wilgotności albo przy pełnym nasyceniu gleby. Wzór, zmodyfikowany następnie przez opuszczenie wilgotności względnej przybrał postać:

$$e = c \cdot t^a$$

we wzorze tym  $t$  — temperatura średnia danego okresu,

zaś  $a$  i  $c$  — współczynniki, które zmieniają się zależnie od sumy energii cieplnej otrzymanej przez daną stację średnio w ciągu roku.

W 1948 r. Thornthwaite przeprowadził nowy podział klimatów, oparty na opracowanym przez siebie schemacie bilansu wodnego [74]. Typy klimatów zostały wyróżnione i scharakteryzowane na podstawie współczynników cechujących bilans wodny danego obszaru. Thornthwaite zastosował zmodyfikowane pojęcie bilansu wodnego opartego na danych pochodzących ze standartowych obserwacji klimatycznych.

Bilans jest rozpatrywany zasadniczo dla powierzchni jednostkowej, tzn. powierzchni reprezentowanej przez daną stację meteorologiczną. Dla tej powierzchni określić należy wartości elementów klimatycznych, a także właściwości gleby i pokrycia roślinnego. W celu uzyskania bilansu dla dłuższego wycinka czasu rozpatrywane są okresy krótsze, dalej nazywane okresami jednostkowymi. Wśród nich wyróżnić można dwa typy zależności od tego, czy w danym czasie przeważa ewapotranspiracja potencjalna czy też opady.

Po przyjęciu za Thornthwaite'em następujących oznaczeń:

- $P$  — opad (suma dla danego okresu jednostkowego),
- $PE$  — ewapotranspiracja potencjalna,
- $AE$  — ewapotranspiracja rzeczywista,
- $S$  — zasoby wody w glebie,
- $\Delta S$  — zmiana zasobów (ubytek lub uzupełnienie strat),
- $R$  — wolne nadwyżki wody,
- $D$  — deficyt wody,

można zapisać dla okresu jednostkowego, w którym opady przeważają nad ewapotranspiracją potencjalną ( $P > PE$ ) następującą zależność pomiędzy elementami bilansu:

$$P = PE + \Delta S + R \quad \text{i} \quad PE = AE.$$

Równanie bilansu jest bardzo zbliżone do postaci klasycznej. Po stronie rozchodu widać jednak rozbieżność na  $\Delta S$  i  $R$ , których wartości są zależne od stanu nasycenia gleby. Dla gleby całkowicie nasyconej  $\Delta S = 0$ , zmiana zasobów nie występuje, a  $R$  można traktować jako ilość wody wsiąkającej w głąb i odpływającej powierzchniowo z terenu objętego bilansem. Dla gleby tylko częściowo nasyconej nadwyżka wody zostaje zużyta przede wszystkim na uzupełnienie zasobów gleby. Jeśli niedobory wody w glebie są większe niż  $P - PE$ , wówczas cały opad zostaje teoretycznie zużyty i wolna nadwyżka wody nie występuje a więc  $R = 0$ .

Dla okresu jednostkowego, w którym ewapotranspiracja potencjalna przeważa nad opadem ( $PE > P$ ), mamy następujące zależności:

$$PE = P + \Delta S + D, \quad \Delta S + P = AE, \quad PE - AE = D.$$

W tym przypadku opad zaspokaja jedynie część zapotrzebowania roślin. Uzupełnieniem koniecznym dla rozwoju roślin może być zapas wody zmagazynowanej w glebie.

W pierwszej koncepcji bilansu (1948) Thornthwaite ustalił średnią, jednolitą pojemność wodną gleby w strefie korzeniowej równą 100 mm. We wszystkich obliczeniach przyjmowano tylko tę wielkość. Do chwili wyczerpania się tego zapasu do 0, wielkość  $\Delta S$  równa była zapotrzebowaniu ( $P - PE$ ). Po całkowitym wyczerpaniu tego zasobu mógł nastąpić okres deficytów.

Było to jedno z najgoręcej krytykowanych założeń metody (Gentilli, Moindrot).

Nowy schemat metody, którego pełne ujęcie znajdujemy w pracy z 1957 r. [76], w znacznym stopniu zmienia procedurę obliczania ilości wody czerpanej z gleby, w okresach o niewystarczających opadach. Przede wszystkim zależnie od rodzaju gleb i typu pokrycia roślinnego maksymalna pojemność wodna gleby w strefie korzeniowej jest różnicowana. Thornthwaite i Mather [76] przedstawili tę zależność w postaci tabelki (tab. 1).

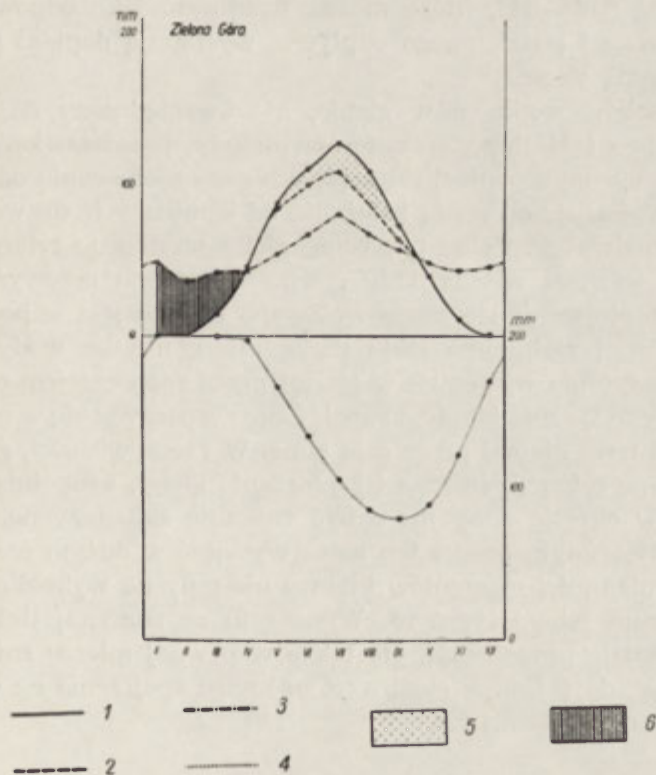
Prowizoryczne pojemności wodne z różnymi kombinacjami  
gleb i wegetacji

| Gatunek gleby   | Dostępna woda w mm | Strefa korzeniowa w m | Stosowalna pojemność w strefie korzeniowej w mm |
|---|--------------------|-----------------------|---|
| <b>Płytko zakorzenione uprawy (szpinak, groch, fasola, burak, marchew etc.)</b> |                    |                       |   |
| drobny piasek   | 100                | 0,50                  | 50  |
| glina drobno-piaszczysta  | 150                | 0,50                  | 75  |
| glina pylasta   | 200                | 0,62                  | 125   |
| glina ilasta  | 250                | 0,40                  | 100   |
| ił  | 300                | 0,25                  | 75  |
| <b>Średnio-głęboko zakorzenione uprawy (zboża, bawełna, tytoń)</b>              |                    |                       |   |
| drobny piasek   | 100                | 0,75                  | 75  |
| glina drobno-piaszczysta  | 150                | 1,00                  | 150   |
| glina pylasta   | 200                | 1,00                  | 200   |
| glina ilasta  | 250                | 0,80                  | 200   |
| ił  | 300                | 0,50                  | 50  |
| <b>Głęboko zakorzenione uprawy (alfa-alfa, pastewne, krzewy)</b>                |                    |                       |   |
| drobny piasek   | 100                | 1,00                  | 100   |
| glina drobno-piaszczysta  | 150                | 1,00                  | 150   |
| glina pylasta   | 200                | 1,25                  | 250   |
| glina ilasta  | 250                | 1,00                  | 250   |
| ił  | 300                | 0,67                  | 200   |
| <b>Sady</b>   |                    |                       |   |
| drobny piasek   | 100                | 1,50                  | 150   |
| glina drobno-piaszczysta  | 150                | 1,67                  | 250   |
| glina pylasta   | 200                | 1,50                  | 300   |
| glina ilasta  | 250                | 1,00                  | 250   |
| ił  | 300                | 0,67                  | 200   |
| <b>Gęsty stary las</b>  |                    |                       |   |
| drobny piasek   | 100                | 2,50                  | 250   |
| glina drobno-piaszczysta  | 150                | 2,00                  | 300   |
| glina pylasta   | 200                | 2,00                  | 400   |
| glina ilasta  | 250                | 1,60                  | 400   |
| ił  | 300                | 1,17                  | 350   |

Proces czerpania wody z przyjętego zapasu zależy nie tylko od zapotrzebowania wyrażonego wielkością różnicy  $P - PE$ , ale także od stanu zapasu. Przy pełnym nasyceniu gleby wyczerpywanie wody jest łatwiejsze, zmniejsza się zaś, gdy zapas jest naruszony. Po częściowym wyczerpaniu rośliny nie mają już możliwości pełnego zaspokojenia zapotrzebowania na wodę z gleby. Ewapotranspiracja rzeczywista jest mniejsza od potencjalnej o wielkość  $D$  (deficyt) już wówczas, gdy w glebie istnieje jeszcze pewna ilość wody, która może być wykorzystana w okresie późniejszym.

Aby dać charakterystykę bilansu wodnego dla opracowywanego odcinka czasu sumuje się wartości  $P$ ,  $PE$ ,  $AE$ ,  $R$  i  $D$  ze wszystkich okresów jednostkowych. Właściwym jednak obrazem bilansu dla danego punktu (czyli powierzchni jednostkowej) jest wykres, który pełniej przedstawia zmienność i współzależność tych elementów w ciągu rozpatrywanego okresu.

Z wykresu takiego wynika, że poszczególne elementy bilansu wodnego zmieniają się w ciągu roku w różny sposób. Na przykład dla Zielonej Góry (rys. 1) opad wykazuje dosyć dużą zmienność. Wyraźne maksimum



Rys. 1. Wykres bilansu dla Zielonej Góry: rok normalny  
 Użyte oznaczenia (odnoszące się do wszystkich rysunków w książce):  
 1 — ewapotranspiracja potencjalna, 2 — ewapotranspiracja rzeczywista, 3 — opady, 4 — stan zasobów wodnych w glebie, 5 — deficyt, 6 — wolne nadwyżki



lipcowe (81 mm) przewyższa minimum z lutego o 54 mm. Ewapotranspiracja potencjalna ma większą amplitudę od opadu. W okresie wiosennym *PE* gwałtownie rośnie od niewielkich wartości do wartości przewyższających 120 mm w okresie letnim. Tym samym przekracza znacznie przychód wody z opadów. W okresie jesiennym wartości *PE* szybko maleją. Według założeń metody, w okresie gdy średnie temperatury są niższe od 0, ewapotranspiracja potencjalna jest równa 0.

Ewapotranspiracja rzeczywista równa jest potencjalnej w okresie wiosennym. W lecie i wczesną jesienią opady i pobór wody z zapasu glebowego nie pokrywają zapotrzebowania roślinności i *AE* wykazuje wartości mniejsze od *PE*. Suma tych różnic z poszczególnych miesięcy daje roczną wartość deficytów dla Zielonej Góry. Na wykresie deficytom odpowiada obszar zawarty pomiędzy krzywymi *AE* i *PE*. W okresie późnojesiennym *AE* znów jest równa *PE*. Deficyt pojawia się więc tylko w okresie letnim, osiągając największe wartości późnym latem i wczesną jesienią.

Nadwyżki opadu występują dopiero w okresie pełnej jesieni i przez dłuższy czas są całkowicie zużywane na pokrycie ubytków zapasu glebowego. Wolne nadwyżki, które można traktować jako odpowiednik powierzchniowego i podziemnego odpływu, występują dopiero przy końcu zimy i wczesną wiosną.

Stan zasobów wodnych w glebie, nie uwzględniony na wykresach Thornthwaite'a i Mathera — autorów metody, przedstawiony został na omawianym rysunku poniżej osi rzędnych przy zachowaniu odpowiedniej podziałki. Wykazuje on ścisłą zależność od sumujących się wartości niedoborów i nadwyżek. Pełne nasycenie gleby występuje tylko w okresie zimowym i wczesną wiosną. Gdy ewapotranspiracja przewyższa opady, następuje zmniejszenie się zasobów. Tempo ubytku jest w początkowym okresie szybsze; wolniejsze staje się w miarę ubytku wody w glebie. Minimum nasycenia występuje w jesieni przed rozpoczęciem okresu uzupełniania. Teoretycznie biorąc, uzupełnianie rozpoczyna się w okresie późnej jesieni i trwa niemal przez całą zimę. W rzeczywistości, gdy weźmie się pod uwagę retencję śnieżną i zamarzanie gleby, uzupełnianie zapasu glebowego w okresie zimy może być znacznie zahamowane. Natomiast w okresie wiosennym proces ten może wystąpić w dużym nasileniu.

Obraz zmienności elementów bilansu ukazany na wykresie jest naturalnie obrazem schematycznym. Wynika to ze znacznej ilości założeń, które wprawdzie upraszczają, ale także w pewnej mierze zniekształcają rzeczywistość, dają jednak możliwość ogólnego spojrzenia na współzależność omawianych elementów.

Wartości liczbowe poszczególnych elementów dla okresów jednostkowych otrzymuje się w sposób następujący.

Sumy opadów dzienne, dekadowe lub miesięczne uzyskujemy z danych klimatycznych.

Evapotranspirację potencjalną  $PE$  oblicza się na podstawie tabel opracowanych przez autorów metody. Wzory, według których opracowano tabele opierają się na założeniu, że  $PE$  jest funkcją średniej temperatury danego okresu jednostkowego i średniej ilości energii otrzymanej w ciągu roku w danej stacji. Gdy

$$e = c \cdot t^a$$

współczynniki otrzymuje się z wzorów:

$$a = 0,49239 + 1792 \cdot 10^{-5} \cdot I - 771 \cdot 10^{-7} \cdot I^2 + 675 \cdot 10^{-9} \cdot I^3$$

$$c = 16 \left( \frac{10}{I} \right)^a \quad I = \frac{12}{\Sigma i} \quad i = \left( \frac{t}{5} \right)^{1,514}$$

Uzyskane przy pomocy tych wzorów wartości należy jeszcze skorygować przez pomnożenie przez współczynnik zależny od szerokości geograficznej i danej pory roku.

Zmiany zasobów wilgoci glebowej ( $\Delta S$ ) uzyskuje się w sposób następujący: gdy opad przewyższa ewapotranspirację potencjalną, a zasoby gleby są nieuzupełnione, całą nadwyżkę zalicza się na uzupełnienie zasobów wodnych gleby,  $P - PE = \Delta S$ .

Gdy opad jest niewystarczający,  $P < PE$ , wartość  $\Delta S$  odczytywana jest z tablic przy danej wartości  $P - PE$  i znanym stanie nasycenia wodą gleby. Wartość ta została ustalona empirycznie przez autorów metody. Tablice opracowano dla różnych klas pojemności wodnej gleby w strefie korzeniowej, określonej zależnie od typu gleby i rodzaju pokrycia roślinnego.

Przy rozpoczynaniu obliczeń bilansowych trzeba więc znać stan nasycenia gleby wodą lub zaczynać obliczenia przyjmując pełne nasycenie gleby. Obliczając bilans wodny dla roku średniego należy przez odpowiednie obliczenie korekcyjne stanu zasobów wodnych gleby doprowadzić do równego stanu zasobów dla końca i początku roku.

$AE$ ,  $R$  i  $D$  uzyskuje się dla okresów jednostkowych prostym rachunkiem przy pomocy wyżej podanych wzorów.

#### DOTYCHCZASOWE ZASTOSOWANIA METODY

Wielu uczonych z różnych krajów przyjęło metodę Thornthwaite'a jako podstawę dla opracowań różnego typu i dla różnych celów. Wypróbowano ją dla wszystkich niemal części świata.

Prace powstałe przy zastosowaniu najistotniejszych założeń tej metody można podzielić na dwie grupy.

Jedna obejmuje prace, w których wiernie zastosowano wszystkie założenia metody Thornthwaite'a i jego współpracowników. Prace te opierały

się najczęściej o koncepcję bilansu z 1948 r. (opublikowaną w popularnym i łatwo dostępnym *Geographical Review*), zajmując się głównie ogólnymi charakterystykami i podziałami klimatycznymi różnych regionów (Carter [9, 10], Erinc [21], Howe [28], Donciu [18]). Niekiedy na podstawie danych opracowanych w ten sposób wyciąga się wnioski dotyczące warunków naturalnych rolnictwa (Olszewski [52]) lub nawet opracowuje bilans wodny dorzecza (Alkhasab [1]).

Tylko niektóre z tych prac wnoszą do tej metody niewielkie zmiany albo ulepszenia, w postaci nowych sposobów graficznego przedstawienia wyników (Olszewski [52]) albo opracowania danych.

Druga grupa obejmuje prace uczonych, którzy przyjęli zasadnicze, najistotniejsze założenia teoretyczne lub formalne, lecz poszli drogą własnych poszukiwań, aby metodę Thornthwaite'a ulepszyć lub znaleźć jej nowe zastosowanie.

Tutaj należy przede wszystkim wymienić współpracowników Thornthwaite'a, którzy wnieśli do metody nowe pomysły i podali możliwości nowych zastosowań. Często opracowania te służyły do skorygowania metody bilansu wodnego przez samego autora i włączane były do opracowanych z Thornthwaite'em nowych koncepcji bilansu i sposobów jego obliczania.

J. R. Mather zajmował się zagadnieniem wody w glebie pod kątem widzenia poszukiwań właściwej metody dla oceny zapasu glebowego i możliwości wykorzystania go przez rośliny. Wspólnie z Thornthwaite'em opracował nową instrukcję do badań bilansu [76] i brał udział w dalszych pracach zmierzających do rozwoju metody i jej zastosowań [42, 43, 77].

Carter, Van Hycklama i Nakamura zajmowali się obliczeniami bilansów wodnych dla obszarów różnej wielkości [9, 10, 11, 27, 51], od niewielkich zlewni do całej kuli ziemskiej [26]. Prace tych trzech autorów dla szeregu małych zlewni w dorzeczu Delaware dążą do podania prognozy hydrologicznej na podstawie obliczeń bilansu metodą Thornthwaite'a. Przy wprowadzeniu odpowiednich poprawek, zależnych od charakteru rzeźby, budowy geologicznej, gleb i szaty roślinnej, a także od szczególnych cech klimatu (charakter opadów, trwałość szaty śnieżnej itp.), doszli do dużej zgodności w określaniu wielkości i reżimu odpływu obliczonego i pomierzonego.

Pengra i Engelbrecht [58, 20] opracowali system programowania maszyn matematycznych dla obliczania dobowego bilansu wodnego potrzebnego przy planowaniu nawodnień. Prace te znalazły bezpośrednie, praktyczne zastosowanie w USA.

Spośród innych badaczy, którzy odkryli nowe zastosowania metody i możliwości ulepszenia procedury obliczeniowej, można wymienić Malicka i Schultza. Malick [41] starał się uzupełnić i przystosować metodę bilansu dla celów rolniczych w strefie równikowej. Schultz [66] na podstawie obliczeń bilansowych przedstawił mapy wilgotności gleb

w Dolnej Nadrenii. Opracował także nowe graficzne ujęcie wyników obliczeń bilansowych.

Na zakończenie krótkiego przeglądu prac związanych z metodą bilansu wodnego Thornthwaite'a warto wymienić także publikacje, które choć nie opierają się całkowicie na założeniach metody Thornthwaite'a, są im jednak bardzo bliskie w sposobie podejścia do zagadnień bilansu wodnego.

H a u d e [25] opracował wartości  $PE$  i  $AE$  dla Niemiec.  $PE$  obliczał wzorami przez siebie znalezionymi, lecz podobnie jak Thornthwaite wyliczał je dla okresów jednostkowych i następnie znajdował wartości  $AE$  biorąc pod uwagę wysokość opadu i aktualny stan wilgotności gleby.

Radzieccy autorzy B u d a g o w s k i [7], S a w i n a [64] i G a l c o w [22] badali przyczyny susz i zmienność urodzajów upraw polowych w suchej strefie terytorium ZSRR. Znaleźli zależności pomiędzy ewapotranspiracją potencjalną, rzeczywistą i wilgotnością gleby. Ewapotranspirację potencjalną obliczali przy pomocy wzorów B u d y k i. Współczynniki empiryczne określono na podstawie badań w specjalnie założonych stacjach agroklimatologicznych. Pojęcie deficytu przyjęli jednak identyczne, jak u Thornthwaite'a; określali zmienność tej wartości z roku na rok i odchylenia od średniej wieloletniej. Znaleźli też ściśle związki pomiędzy wartościami deficytów i urodzajów każdego roku. Budagowski związał granice naturalnych stref roślinnych z obrazem przestrzennej zmienności średnich deficytów dla obszaru nadkaspjskiego.

M o h r m a n n i K e s s l e r [49] w celu określenia potrzeb wodnych rolnictwa europejskiego wykonali prawie identyczne jak u Thornthwaite'a obliczenia bilansowe dla 273 stacji.  $PE$  obliczali jednak wzorami T u r c a i obliczenia doprowadzili tylko do etapu, w którym można znaleźć roczne zapotrzebowanie na wodę z gleby i roczne wartości nadwyżek opadu. Do pracy dołączyli szereg map obrazujących średni rozkład tych wartości na obszarze Europy i prawdopodobieństwo wystąpienia większych niedoborów wody.

#### WSKAŹNIKI, KTÓRYMI MOŻNA CHARAKTERYZOWAĆ CECHY BILANSU WODNEGO DLA JEDNEJ STACJI

Jak już poprzednio zaznaczałem, wykres jest najpełniejszym obrazem charakteru i współzależności wszystkich czynników kształtujących bilans. Aby jednak znaleźć przestrzenne zróżnicowanie typów bilansu, trzeba stan przedstawiony na wykresie określić przy pomocy pewnych wymiernych wskaźników. Te, przyporządkowane następnie odpowiednim punktom na mapie, po interpolacji mogą dać obraz przestrzenny w postaci mapy izarytmicznej.

Thornthwaite i Mather używali do tych celów dwu wskaźników  $R$  i  $D$ , niekiedy powołując się na mapę  $PE$  (ewapotranspiracji potencjalnej) i opadów ( $P$ ). Dodawali do tych map zwykle szereg wykresów obrazujących

typy bilansu wodnego występujące na opisywanym terenie. Wskaźniki używane przez Thornthwaite'a [71] przy klasyfikacji klimatów, choć związane z bilansem wodnym i powstałe przez kombinację wyników obliczeń bilansowych, trudno uznać za takie, które w sposób bezpośredni charakteryzują przebieg elementów bilansu i jego typ.

Sądzę, że ograniczenie się do wyżej wymienionych wskaźników jest rezygnacją z niezmiernie bogatego i pożytecznego materiału, jaki dają obliczone przebiegi wszystkich elementów bilansu dla roku średniego. Istnieje wiele istotnych cech bilansu podobnie jak  $R$  i  $D$ , które dają się wyodrębnić przy pomocy analizy materiału dotyczącego bilansu wodnego danego punktu <sup>1</sup>, ujętego w postaci wykresu i tabeli. Wyodrębnienie większej ilości cech bilansu i ujęcie ich we wskaźniki w prostym znaczeniu przyrodniczym, zbadanie zróżnicowania przestrzennego tych cech bilansu może w dużym stopniu wzbogacić obraz rozmieszczenia typów bilansu i dać wartościowy materiał dla regionalizacji geograficznej ( $W$ ). Naturalnie, w zależności od celu badań można wyodrębniać i badać w przestrzennym ujęciu różne cechy bilansu.

Poniżej podaję te cechy bilansu, które wydają mi się warte wyodrębnienia i ujęcia w wymierne wskaźniki, nadające się do interpolowania. Odnoszą się one do bilansu opracowanego na podstawie danych średnich. Niektóre z nich można by zastosować dla charakterystyki bilansu konkretnego okresu. Należałoby niekiedy nieco inaczej zdefiniować ich pojęcie, a w pewnych przypadkach zmienić lub rozszerzyć ich zakres.

Wyodrębnione wskaźniki charakteryzujące bilans wodny dla określonego punktu można podzielić na trzy grupy: 1) charakteryzujące przebieg i współzależności wszystkich elementów, 2) niedobory wody, które występują w danym punkcie i 3) charakteryzujące nadwyżki wody.

Do pierwszej grupy można zaliczyć podstawowy wskaźnik bilansu  $P - PE$  i dane cechujące okresy charakterystyczne w rocznym przebiegu bilansu. Do drugiej — wszystkie wskaźniki dotyczące deficytów i ubytku wody z zapasu glebowego. Do trzeciej — wskaźniki charakteryzujące wolne nadwyżki i uzupełnianie zapasu wody w glebie.

#### WSKAŹNIKI CHARAKTERYZUJĄCE PRZEBIEG I WSPÓLZALEŻNOŚĆ WSZYSTKICH ELEMENTÓW BILANSU

Wskaźnik podstawowy  $P - PE$  charakteryzuje najogólniej warunki kształtowania się bilansu wodnego. Jeśli wartość jego jest ujemna, znaczy to, że nawet przy najoszczędniejszym gospodarowaniu wodą nie uniknie się wystąpienia deficytu. Obszar, na którym wskaźnik  $P - PE$  ma wartość dodatnią jest teoretycznie samowystarczalny; występujące w pewnych

---

<sup>1</sup> Bilans wodny w tym ujęciu odniesiony jest do powierzchni jednostkowej, bez podania wymiaru. Odnosi się to do jakiejś miejscowości, dla której mamy dane klimatyczne, do punktu na mapie — w odróżnieniu od bilansów w innych ujęciach odniesionych do ściśle określonej powierzchni.

okresach niedobory mogą być zaspokojone ze zretencjonowanych nadwyżek. Wskaźnik  $P - PE$  wiąże też wartości  $R$  i  $D$  poprzez równanie  $P - PE = R - D$  (dla roku normalnego).

#### Okresy charakterystyczne w rocznym przebiegu bilansu

Określając zmienność i współzależność wszystkich elementów bilansu w przekroju rocznym można wyodrębnić okresy, w których te elementy pozostają w pewnym wzajemnym stosunku.

- a) Okres wysychania ( $P < PE, S \rightarrow 0$ ).
- b) Okres uzupełniania ( $P > PE: S \rightarrow$  pełnego nasycenia,  $R = 0$ ).
- c) Okres nadmiarów ( $P > PE, \Delta S = 0, R > 0$ ).

Jak widać, warunki występowania poszczególnych okresów wiążą wszystkie elementy bilansu. W szczególności wynika z nich stan i zmiany zapasu wody w glebie oraz kierunek przemieszczania się wody w glebie.

W typowym dla warunków Polski przebiegu bilansu wodnego, opartego na danych średnich miesięcznych normalnych, poszczególne okresy następują kolejno po sobie.

Wiosną, gdy ewapotranspiracja potencjalna zaczyna przewyższać opady, rozpoczyna się okres wysychania. Trwa on do wczesnej jesieni, tzn. do okresu, w którym opady zaczną przewyższać ewapotranspirację potencjalną. Zależnie od obfitości opadów w okresie jesiennym i zimowym oraz od stopnia zużycia zapasu glebowego wody, okres uzupełniania trwa dłużej lub krócej aż do momentu osiągnięcia pełnego nasycenia gleby. Od chwili pełnego nasycenia gleby aż do rozpoczęcia następnego okresu wysychania trwa okres nadmiarów. Występują wtedy wolne nadwyżki wodne.

Wskaźniki charakteryzujące występowanie poszczególnych okresów mogą być różne. Do najprostszych należy długość trwania poszczególnych okresów. Istotne może być także określenie daty początku i końca każdego z okresów. Związanie tych dat odpowiednimi terminami odnoszącymi się do zjawisk fenologicznych i okresów gospodarczych może im nadać głębszy sens przyrodniczy.

#### WSKAŹNIKI DOTYCZĄCE NIEDOBORÓW WODY

Thornthwaite i Mather charakteryzują niedobory wody występujące w ciągu okresu bilansowego tylko przy pomocy jednego wskaźnika  $D$  — sumy wartości deficytów ze wszystkich okresów jednostkowych w ciągu okresu bilansowego. Dla pełniejszej analizy niedoborów wody pożyteczne mogą być jeszcze inne wskaźniki. Oprócz sumy deficytów ważny jest okres ich występowania, termin występowania największych deficytów i stopień koncentracji niedoborów w jakimś okresie.

Miarą występujących niedoborów jest także wyczerpywanie glebowego zapasu wody, a zatem ważne może być określenie terminu wielkości mini-

mum zapasu glebowego wody, szybkość wyczerpywania się zasobów wilgoci glebowej, dla roślin w pewnych warunkach nawet istotniejsza niż stan wysuszenia gleby. Można by się pokusić o wymierne określenie tego zjawiska na podstawie wykresu bilansowego. Sądzę jednak, że sugestie powinny wypłynąć od specjalistów uprawy roślin.

Wyznaczenie wskaźników tego typu należałoby oprzeć jednak na dokładnej znajomości procesu wyczerpywania zapasów wilgoci glebowej. Wydaje się, że w chwili obecnej znajomość ta nie jest dostateczna.

Wysunąć można jeszcze jeden wskaźnik, przydatny zwłaszcza w przypadku braku wolnych nadwyżek wody. Miarą braków wody w okresie uzupełniania jest niewątpliwie taka jej ilość, jaką należałoby dostarczyć, aby uzupełnić zapas wody w glebie do stanu pełnego nasycenia.

Wskaźnik tego rodzaju jest niewątpliwie prosty i posiada bezpośredni sens przyrodniczy. Może służyć zwłaszcza dla zróżnicowania i regionalizacji terenów o dużych niedoborach wody.

#### WSKAŹNIKI CHARAKTERYZUJĄCE NADMIARY WODY I PROCES UZUPEŁNIANIA ZAPASU GLEBOWEGO WODY

Jedynym wskaźnikiem tego typu podanym przez autorów jest  $R$  — suma wolnych nadwyżek w okresie bilansowania. Próbowali oni łączyć go z odpływem z badanego obszaru i starali się znaleźć schemat pozwalający uwzględnić wpływ retencji śniegowej na reżim wolnych nadwyżek.

Badanie tych zależności wydaje się trudne i ryzykowne ze względu na nieujęte w schemacie bilansu zjawisko spływu powierzchniowego, które może mieć niekiedy decydujący, a zawsze poważny wpływ na reżim i wielkość odpływu.

Celowe jeszcze byłoby znalezienie wskaźnika określającego sposób i tempo uzupełniania zasobów wodnych gleby, uszczuplonych w okresie wysychania.

\*

Opracowując materiał bilansowy dla terenu Polski wyliczyłem tylko niektóre ze wskaźników zaproponowanych powyżej dla wszystkich stacji. Poza podstawowymi wskaźnikami bliżej zająłem się wskaźnikami ogólnymi oraz tymi, które charakteryzują niedobory wody.

Zagadnieniem wymagającym odrębnego i dokładnego opracowania jest zastosowanie wyżej wymienionych wskaźników dla charakterystyki bilansów opracowanych na podstawie danych konkretnych, a nie wartości średnich, dla różnych okresów bilansowania, przy różnej długości okresów jednostkowych.

## MATERIAŁY I OBLICZENIA

Badania ograniczono do obszarów Polski poza terenami górskimi. W obliczeniach nie uwzględniono prawie stacji położonych powyżej 500 m n.p.m. Za pominięciem w opracowaniu obszarów reprezentowanych przez te stacje przemówiły następujące względy.

Dane opadowe i termiczne z takich stacji reprezentują tylko niewielkie obszary położone w pobliżu. Zmienność stosunków klimatycznych powodowana żywym rytmem rzeźby, zmienność stosunków wodnych, a także zróżnicowanie tych obszarów pod względem geologicznym, glebowym i pokrycia roślinnego utrudniłyby, a nawet wręcz uniemożliwiłyby prawidłową ekstrapolację i interpolację.

Nadto schemat bilansu wodnego w postaci przyjętej w metodzie Thornthwaite'a i Mathera zastosowany do obszarów górskich nie oddaje w pełni zróżnicowania stosunków wodnych istotnych dla życia roślin. W obszarach tych niezmiernie ważne stają się czynniki pomijane w tej metodzie — wpływ powierzchniowy i przemieszczanie się wody pod ziemią związane z orografią i warunkami geologicznymi terenu.

\*

Bilans wodny opracowano metodą podaną w poprzednim rozdziale, początkowo dla 104 stacji PIHM, dla których były dostępne dane termiczne i ombrometryczne (średnie normalne dla miesięcy). Dane termiczne zaczerpnięte z pracy G u m i ń s k i e g o i W i s z n i e w s k i e g o [81] a sumy opadów z tabel w *Atlasie Opadów w Polsce* Wiszniewskiego [2]. Na podstawie danych termicznych wyliczono współczynniki cieplne  $I$ , a następnie wartości  $PE$  dla poszczególnych miesięcy.

W celu zagęszczenia sieci interpolacyjnej na mapach poszczególnych wskaźników bilansu określono następnie wartości miesięczne  $PE$  dla dodatkowych 54 stacji, dla których były dostępne kompletne dane opadowe. Wartości te ustalono na podstawie map izarytmicznych sum  $PE$  dla poszczególnych miesięcy sporządzonych na podstawie danych ze 104 stacji.



Ilość i dobór 104 stacji były podyktowane dostępnością materiału podstawowego. Dodatkowo 54 stacje dobrano tak, aby uzyskać równomierną w miarę możliwości siatkę punktów na mapie, przy czym większość stacji dodatkowych umiejscowiona jest w obszarach o największych deficytach wody. Kierowano się tu chęcią lepszego ujęcia zagadnień bilansowych dla obszarów o szczególnie ostro występujących trudnościach związanych z brakiem wody.

Na obszarach górskich uwzględniono jedynie kilkanaście stacji położonych w większych kotlinach i dolinach. Zrezygnowano także z Gór Świętokrzyskich, które mimo małej wysokości bezwzględnej i niewielkiego obszaru stanowią region o cechach górskich.

Ilość uwzględnionych stacji wydaje się w zupełności wystarczająca. Różnice pomiędzy sąsiednimi stacjami przy wszystkich niemal rodzajach wskaźników są bliskie granicy błędu, uzyskany zaś obraz izarytmiczny jest ciągły i logiczny.

Istnieją jednak obszary o nieuzasadnionym zakłóceniu rozkładu wartości i układu izarytm. Poprzez dokładniejszą analizę materiału podstawowego i porównanie go ze stacjami sąsiednimi można pośrednio wnioskować o przyczynach tych odchyłeń. Nie mając na celu opracowania zbyt szczegółowego pominąłem przy konstrukcji map kilka punktów zakładając, że odchylenia spowodowane są bądź błędami pomiaru lub opracowania, bądź wpływem czynników lokalnych. Uwzględnienie tych punktów mogłoby tylko zniekształcić obraz ogólnych prawidłowości.

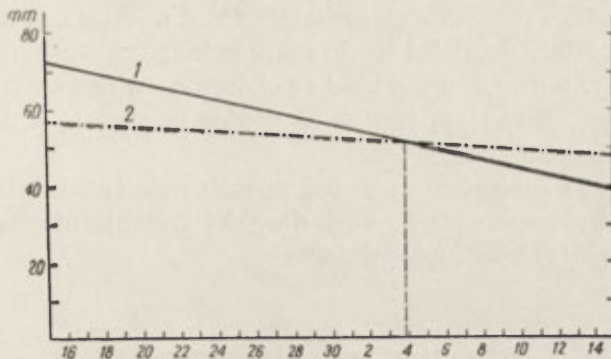
Dla wszystkich stacji sporządziłem tabelki według wzoru podanego w pracach autorów metody i wyliczyłem wszystkie wartości w rubrykach. Jako pojemność wodną gleby przyjąłem wartość stałą 200 mm. Przy wyznaczaniu ubytków wody z gleby wykorzystałem table z pracy *Instructions and Tables...* Thornthwaite'a i Mathera (op. cit.). Nie uwzględniłem jednak wpływu retencji śnieżnej.

Następny etap pracy polegał na określeniu niektórych z omówionych poprzednio wskaźników bilansu na podstawie gotowych tabel dla poszczególnych stacji.

#### OKRESY CHARAKTERYSTYCZNE

Daty początku i zakończenia okresu wysychania odczytywałem ze sporządzonego przez siebie nomogramu, który stanowi powiększenie odcinka wykresu bilansowego dla 1 miesiąca (rys. 2). Odczytana rzędna przecięcia wykresów *P* i *PE* dawała możliwość wyznaczenia dat początku i końca okresu wysychania.

Tego typu postępowanie opiera się na założeniach dosyć daleko upraszczających stosunki rzeczywiste. Założenia te pozwalają jednak na orientacyjne choćby przedstawienie interesujących wskaźników.



Rys. 2. Przykład diagramu do obliczania terminu zakończenia lub rozpoczęcia okresu wysychania (Zielona Góra: rok normalny)  
 PE IX — 73 mm, X — 39 mm, P IX — 57 mm, X — 48 mm  
 (objaśnienie oznaczeń patrz rys. 1)

Dokładne określenie końca okresu uzupełniania możliwe jest po określeniu wielkości  $t_2$  w równaniu:

$$\Delta S = \int_{t_1}^{t_2} (p - pe) dt$$

gdzie  $t_1$  — początek okresu uzupełniania,

$t_2$  — koniec okresu uzupełniania,

$\Delta S$  — ilość wody potrzebna do uzupełniania zapasu glebowego,

$pe$  — intensywność ewapotranspiracji potencjalnej rzeczywistej (w tym okresie),

$p$  — intensywność opadu.

W celu przybliżonego określenia daty zakończenia okresu uzupełniania przyjąłem też bardzo upraszczające założenia. Dla miesiąca, w którym według tabelki występuje uzupełnienie zapasu glebowego wody, przyjąłem

$$pe = \frac{PE}{30}$$

$PE$  — suma ewapotranspiracji potencjalnej dla danego miesiąca,

$$p = \frac{P}{30}$$

$P$  — suma opadu dla danego miesiąca,  $t_1 = 0$ .

Równanie przybrało więc postać

$$S = \frac{P - PE}{30} t_p.$$

Z rozwiązania tego równania otrzymałem dzień miesiąca, w którym zasoby wodne gleby zostały uzupełnione do stanu pełnego nasycenia.

Określone w ten sposób wartości są obarczone w pewnych przypadkach dużymi błędami, pozwalają jednak na ogólną orientację w długości trwania okresu uzupełniania.

Na podstawie znalezionych w ten sposób wskaźników dla wszystkich stacji można było sporządzić mapy długości trwania okresu wysychania i daty zakończenia okresu uzupełniania.

#### WSKAŹNIK PODSTAWOWY $P - PE$

Wskaźnik ten obliczono na podstawie sum średnich opadów i ewapotranspiracji potencjalnej. Po przyporządkowaniu znalezionych wartości odpowiednim punktom na mapie można było uzyskać obraz izarytmiczny.

#### WSKAŹNIK NIEDOBORÓW WODY

**Deficyty.** Wartości  $D$  dla wszystkich stacji obliczono ściśle według zaleceń i wzorów podanych w pracach autorów metody. Wartości te posłużyły do wykonania mapy deficytów.

Na podstawie tabelki dla poszczególnych stacji określiłem w których miesiącach występuje maksimum deficytów. Naniesienie tych danych na mapę pozwoliło na wyodrębnienie obszarów o różnym okresie występowania maksymalnych deficytów.

Pokuszono się także o przybliżone określenie stosunku maksymalnych deficytów występujących w jednym miesiącu do ogólnej sumy deficytów.

#### WSKAŹNIKI NADMIARÓW WODY

Dla wszystkich stacji określiłem wartość wolnych nadwyżek —  $R$ . Sporządziłem mapę izarytmiczną obrazującą zróżnicowanie przestrzenne tej wielkości.

## REZULTATY OBLICZEŃ I ICH GRAFICZNE UJĘCIE

Rezultaty obliczeń ujęte zostały w zbiorczą tabelę, na podstawie której wykonałem szereg map. Mapa pełniej i dokładniej przedstawia zróżnicowanie przestrzenne zjawiska niż opis słowny, toteż komentarz do map ograniczyłem do uwag metodycznych i do podania wartości skrajnych.

### SUMA ROCZNA *PE* — (Tabl. 1)

Wartości obliczonych na podstawie metody Thornthwaite'a sum rocznych ewapotranspiracji potencjalnej na terenie Polski wahają się w granicach od ok. 550 do nieco ponad 630 mm.

Najwyższe wartości — powyżej 620 mm występują w trzech obszarach. W Wielkopolsce największa ilość stacji ma tak duże wartości. Wszystkie one grupują się w obszarze środkowej Warty (wartości podano w mm):

|        |       |       |       |
|--------|-------|-------|-------|
| Poznań | — 634 | Śrem  | — 628 |
| Kalisz | — 624 | Łukom | — 621 |
| Gostyń | — 620 |       |       |

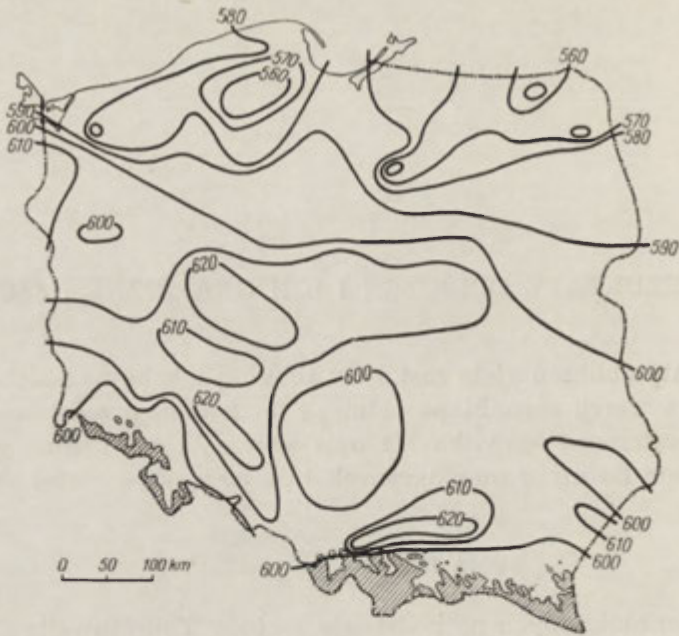
Na Dolnym Śląsku wartości tak wysokie występują w dwu miejscowościach:

|           |        |
|-----------|--------|
| Wrocławiu | — 631  |
| i Opolu   | — 625. |

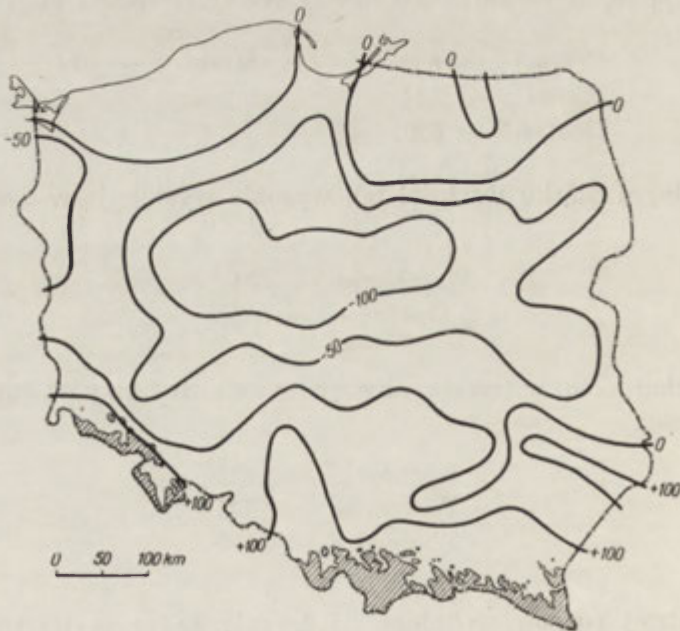
Na Podkarpaciu, w trzecim obszarze wysokich sum parowania, wystąpiły wartości:

|          |       |
|----------|-------|
| Kraków   | — 622 |
| Tarnów   | — 635 |
| Wadowice | — 630 |

Najbardziej rozpowszechnione na terenie kraju są wartości bliskie 600 mm. Tylko północna część Polski i obszary górskie odznaczają się wartościami niższymi.



Tabl. 1. Ewapotranspiracja potencjalna  
Suma roczna; izarytmy co 10 mm



Tabl. 2. Wskaźnik podstawowy  $P - PE$   
Izarytmy: -100, -50, 0, +100 mm

Najniższa obliczona suma roczna wystąpiła na Suwalszczyźnie — Duża Blenda — 545 mm, a na całym obszarze pojeziernym Polski północno-wschodniej przeważają wartości poniżej 570 mm. Na Pojezierzu Pomorskim ogólnie wartości  $PE$  są nieco wyższe, choć w Piaszczyńcu suma  $EP$  wynosi 555 mm.

W górach występują prawdopodobnie wartości jeszcze niższe. Najniższa obliczona suma roczna  $PE$  w Nowym Targu wynosi 557 mm.

#### WSKAŹNIK PODSTAWOWY $P - PE$ (Tabl. 2)

Mapa wskaźnika podstawowego  $P - PE$  pozwala wydzielić na terenie Polski dwa typy obszarów: tereny, gdzie dostawa wody z opadów przewyższa całkowite zapotrzebowanie na ewapotranspirację i te, gdzie ewapotranspiracja potencjalna jest większa od rzeczywistej niezależnie od rytmu dostawy wody.

Obszary bezwzględnych nadwyżek wody, gdzie wskaźnik  $P - PE$  ma wartość większą od 0 występują w południowej i północnej części Polski.

Zwarty obszar południowy rozciąga się od granicy państwa mniej więcej po równoleżnik 51. W ten obszar wcinają się od północy dwie zatoki deficytowe wzdłuż dolin Odry i daleko głębiej wzdłuż Wisły.

Na północy wartości dodatnie tego wskaźnika występują na obszarach pojezierzy — Pomorskiego i Mazurskiego z Suwalszczyzną.

Pozostałe obszary Polski cechują wartości ujemne wskaźnika  $P - PE$ . W środkowej części wartości te spadają nawet poniżej — 100 mm.

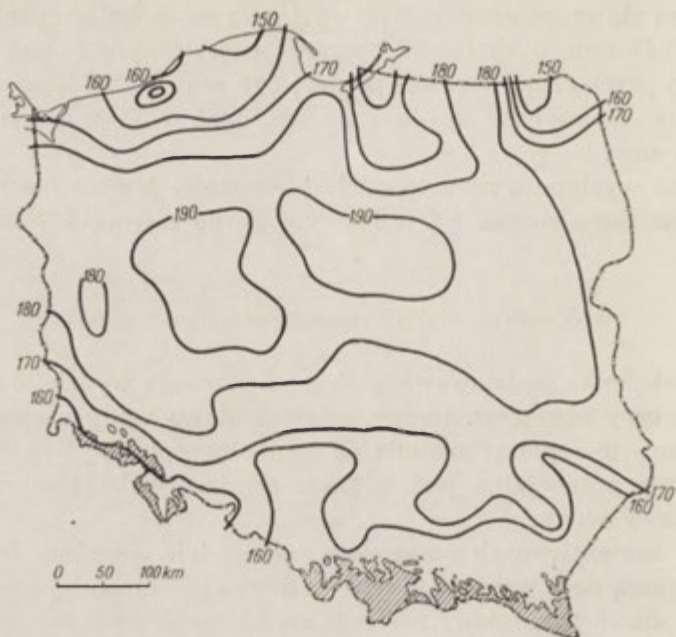
Mapy zróżnicowania przestrzennego ewapotranspiracji potencjalnej i wskaźnika podstawowego stanowiły pomoc przy konstrukcji i kontroli map wszystkich wskaźników bilansu. Dla tego celu zostały wykonane.

#### OKRESY CHARAKTERYSTYCZNE, CZAS ICH TRWANIA ORAZ DATY POCZĄTKU I KOŃCA

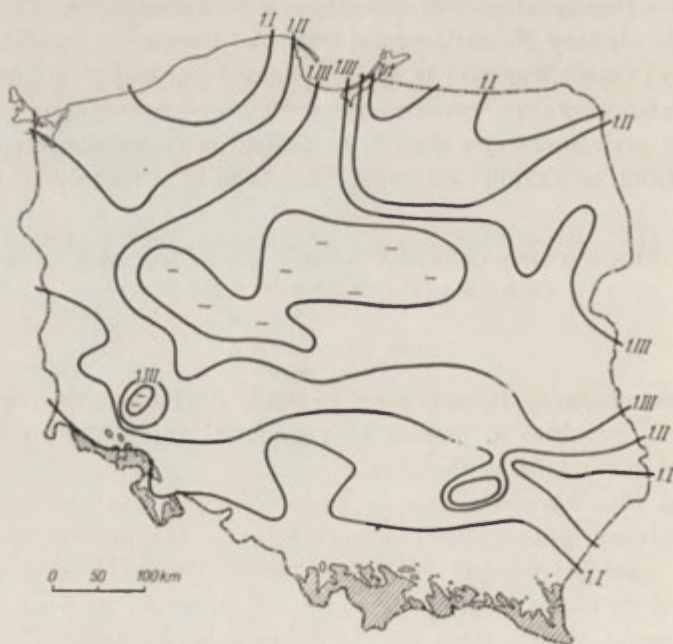
##### OKRES WYSYCHANIA

Na całym obszarze Polski, poza górami, długość okresu wysychania jest podobna, pomimo że pozostałe wskaźniki bilansu wykazują dosyć wyraźne zróżnicowanie regionalne.

Przyczyna tego zjawiska tkwi w podobieństwie wartości i przebiegów ewapotranspiracji potencjalnej. Przeciętnie na całym tym obszarze  $PE$  wzrasta od wartości poniżej 10 mm w marcu do około 90 mm w maju. Na ogół więc w ciągu kwietnia krzywa  $PE$  przecina krzywą obrazującą zmienność opadu. W tym miesiącu rozpoczyna się okres wysychania. Podobnie zjawisko to przedstawia się w jesieni. Od wartości ok. 70 mm we wrześniu suma  $PE$  maleje w ciągu października do wartości ok. 10 mm w listopadzie. Koniec okresu wysychania przypada zazwyczaj na paździer-



Tabl. 3. Długość okresu wysychania  
Izarytmy co 10 dni



Tabl. 4. Termin zakończenia okresu uzupełniania  
Izochrony co 1 miesiąc; minusami oznaczono obszar, w którym nie  
następuje uzupełnienie zasobów wilgoci glebowej do stanu pełnego  
nasylenia

nik. Zróżnicowanie regionalne zaznacza się w tym przypadku również słabo.

Jako przykład kartograficznego ujęcia tego wskaźnika podaję mapę długości okresu wysychania — Tabl. 3.

Okres wysychania trwa najdłużej — ponad 190 dni — w Wielkopolsce i w obszarze Środkowej Wisły. (Najwyższe wartości 199 dni — Płock i Poświętne, a 198 dni — Poznań, Szamotuły i Śrem). Na obszarze nizin Środkowej Polski długość jego wynosi przeciętnie ponad 180 dni, a więc około pół roku.

W terenach podgórskich długość tego okresu gwałtownie maleje aż do 0 w obszarach górskich, bardzo uprzywilejowanych w opady (np. Bielsko). Na obszarach pojezierzy, o małej ewapotranspiracji potencjalnej i dosyć obfitych opadach, okres wysychania skraca się niekiedy poniżej 150 dni. Najniższe wartości na tych obszarach — Koszalin 135 dni, Duża Blenda 148 dni i Poraj 142 dni.

#### OKRES UZUPEŁNIANIA

Długość trwania okresu uzupełniania zależy od dwu czynników: od wielkości opadów w okresie późnej jesieni i zimy (niekiedy nawet wczesnej wiosny) i od uszczuplenia zasobów wodnych gleby w okresie wysychania.

W najogólniejszym ujęciu obszary o małych opadach w okresie wysychania tracą najwięcej wody z zapasu glebowego, a w okresie uzupełniania stosunkowo wolno zapas ten regenerują.

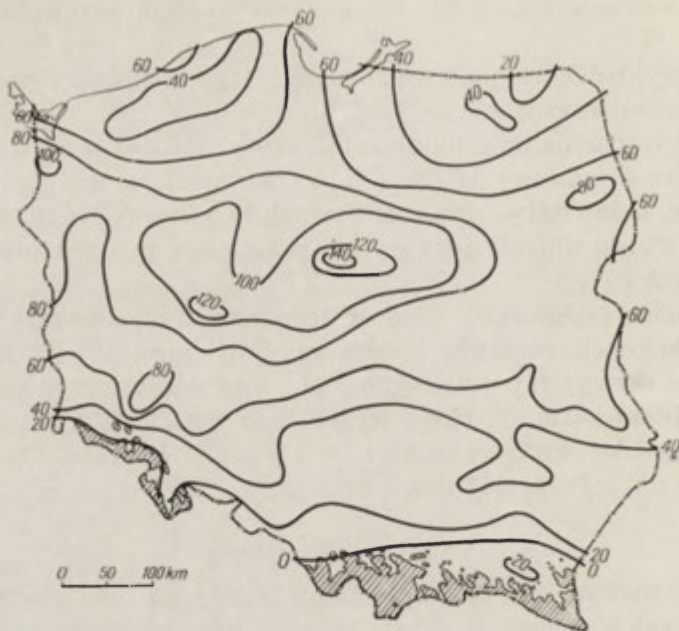
W bardziej szczegółowym podejściu, niewielkie na ogół regionalne zróżnicowanie sezonowości opadów w Polsce wpływa na wyraźne różnice w długości okresu wysychania. Zróżnicowanie przestrzenne tego czynnika stanowi interesujące uzupełnienie charakterystyki obszarów deficytowych.

Jako wskaźnik dla okresu uzupełniania wybrałem datę jego zakończenia. Daty rozpoczęcia tego okresu w warunkach polskich są niemal te same, a przeto długość jego trwania zależy bezpośrednio od daty zakończenia. Dlatego też wykonałem tylko mapę izochron terminu zakończenia okresu uzupełniania zasobów glebowych (tabl. 4).

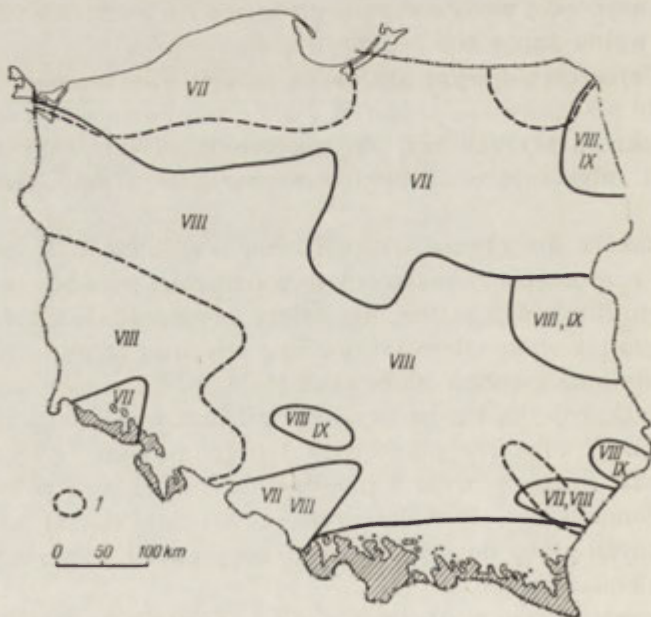
Mapa ta wskazuje na bardzo wyraźne zróżnicowanie tego zjawiska na terenie Polski. W obszarze północnym i południowym (góry i pogórze, Wyżyna Śląska, Roztocze wraz z przedpołem, centralna i północna część Pojezierza Pomorskiego, Suwalszczyzna i Nizina Pruska) uzupełnienie zasobów wodnych gleby do stanu pełnego nasycenia następuje przed końcem roku kalendarzowego.

W dużej części kraju uzupełnienie nie kończy się w zimie, lecz trwa aż do marca. To przedłużenie stwierdzamy na obszarach o minimalnych nadwyżkach 0 — 20 mm, które występują zarówno w Polsce centralnej, jak i we wschodniej.





Tabl. 5. Deficyty  
Izarytmy co 20 mm



Tabl. 6. Maksimum deficytów  
Cyframi rzymskimi oznaczono miesiące, w których następuje maksimum deficytów; 1 — obszary, na których maksymalne deficyty miesięczne stanowią ponad 33% sumy rocznej deficytów

Okres uzupełniania trwa najdłużej w regionie najbardziej deficytowym, gdzie nie występują wolne nadwyżki. Proces uzupełniania zapasów glebowych odbywa się tam aż do kwietnia, tj. do początku następnego okresu wysychania.

#### DEFICYTY (tabl. 5)

Wartości deficytów na terenie Polski wahają się od 0 do ponad 100 mm.

Wartość 0 występuje na całym obszarze górskim i w części podgórskiej, zarówno w Sudetach, jak i w Karpatach.

Najwyższe wartości deficytu występują w Polsce środkowej. Dla 13 stacji wartość *D* przekracza 100 mm. Są to (w mm):

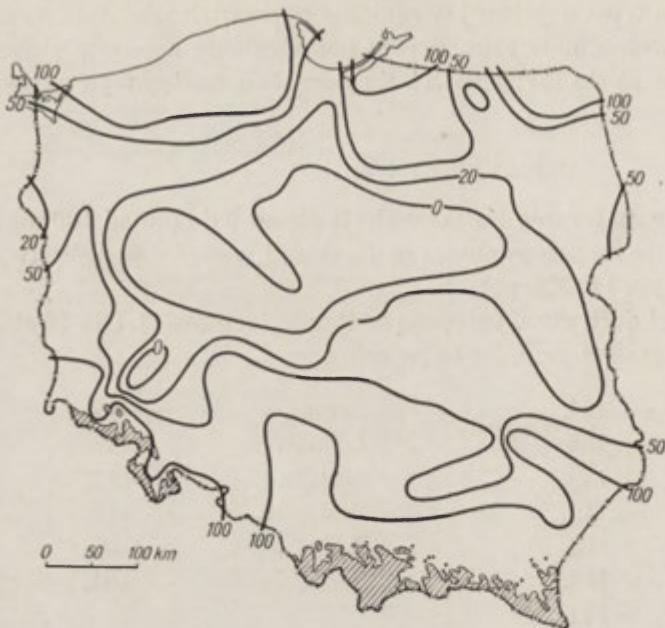
|             |        |          |        |
|-------------|--------|----------|--------|
| Włocławek   | — 151, | Srem     | — 157, |
| Płock       | — 136, | Łukom    | — 117, |
| Poznań      | — 117, | Modlin   | — 112, |
| Poświętne   | — 111, | Samocim  | — 110, |
| Uniejów     | — 102, | Koło     | — 101, |
| Szamotuły   | — 104. | Szczecin | — 101. |
| Chruszczewo | — 101, |          |        |

Wartości powyżej 80 mm występują szerokim pasmem w środkowej Polsce od Odry po Mazowsze. Odosobnione wyspy takich deficytów zarysowują się w okolicach Legnicy, Białegostoku i Tarnobrzegu (Rytwiany). Wschodnia część pasa Wielkich Dolin ma deficyty mniejsze niż zachodnia. Wyraźne minima występują na obu pojezierzach na Pomorskim (21 mm) i na Suwalszczyźnie (15 mm).

**Maksymalne deficyty miesięczne.** Na mapie przedstawiono termin występowania maksymalnego deficytu miesięcznego i jego wielkość (tabl. 6). Przy jej opracowaniu wzięto pod uwagę tylko różnice deficytów. Tam, gdzie suma deficytów jest rzędu kilku lub kilkunastu mm, ich roczny przebieg nie może być przedmiotem rozważań ze względu na rząd wielkości błędu, bliski różnicom deficytów z poszczególnych miesięcy.

Omawiany wskaźnik jest wyraźnie zróżnicowany regionalnie. W Polsce północnej i północno-wschodniej aż po północne Mazowsze maksymalne deficyty występują w lipcu.

Lipcowe maksimum deficytów najwyraźniej zaznacza się na Pojezierzu Pomorskim i Suwalszczyźnie, gdzie niedobory w tym miesiącu stanowią ponad 33% sumy całorocznej. Reszta Polski ma przeważnie miesięczne maksimum deficytów w sierpniu. Najsilniej zaznacza się ono w zachodniej części kraju — na Ziemi Lubuskiej, w Wielkopolsce i w znacznej części Dolnego Śląska. Na wschodzie kraju znajdujemy kilka stacji, w których maksimum deficytów przypada we wrześniu. Wyraźne letnie maksimum opadów i ciepła, lecz bardzo sucha jesień są zapewne przyczyną tego zjawiska.



Tabl. 7.  
Wolne nadwyżki  
Izarytmy: 0, 20, 50,  
100 mm

#### WOLNE NADWYŻKI — R (tabl. 7)

Na znacznym obszarze środkowej Polski oraz w okolicach Legnicy i Tarnobrzegu znajdują się stacje, dla których obliczona wartość wolnych nadwyżek wynosi 0. Jest to obszar największych braków wody w okresie uzupełniania. Dla tych stacji okres nadwyżek nie występuje, a gleba nie osiąga prawdopodobnie nigdy pełnego nasycenia.

Pozostały obszar można podzielić na trzy typy regionów.

Pierwszy stanowią regiony górskie, w których nadwyżki przewyższają znacznie 100 mm. Tylko w kotlinach mogą wystąpić wartości niższe. Obliczone nadwyżki dla niektórych stacji poniżej 500 mm wynoszą w mm: Bielsko — 428, Miłków — 253, Myślenice — 253.

W drugim typie regionów, poza górami i pogórzem, można wyodrębnić jeszcze kilka obszarów, gdzie wartości R przewyższają 100 mm. Największym z nich i najbardziej zwartym jest Pojezierze Pomorskie: Koszalin — 177 mm, Piaszczyzna — 123 mm.

Mniejszym obszarem tego typu jest także Wyżyna Śląska (Olesno — 153, Częstochowa — 114, Bytom — 154) oraz Suwalszczyzna: (Suwałki — 119, Duża Blendza — 189, Olecko — 124).

Odosobnione wartości powyżej 100 mm występują jeszcze: Na Rostoczu i jego przedpolu (Tomaszów, Lipa — 189), Nizinie Pruskiej (Braniewo — 103) i prawdopodobnie w Górach Świętokrzyskich, na co wskazywałyby dane z Kielc — 90 mm.

Trzeci typ regionów obejmuje pozostały obszar Polski, który cechują wartości pomiędzy 0 i 100 mm.

## BILANS KOLEJNYCH 10 LAT W WYBRANYCH STACJACH

### DOBÓR STACJI I MATERIAŁ DO OBLICZEŃ

Obliczenia wykonałem tylko dla 8 stacji. Staralem się dobrać stacje przedstawiające różne typy bilansu wodnego. Cztery z nich reprezentują obszar deficytowy Polski środkowej (Zielona Góra, Poznań, Warszawa i Lublin), dwie Polskę północną (Lębork i Suwałki) a dwie obszar Polski południowej (Wrocław i Kraków). Wybrane zostały stacje o długiej serii obserwacyjnej, aby wartości średnie można było uznać za normalne.

Posłużyłem się wyłącznie danymi publikowanymi. W związku z tym materiał użyty do obliczeń nie jest jednolity. Dane z lat 1951—1953 zaczerpnięto z *Przeglądów Zjawisk Atmosferycznych PIHM*, a dane z lat 1954—1960 z *Roczników Meteorologicznych*.

Początkową wartość zasobów wodnych gleby przyjęto z grudnia, z obliczeń dla roku normalnego. Ponieważ 1950 r. nie był rokiem ani wyjątkowo suchym ani mokrym, przeto wpływ tego założenia i możliwości związanych z nim odchyień w serii 10-letniej jest nikły. Wartości współczynnika *I* przyjąłem z obliczeń dla roku normalnego. Maksymalną pojemność wodną gleby przyjąłem, jak w obliczeniach dla danych normalnych, 200 mm.

### WYNIKI OBLICZEŃ DLA BILANSU 10 KOLEJNYCH LAT

Charakterystyczne elementy bilansu wodnego dla każdej stacji z okresu kolejnych 10 lat zestawiono w tabelach. Na podstawie szczegółowych tabel roboczych sporządzono wykresy bilansowe. Na wykresach, oprócz elementów zaznaczanych przez autorów metody, umieściłem w tej samej pozycji wykres stanów zasobów wilgoci glebowej, który został umieszczony pod osią rzędnych wykresu zasadniczego.

Opracowany okres 10-letni odbiegał znacznie od średnich wieloletnich. Wskazują na to odchylenia od średnich normalnych średnich sum *P* i *PE* z 10-lecia:

|              | PE     | P     |
|--------------|--------|-------|
| Lębork       | + 20,6 | + 1,2 |
| Suwałki      | — 4    | — 71  |
| Zielona Góra | — 5    | — 44  |
| Poznań       | — 23   | — 22  |
| Warszawa     | + 32   | — 61  |
| Lublin       | + 12   | + 22  |
| Wrocław      | — 10   | — 76  |
| Kraków       | + 17   | — 50  |

Mimo różnych znaków odchyień można stwierdzić, że był to okres suchy. Przyczyniły się do tego trzy lata wybitnie suche — 1951, 1953, 1959. Równorzędnych im lat mokrych nie znajdujemy w tym okresie.

Odchylenia były w niektórych przypadkach bardzo duże i zmieniające obraz bilansu opartego na średnich wieloletnich. Ilustruje to tab. 2. Jak

Tabela 2

Porównanie wskaźników bilansu opartego na obliczeniach z danych średnich z lat 1951—1960 i średnich wieloletnich

| Stacja       | Średnie dla okresu 1951—1960 |     | Średnie normalne wieloletnie |     |
|--------------|------------------------------|-----|------------------------------|-----|
|              | R                            | D   | R                            | D   |
| Lębork       | 93                           | 33  | 116                          | 34  |
| Suwałki      | 68                           | 47  | 119                          | 36  |
| Zielona Góra | 43                           | 65  | 81                           | 62  |
| Poznań       | 0                            | 112 | 0                            | 117 |
| Warszawa     | 0                            | 139 | 25                           | 76  |
| Lublin       | 31                           | 74  | 16                           | 68  |
| Wrocław      | 0                            | 92  | 32                           | 71  |
| Kraków       | 68                           | 33  | 110                          | 11  |

widać, odchylenia we wszystkich stacjach są duże, ale nie we wszystkich radykalnej zmianie uległ stosunek nadwyżek do niedoborów. Najistotniejsze zmiany wystąpiły w Warszawie i we Wrocławiu. Na podstawie wskaźników dla danych normalnych stacje te odznaczają się bilansem umiarkowanie deficytowym. Na tle danych z dziesięciolecia przedstawiają się one jako stacje o bilansie skrajnie deficytowym. W mniejszym stopniu odnosi się to do Zielonej Góry, Krakowa i Suwałk. Typ tej pierwszej z umiarkowanie nadwyżkowego zmienił się w umiarkowanie deficytowy, Suwałk i Krakowa ze zdecydowanie nadwyżkowych na umiarkowanie nadwyżkowe.

Najbardziej ogólne wnioski z przeglądu danych mogą być sformułowane analogicznie do wniosków Thornthwaite'a dotyczących przebiegu

bilansów sporządzonych dla różnych stacji Ameryki Północnej: zmiany z roku na rok w nadwyżkach wodnych i niedoborach w jednym miejscu są większe niż różnice średniego bilansu wodnego na różnych stacjach na obszarze wschodniej Ameryki Północnej, odległych o setki mil”.

Podobnie wygląda ten problem w Polsce. Ilustruje to tabl. 3. Różnice nadwyżek normalnych w 8 miejscowościach położonych w różnych częs-

Tabela 3

Odchylenia wskaźników bilansu z dziesięciolecia  
od wskaźników roku normalnego

| Stacja       | Wolne nadwyżki <i>R</i> obliczone na podstawie: |                           |            | Deficyty <i>D</i> obliczone na podstawie: |                           |            |
|--------------|---|---------------------------|------------|---|---------------------------|------------|
|              | średnich normalnych                             | 1 roku z okresu 1951—1960 |            | średnich normalnych                       | 1 roku z okresu 1951—1960 |            |
|              |   | <i>max</i>                | <i>min</i> |   | <i>max</i>                | <i>min</i> |
| Lębork       | 116   | 247                       | 65         | 34  | 145                       | 14         |
| Suwałki      | 119   | 220                       | 0          | 36  | 188                       | 8          |
| Zielona Góra | 81  | 164                       | 0          | 62  | 202                       | 33         |
| Poznań       | 0   | 97                        | 0          | 117                                       | 192                       | 21         |
| Warszawa     | 25  | 67                        | 0          | 76  | 251                       | 75         |
| Lublin       | 16  | 129                       | 0          | 67  | 161                       | 21         |
| Wrocław      | 32  | 78                        | 0          | 71  | 257                       | 28         |
| Kraków       | 110   | 282                       | 5          | 11  | 138                       | 6          |

ciach Polski wynoszą 119 mm (Suwałki i Poznań). Tylko 3 z tych stacji wykazały w dziesięcioleciu mniejszą zmienność nadwyżek rocznych. Jeszcze dobitniej zaznaczyła się różnica zmienności w czasie i przestrzeni w deficytach. We wszystkich stacjach różnice niedoborów są większe niż między 2 miejscowościami o skrajnych niedoborach normalnych (Poznań i Kraków).

Z zestawienia całości wyników obliczeń bilansów dla dziesięciolecia wynika jeszcze wyraźniej zmienność wskaźników dla każdej ze stacji, niezależnie od jej położenia i wskaźników bilansu dla wartości normalnych.

Zarówno tabela zbiorcza, jak i surowe materiały obliczeń przedstawiają materiał trudny do interpretacji. Wydaje się, że więcej wniosków można wyciągnąć z analizy wykresów.

Na podstawie wykresów (rys. 3, 4, 5) można się lepiej zorientować, w jakim stopniu wystąpienie w którymś roku takich lub innych wartości *R* lub *D* jest uzależnione od poszczególnych elementów bilansu. Wysokie lub niskie wartości któregośkolwiek wskaźnika zależą w większym stopniu od koincydencji odchyżeń od normy poszczególnych składników bilansu niż od średniej ich wartości w ciągu roku.

Tak więc niezwykle duży deficyt we Wrocławiu w 1953 r. — 257 wynika z sumujących się odchyień od normy wszystkich elementów. Opad w 1953 r. wyniósł we Wrocławiu 318 mm, czyli niewiele powyżej 50% normalnego (592), a *PE* — 685, a więc 54 ponad normę. Odchylenia od wartości normalnych w poszczególnych miesiącach są jeszcze wyższe. Np. opady wynosiły w październiku — 35%, w listopadzie — 35% i w grudniu 17% opadów normalnych. Do powstania wyjątkowej suszy przyczynił się także rok poprzedni, który był we Wrocławiu (w odróżnieniu od większości stacji w Polsce) bardzo suchy i nie nastąpiło wyrównanie braków wilgoci glebowej powstałych w posuszonym także roku 1951.

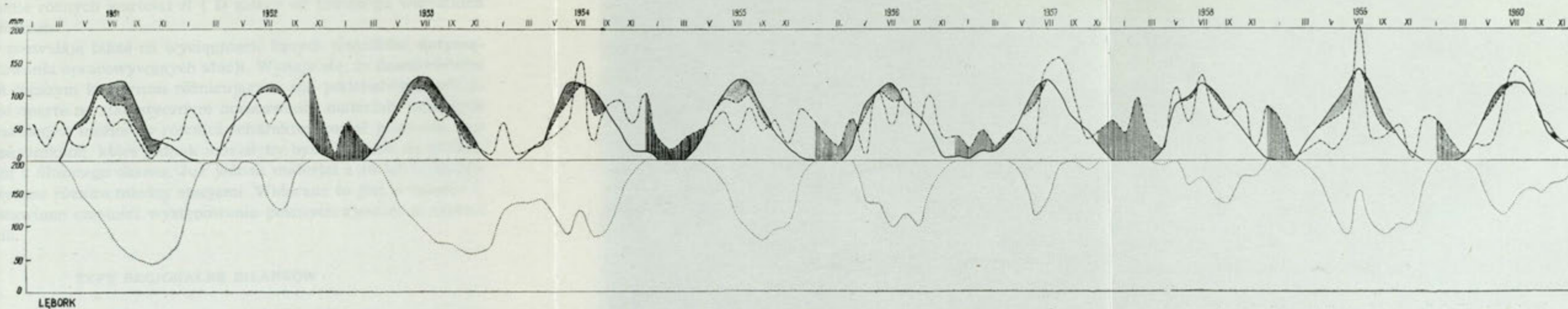
Podobnie wystąpienie dużych wartości wolnych nadwyżek w Poznaniu w 1957 r. (97 mm) było wynikiem zbiegu nietypowych odchyień wszystkich elementów. Tak więc opady w 1957 r. wyniosły 693 mm, tj. 134% normy, a *PE* — 591 mm, a więc 43 mm poniżej normy. Rok poprzedni odznaczał się też dużymi opadami (576 mm) i takim ich rozkładem, że zapasy wilgoci glebowej przed okresem wysychania w 1957 r. zostały uzupełnione do stanu pełnego nasycenia.

Tabela 4

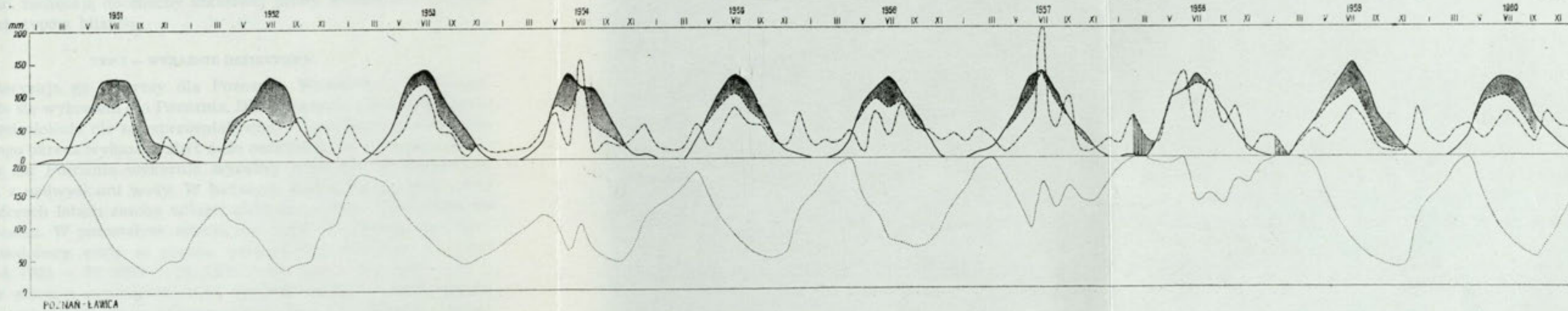
Typy regionalne bilansu

| Stacja       | Zasoby wilgoci glebowej w okr. uzupełniania |                         | Stan zasobów wody w okresie wysychania obniżył się |                  | Nadwyżki w okresie nadwyżek wyniosły |       |        |
|--------------|---|-------------------------|--|------------------|--------------------------------------|-------|--------|
|              | nieuzupełnione do st. nas.                  | uzupełnione do st. nas. | poniżej 50% nas.                                   | poniżej 25% nas. | 20 mm                                | 50 mm | 100 mm |
| Lębork       | 1   | 9                       | 6  | 1                | 9                                    | 8     | 6      |
| Suwałki      | 2   | 8                       | 7  | 3                | 8                                    | 6     | 6      |
| Zielona Góra | 3   | 7                       | 9  | 4                | 6                                    | 5     | 4      |
| Poznań       | 6   | 4                       | 9  | 6                | 2                                    | 1     | 0      |
| Warszawa     | 5   | 5                       | 10   | 7                | 4                                    | 1     | 0      |
| Lublin       | 2   | 8                       | 9  | 3                | 5                                    | 4     | 2      |
| Wrocław      | 6   | 3                       | 8  | 5                | 2                                    | 1     | 0      |
| Kraków *     | 0   | 9                       | 7  | 2                | 7                                    | 6     | 3      |

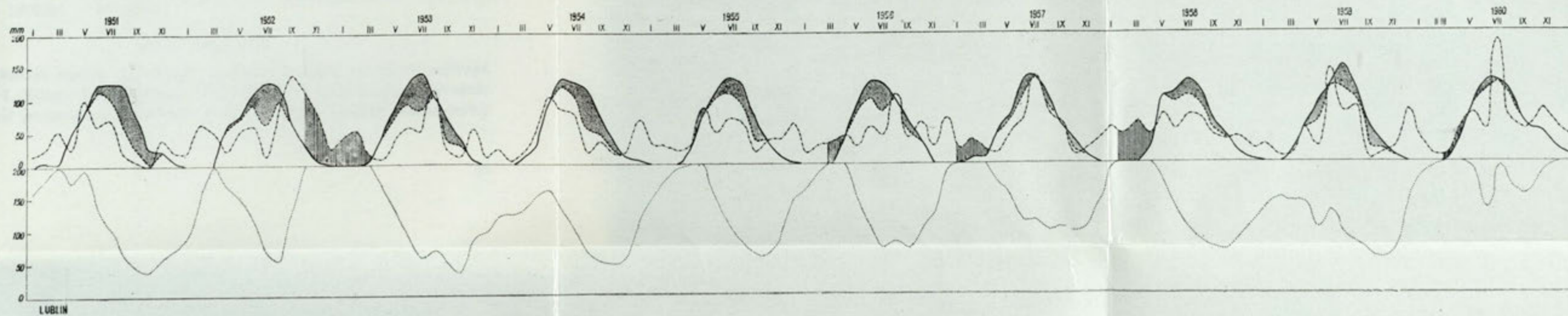
\* Zestawienie obejmuje 9 lat (1952—1960).



Rys. 3. Zmienność elementów bilansu w dziesięcioleciu 1951—1960, Lębork (objaśnienie oznaczeń patrz rys. 1)



Rys. 4. Zmienność elementów bilansu w dziesięcioleciu 1951—1960, Poznań



Rys. 5. Zmienność elementów bilansu w dziesięcioleciu 1951—1960, Lublin



Przegląd wykresów dla dziesięciolecia pozwala wyjaśnić, w jakim stopniu wystąpienie różnych wartości  $R$  i  $D$  zależy od przebiegu wszystkich elementów bilansu.

Wykresy pozwalają także na wyciągnięcie innych wniosków, dotyczących zróżnicowania opracowywanych stacji. Wydaje się, że dziesięcioletni przebieg jest lepszym kryterium różnicującym, niż jakiegokolwiek wskaźniki lub dane oparte na statystycznym opracowaniu materiału kolejnych lat. Typy przebiegów można by również scharakteryzować pewnymi wymiernymi wskaźnikami, które jednak musiałyby być obliczone na podstawie materiału z dłuższego okresu. Już jednak materiał z 10 lat wykazuje charakterystyczne różnice między stacjami. Widoczne to jest w tabelce 4, w której zestawiono częstości występowania pewnych zjawisk w okresie dziesięciolecia.

#### TYPY REGIONALNE BILANSÓW

Materiał opracowany dla poznania przebiegu bilansów jest bardzo szczupły. Dotyczy tylko 8 stacji i krótkiego okresu czasu. Przebiegi te opracowano dla jednej tylko pojemności wodnej gleby. Pomimo to uzyskane wyniki zachęcają do choćby szkiecowej próby wydzielenia różnych regionalnych typów bilansu.

#### TYP I — WYRAŹNIE DEFICYTOWY

Charakteryzują go wykresy dla Poznania, Wrocławia i Warszawy. Bliżej zajęto się wykresem dla Poznania. Dla Wrocławia i Warszawy przebiegi z dziesięciolecia nie są reprezentatywne — wartości danych klimatycznych tego okresu wykazują zbyt duże odchylenia od normalnych.

Wykres dla Poznania wykazuje wyraźną przewagę lat posusznych nad latami z nadwyżkami wody. W badanym dziesięcioleciu 1951—1960 tylko w czterech latach zasoby wilgoci glebowej zostały uzupełnione do stanu nasycenia. W pozostałych sześciu nie doszło do pełnego nasycenia gleby, a niedobory wody w okresie uzupełniania wyniosły (w mm): w 1951 — 4, 1952 — 70, 1953 — 21, 1954 — 84, 1955 — 20, 1956 — 1.

Podczas okresów wysychania stan zasobów wodnych gleby spadał 6-krotnie poniżej 25% stanu pełnego nasycenia i aż 9-krotnie poniżej 50%. Deficyty były bardzo duże, 7 razy przekroczyły wartość 100 mm. Wolne nadwyżki wody wystąpiły 4-krotnie, lecz tylko 2 razy przekroczyły 20 mm (w 1957/58 — 97 mm).

#### TYP II — POŚREDNI

Na podstawie analizy przebiegów dziesięcioletnich można tu zaliczyć bilanse dla Lublina i Zielonej Góry. Wykresy dla tych dwu stacji wyraźnie różnią się od pozostałych. Pomiędzy nimi zaś można znaleźć pewne cechy podobne.

W ciągu dziesięciolecia występują w obu stacjach przypadki nieuzupełnienia zapasu wilgoci glebowej do stanu nasycenia (Lublin 2 razy, Zielona Góra 3 razy). Stan zasobów wodnych gleby w okresach wysychania spada z reguły poniżej 50% stanu nasycenia, rzadziej natomiast poniżej 25% (Lublin 3, Zielona Góra 4 razy).

Po każdym prawie okresie uzupełniania następuje okres nadmiarów — w Lublinie 8 razy, w Zielonej Górze 7 razy. Wysokość wolnych nadwyżek różnie się kształtuje w obu stacjach. W Lublinie 5 razy przewyższyły one 20 mm, 4 razy 50 mm i 2 razy 100 mm, w Zielonej Górze 6-krotnie przekroczyły 20 mm, 5 razy 50 mm i aż 4 razy 100 mm.

W obu stacjach lata posuszne przeplatane są występującymi często latami wilgotniejszymi. Deficyty w okresie wysychania są duże: ponad 100 mm wystąpiły w Lublinie 6 razy, a w Zielonej Górze 4 razy. Maksymalny deficyt w Zielonej Górze wyniósł 202 mm (1959 r.). Braki wody w zapasie glebowym są jednak najczęściej wyrównywane w okresie uzupełniania, a po nich następuje okres nadmiarów dający spore wartości wolnych nadwyżek.

#### TYP III — NADWYŻKOWY

Można do tego typu zaliczyć 3 stacje: Kraków, Lębork i Suwałki. Przebiegi różnią się między sobą, lecz cechą łączącą je w jeden typ jest częste występowanie znacznych nadwyżek wolnych. Cechą tą różnią się one wyraźnie od typów poprzednio omówionych.

W wykresach tych stacji znajdujemy także odbicie lat wybitnie posusznych, jednak ich skutki zaznaczają się inaczej niż w wyżej omówionych wykresach. Z reguły zapas wody w glebie po każdym okresie wysychania zostaje w ciągu okresu uzupełniania doprowadzony do stanu pełnego nasycenia. Podczas wymienionego 10-lecia, nieuzupełnianie zasobów wilgoci glebowej do stanu pełnego nasycenia wystąpiło w Suwałkach 2 razy i w Lęborku 1 raz, lecz są to wypadki spowodowane wyjątkowo niekorzystnymi warunkami: Lębork miał w 1953 r. opady wysokości 520 mm (79% normalnych), ale w okresie uzupełniania wynosiły one — w październiku 41% normy, w listopadzie 45% normy, a w grudniu 34% normy.

Podobnie w Suwałkach — w 1951 r. opad wynosił 437 mm, tj. 66% normy, a *PE* było wyższe o 10 mm od normy; w 1953 r. opad 334 mm stanowił 51% normy, a *PE* było wyższe o 27 mm.

W Krakowie nie spotykamy przypadku nieuzupełnienia zasobów wodnych gleby do stanu pełnego nasycenia.

We wszystkich trzech stacjach zdarzają się duże deficyty, lecz są to przypadki rzadkie. Deficyty ponad 100 mm wystąpiły w Suwałkach czterokrotnie, a w Krakowie i w Lęborku po dwa razy. W poprzednich dwóch typach tak niskich deficytów nie spotyka się wcale.

Stan zasobów wodnych gleby spadł 50% poniżej stanu nasycenia w Krakowie i Suwałkach po 7 razy, a w Łęborku 6 razy. Obniżenie się poniżej 25% tego stanu wystąpiło w Krakowie 2 razy, w Suwałkach 3 razy, w Łęborku tylko 1 raz.

Na podstawie przebiegów wieloletnich omawianego typu można więc wyodrębnić różne typy bilansu wodnego w Polsce. Znajomość rozprzestrzenienia tych typów byłaby niezmiernie cenna, zwłaszcza dla analizy okresów posusznych i nadmiernie wilgotnych.

Nasuwa się zatem pytanie, czy bilans obliczony na podstawie danych średnich normalnych odzwierciedla też ten typ. W razie pozytywnej odpowiedzi, można by w oparciu o wyliczenia ze średnich normalnych pokusić się o wyodrębnienie na obszarze Polski regionów o charakterystycznym typie bilansu wodnego gleb.

W celu wyjaśnienia tego zagadnienia przeanalizowano dziesięcioletnie przebiegi dla 8 stacji w zestawieniu z wartościami wskaźników bilansu uzyskanymi z obliczeń bilansowych dokonanych na podstawie wartości średnich z tego dziesięciolecia. Wyniki przedstawia tab. 5.

Tabela 5  
Typy regionalne bilansu i wskaźniki dla roku normalnego

| Stacja       | D   | R  | Typ bilansu<br>(z 10 lat) |
|--------------|-----|----|---------------------------|
| Poznań       | 112 | 0  | deficytowy                |
| Warszawa     | 139 | 0  | deficytowy                |
| Wrocław      | 92  | 0  | deficytowy                |
| Zielona Góra | 65  | 43 | przejęciowy               |
| Lublin       | 74  | 31 | przejęciowy               |
| Łębork       | 33  | 93 | nadmiarowy                |
| Suwałki      | 47  | 68 | nadmiarowy                |
| Kraków       | 33  | 68 | nadmiarowy                |

Wydaje się, że powiązanie wskaźników z wydzielonymi typami bilansów jest dosyć wyraźne. Wobec tego nasuwa się ogólny wniosek, że w naszych warunkach klimatycznych zróżnicowanie wskaźników bilansu opracowanych na podstawie danych średnich z wielolecia pozwala na zróżnicowanie typów przebiegów bilansu w ciągu tegoż wielolecia. Na podstawie opracowanych przebiegów można te związki określić z pewnym przybliżeniem. Dla dokładniejszej analizy zjawiska i ściślejszego określenia zależności należałoby opracować długie serie obserwacyjne z większej ilości punktów przy różnych warunkach glebowych.

## DYSKUSJA NIEKTÓRYCH ZAŁOŻEŃ METODY I UZYSKANYCH WYNIKÓW

Przed omówieniem wniosków, jakie nasuwają wykonane mapy i wyniki liczbowe, celowe jest przeanalizowanie uzyskanych wartości. Pozwoli to lepiej ocenić prawidłowość wyników i możliwość dalszego ich stosowania.

Analizą obejmowana będzie:

a) zależność uzyskanych wyników od przyjętych wartości elementów podstawowych. Granice błędów i okoliczności ich powstawania,

b) istotna treść wskaźników bilansu; ich zależność od danych podstawowych,

c) związki pomiędzy wskaźnikami uzyskanymi na podstawie wartości średnich wieloletnich i średnich wartości z konkretnych okresów.

### ELEMENTY BILANSU

#### OPAD

Materiałem wyjściowym są opady średnie miesięczne za okres 1891—1930 opublikowane przez W i s z n i e w s k i e g o [2].

Ocena wartości tego materiału nie jest zadaniem niniejszej pracy. Przyjęto go, ponieważ stanowi jedyną, jednolitą serię danych opadowych dla Polski. Zakładając jego poprawność, należy zastanowić się nad przydatnością standartowych danych opadowych dla omawianej metody.

W obliczeniach bilansowych metodą Thornthwaite'a przyjmuje się, że z opadu, który otrzymuje dany obszar, część wraca do atmosfery, a reszta zasila glebę, o ile ta nie jest nasycona wilgocią. Założenie takie nie jest zgodne z rzeczywistością, gdyż — jak wiadomo — spływ powierzchniowy może odbywać się nawet wówczas, gdy gleba zdolna jest jeszcze chłonać wilgoć. Niestety, brak na razie podstaw dla liczbowego określenia spływu przy różnym nasyceniu gleby w zależności od typu rzeźby, pokrycia roślinnego i rodzaju opadu. Podobnie trudno jest określić ilość wody, która trafia do gleby w czasie roztopów, podczas gdy gleba jeszcze nie rozmarzła.

Schemat bilansu nie uwzględnia też powrotu do gleby wody, która przeniknęła już do głębszych warstw. Zjawisko to zachodzić może na

większą lub mniejszą skalę, zwłaszcza na terenach niżowych. Nie uwzględnia się też po stronie przychodu wody z osadów i kondensacji pary wodnej wprost w glebie.

Tak więc wartości przyjmowane w bilansie jako przychód wody są obarczone błędami. Jedne błędy pomniejszają, inne powiększają rzeczywiste wartości. Wielkości deformacji przy obecnym stanie wiedzy nie można oznaczyć. Podkreślić wypada, że część z przytoczonych zastrzeżeń odnosi się również do pozycji przychodu w klasycznym bilansie wodnym.

#### POJEMNOŚĆ WODNA GLEBY W STREFIE KORZENIOWEJ I RYTM WYCZERPYWANIA ZASOBÓW WODNYCH GLEBY

Jednym z najzacieklej atakowanych punktów w metodzie bilansu wodnego Thornthwaite'a i Mathera było przyjęcie jednolitej pojemności wodnej gleby dla wszystkich stacji, dla których wykonywano obliczenia bilansowe. W tym też punkcie autorzy poważnie zmodyfikowali swoją metodę. Założenia, które uzasadniają zastosowany przez autorów sposób obliczania są następujące:

1) Można przyjąć dla większego obszaru określoną pojemność wodną gleby w strefie korzeniowej. Wartość ta, stała w ciągu roku, reprezentuje warunki przeciętne panujące na danym obszarze.

2) Proces wyczerpywania się zasobów wodnych gleby, gdy opady nie są dostatecznie obfite, zależy tylko od deficytu  $PE - P$  i stanu zasobów wodnych w glebie (w stosunku do pełnego nasycenia).

3) Gdy gleba jest nasycona lub prawie nasycona, intensywność wyczerpywania jest największa. Ze zmniejszaniem się zasobów intensywność oddawania wody również się zmniejsza.

Przed osądzeniem, czy powyższe założenia tak odbiegają od warunków rzeczywistych, że dyskwalifikują metodę, należy rozważyć cel obliczeń bilansowych i inne sposoby ujmowania omawianego problemu. Jeśli dąży się do oceny i porównania warunków kształtowania się bilansu wodnego na pewnym obszarze, konieczne jest uzyskanie możliwie jednolitego materiału porównawczego dla całego opracowywanego obszaru. Należy przeto wyeliminować czynniki lokalne, oraz te, których zmienność powoduje modyfikację bilansu, niezależnie od przyrodniczych warunków kształtujących go (np. sposób uprawy, rodzaje upraw).

Tymczasem większość prac dotyczących tego zagadnienia zajmuje się opisową analizą zjawisk zachodzących w wybranych punktach o ściśle określonych warunkach wegetacji konkretnych roślin. O zagadnieniu trudno dać syntezę, gdyż wnioski różnych badaczy, oparte na badaniach w różnych punktach, są często diametralnie różne (V i e h m a y e r i H e n d e r i c k s o n [80]) lub wskazują na niczyją złożoność i niewymierność różnych czynników, które warunkują zjawisko zużywania zasobów wodnych gleby przez rośliny (D r e i b e i b l i s i A m e r m a n [19], K u t e r a

[34], Kalman [30], Bierhuizen [6], Makkink i Van Hemst [40], Slayter [68], Matul [47]).

Dla celów postawionych w niniejszej pracy przyjęcie wyżej wymienionych założeń wydaje się nie tylko dopuszczalne, lecz nawet nieodzowne, ponieważ:

1) Pojemność wodną gleby i rytm wyczerpywania się zasobów określono na podstawie badań lizymetrycznych, które w przybliżeniu odpowiadają pewnym konkretnym warunkom.

2) Warunki odpowiadające użytej w pojemności wodnej gleby (200 mm) należą zapewne w Polsce do najpowszechniejszych. Zachodzą przy glebach średnich, piaszczysto-gliniastych, gliniastych lub lessowych, które nie mają stałego kontaktu kapilarnego z wodami gruntowymi i są zajęte pod uprawy zbożowe.

3) Uzyskane wartości liczbowe dla założonych warunków przeciętnych można łatwo przeliczyć na wartości dla konkretnych warunków takiego obszaru, którego gleby mają odmienną pojemność wodną.

4) Pewne charakterystyczne cechy bilansu wodnego, wyliczone przy pomocy omawianej metody, są niezależne od pojemności wodnej gleby.

#### EWAPOTRANSPIRACJA POTENCJALNA

Literatura poświęcona parowaniu jest bardzo obszerna i stale pojawiają się nowe prace z tego zakresu. Opracowano szereg metod bezpośredniego pomiaru ewapotranspiracji i wiele sposobów obliczenia jej na podstawie różnych formuł i wzorów. Ciągłe jeszcze nie umiemy dobrze określać ewapotranspiracji potencjalnej lub rzeczywistej dla dowolnie wybranego punktu i przedziału czasowego<sup>2</sup>.

Dotychczasowe metody bezpośredniego pomiaru ewapotranspiracji oparte na badaniach ruchów powietrza i przenoszenia z nim pary wodnej, zarówno jak metody oparte na badaniu bilansu energii, powszechnie uznane są za wystarczająco dokładne i ujmujące zjawisko ewapotranspiracji w sposób właściwy. Metody te jednak wymagają wykonywania pomiarów specjalnych przy użyciu nowych, unikalnych instrumentów.

Wyniki tych badań pozwalają stwierdzić, że pomiary standartowe wykonywane na stacjach klimatologicznych nie obejmują całości zjawisk, które kształtują ewapotranspirację. Stąd wszystkie wzory opracowane dla obliczenia ewapotranspiracji na podstawie danych klimatycznych dają tylko przybliżone wartości [58]. Przy metodach bardziej dokładnych uwzględniać należy dane trudne do określenia, np. wyniki badań promieniowania, dane z pomiarów w glebie i pomiarów wykonywanych na wysokościach niestandardowych, a czasem i inne współczynniki agroklima-

<sup>2</sup> W tym paragrafie omówiono łącznie metody oznaczania ewapotranspiracji potencjalnej i rzeczywistej. Znalazienie właściwej metody badania *AE* musi doprowadzić (w następstwie) do rozwiązania problemu oznaczania *PE*.

tologiczne. Przykładami metod dających dobre wyniki, ale trudnych do powszechnego stosowania, są wzory *T u r c a*, *P e n m a n a* albo *B u d y k i*.

Metody oparte na ogólnie dostępnych danych klimatycznych mogą być powszechnie stosowane, lecz wymagają właściwego doboru danych oraz współczynników empirycznych dostosowanych do miejscowych warunków, aby błędy nie były zbyt duże i nie dyskwalifikowały metody. Jest oczywiste, że wzorów uniwersalnych, stosowalnych z równym powodzeniem dla wszystkich typów klimatów nie można opracować. Stosując je należy liczyć się z tym, że ma się do czynienia z wartościami przybliżonymi i w miarę możliwości należy dążyć, przez porównanie z wynikami uzyskanymi z obliczeń przy zastosowaniu doskonalszych metod, do określenia rzędu wielkości i kierunku odchyłań.

Metoda *Thorntwaite'a* obliczania ewapotranspiracji potencjalnej na podstawie danych klimatycznych jest obecnie najpowszechniej stosowana. Istnieje jednak stała kontrowersja na temat rodzaju i wielkości błędów popełnianych przy obliczaniu *PE* tą metodą. Zarzuty jej stawiane (*G e n t i l l i*, *C o u t a g n e*, *P e n m a n*, *M o i n d r o t*, *V a n W i j k* i *D e V r i e s*) można tak ująć:

a) Wielkość ewapotranspiracji potencjalnej uzależniono głównie od wskaźników termicznych, w szczególności od średnich temperatur obliczanych metodą przyjętą w klimatologii.

b) Ewapotranspiracja potencjalna w okresach o średniej temperaturze niższej od  $0^{\circ}$  — przyjmowana jest za 0.

c) Wzór otrzymano analizując wyniki pomiarów lizymetrycznych i badań terenów nawadnianych. Badania przeprowadzono głównie w USA. Ekstrapoluje się więc wyniki uzyskane na jednym obszarze i wyniki odnoszące się do roślinności bytującej w warunkach sztucznie stworzonych na obszary o warunkach bardzo różnych.

Zarzuty są niewątpliwie słuszne. A jednak metoda *Thorntwaite'a* stale znajduje zwolenników. Nawet krytycznie nastawieni autorzy używają jej jako podstawy do porównań. Większość autorów widocznie dochodzi do wniosku, że w pewnych warunkach sumy roczne uzyskane metodą *Thorntwaite'a* są zbliżone do sum określonych przy pomocy bardziej skomplikowanych, lecz dokładniejszych metod. Wyniki mogą być nawet „zadziwiająco dobre” (*Penman* [57]). Jeśli zależy nam na poznaniu biegu wartości *PE* w ciągu roku, to istnieje powszechne przekonanie, że metoda *Thorntwaite'a* nie oddaje prawidłowo tego zjawiska. Nie ma jednak zgody co do kierunku odchyłań w poszczególnych porach roku i w różnych typach klimatu.

Pomimo istnienia dosyć obszernej literatury polskiej na temat parowania, nieliczne są prace, które podają konkretne dane dotyczące ewapotranspiracji. Z reguły dane odnoszą się do pojedynczych stacji i dlatego nie są dobrym materiałem porównawczym.

Mohrmann i Kessler [49], którzy opracowali deficyty wody dla europejskiego rolnictwa podają wyniki ewapotranspiracji potencjalnej uzyskanej przy pomocy wzorów Turca m.in. dla 12 stacji z terenu Polski. Wzory Turca oprócz temperatury średniej uwzględniają również dopływ energii słonecznej, a poprzez opady pośrednio i wilgotność powietrza oraz pewne współczynniki agroklimatologiczne — przyjęte zresztą przez Mohrmanna i Kesslera jako stałe parametry. Porównanie uzyskanych dla tych samych stacji wartości *PE* przy pomocy wzorów Turca (wg Mohrmanna i Kesslera), jak też metody i tablic Thornthwaite'a (obliczenia moje), wskazują na dużą zbieżność wyników sumy rocznej *PE* dla stacji w Polsce środkowej (tab. 6). Znaczne różnice — do kilkudziesięciu mm —

Tabela 6

Porównanie wyników obliczeń ewapotranspiracji potencjalnej metodami Turca i Thornthwaite'a

| Stacja       | Suma roczna <i>PE</i> wg |                |         | Deficyty w sensie Mohrmanna na podstawie * |                          |         |
|--------------|--------------------------|----------------|---------|--|--------------------------|---------|
|              | Turca                    | Thornthwaite'a | różnica | <i>PE</i> Turca                            | <i>PE</i> Thornthwaite'a | różnica |
| Szczytno     | 519                      | 576            | +57     | 112  | 142                      | +30     |
| Gdańsk       | 541                      | 576            | +35     | 176  | 188                      | +12     |
| Koszalin     | 519                      | 581            | +62     | 83   | 99                       | +16     |
| Szczecin     | 573                      | 618            | +45     | 205  | 228                      | +23     |
| Bydgoszcz    | 591                      | 603            | +12     |  |                          |         |
| Wrocław      | 622                      | 631            | + 9     |  |                          |         |
| Bytom        | 577                      | 597            | +20     | 81   | 97                       | +16     |
| Zielona Góra | 573                      | 617            | +44     | 169  | 182                      | +13     |
| Warszawa     | 595                      | 605            | +10     | 203  | 205                      | + 2     |
| Lublin       | 600                      | 601            | + 1     | 197  | 192                      | - 5     |
| Piotrków     | 599                      | 592            | - 7     |  |                          |         |
| Kraków       | 602                      | 622            | +20     |  |                          |         |

\* Dla Bydgoszczy, Wrocławia, Piotrkowa i Krakowa Mohrmann i Kessler obliczali deficyty na podstawie sum opadu innych niż podane w *Atlasie Opadów* Wiszniewskiego.

występują jedynie w obszarach o większych opadach w Polsce północnej i południowej. Analiza podanych przez Mohrmanna i Kesslera deficytów i nadwyżek wykazuje, że przebiegi *PE* dla stacji o większych opadach charakteryzują się niższymi wartościami w czasie wiosny i jesieni dla danych obliczonych metodą Turca.

Niestety dla porównania autor nie rozporządza wartościami obliczonymi metodami Penmana, Budyki czy Haudego dla terenów Polski. Wykonanie tych obliczeń jest o tyle trudne, że we wzorach przedstawionych przez tych uczonych znajduje się wiele empirycznych współczynników



i wartości opartych na niestandardowych pomiarach ze stacji specjalnie wyposażonych.

Wydaje się, że duża dokładność obliczeń  $PE$  nie jest konieczna dla osiągnięcia celu postawionego w tej pracy. Odchylenia od rzeczywistych wartości  $PE$ , wynikające z błędów metody, nie mogą w sposób zasadniczy zmienić przebiegu bilansu. Dla stosunkowo niewielkiego obszaru Polski odchylenia te są zapewne dosyć jednolite. Uwzględnienie ich wpłynęłoby tylko na wielkość poszczególnych wskaźników, a nie na ich wzajemny stosunek. Większych odchyień spodziewać się można w terenach chłodniejszych i wilgotniejszych. Wskazują na to — poza danymi Mohrmanna i Kesslera — również duże różnice pomiędzy sumą roczną ewapotranspiracji rzeczywistej (zbliżonej do ewapotranspiracji potencjalnej w terenach wilgotniejszych) i deficytem odpływu obliczonym metodą klasyczną.

Wpływ tych odchyień, trudnych do określenia, nie wydaje się tak wielki, aby dyskwalifikował przydatność uzyskanych wyników dla analizy zmienności przestrzennej bilansu. Podstawą do takiego sądu są następujące momenty:

1. Odchylenia zniekształcają wartości  $PE$ , lecz prawdopodobnie nie zmieniają przestrzennego obrazu tego zjawiska w Polsce.

2. W kształtowaniu stosunków bilansowych w Polsce zróżnicowanie wartości  $PE$  odgrywa rolę mniej istotną. Już Keller i Fisher wskazywali na opady jako najbardziej istotny czynnik różnicujący bilans wodny w Europie Środkowej.

3. Różnice wartości poszczególnych wskaźników bilansu, użytych przy regionalizacji są większe o rząd wielkości od możliwych błędów, powstałych wskutek użycia niedokładnych wartości  $PE$ .

## WSKAŹNIKI BILANSU

### SENS OGÓLNY WSKAŹNIKÓW $R$ I $D$

Aby ocenić możliwość pełnego zaspokojenia potrzeb wodnych na ewapotranspirację, trzeba zestawić sumy roczne  $PE$  z rocznym opadem w tych samych punktach. Na tej podstawie można wyodrębnić obszary, w których nie istnieje możliwość pełnego zaspokojenia potrzeb wodnych ( $P < PE$ ) i obszary, które dają tę możliwość ( $P > PE$ ). W obu jednak obszarach występują (wg schematu metody Thornthwaite'a i Mathera) nadwyżki i deficyty dla każdego punktu.

Jaki sens mają więc wartości nadwyżek i deficytów? Wartości te w najogólniejszym pojęciu obrazują nierównomierność rozkładu potrzeb i dostawy wody. Bez względu na miarę tej nierównomierności to deficyty i nadwyżki w ujęciu Mohrmanna i Kesslera, którzy dla rocznego okresu bilansowali wszystkie wartości ujemne  $P - PE$  (deficyty) i dodatnie (nadwyżki).

Koncepcja bilansu wodnego Thornthwaite'a i Mathera uwzględnia jeszcze jeden czynnik, który ma wpływ na zaspokojenie potrzeb wodnych terenu, mianowicie retencję glebową. Wpływ jej polega na wyrównywaniu nierównomierności w dostawie wody. Przy pomocy ułożonego przez autorów schematu i zastosowaniu odpowiednich tablic można się zorientować, w jakim stopniu gleba o danej pojemności wodnej w strefie korzeniowej przyczynia się do zniwelowania istniejącej w danym punkcie różnicy rytmu dostaw i potrzeb wody. Naturalnie, im większa pojemność gleby, tym większe możliwości wyrównujące. Gleby o mniejszej pojemności oddają w okresie nadmiarów więcej wody, która nie może być już użyta w następnym okresie niedoborów.

Z istoty wskaźników  $R$  i  $D$  wynikają wnioski odnoszące się do metody ich obliczania i dokładności uzyskanych wyników.

Wskaźniki te odnoszą się do warunków normalnych tylko wtedy, jeśli jako podstawy obliczeń użyjemy danych opartych na serii wieloletniej, która zapewnia reprezentatywność średnich miesięcznych dla danego typu klimatu.

Niezależnie od długości okresu bilansowego i długości okresów jednostkowych, wskaźniki  $R$  i  $D$  związane są z innymi elementami bilansu w określony sposób. Równanie wykazujące ten związek można wyprowadzić z równań podstawowych dla okresów jednostkowych w ujęciu Thornthwaite'a i Mathera. Oznaczamy:

$P'$  — suma opadów dla okresu jednostkowego,

$PE'$  — suma ewapotranspiracji dla okresu jednostkowego,

$D'$  — deficyt w okresie jednostkowym,

$R'$  — wolne nadwyżki w okresie jednostkowym,

$\Delta S'_1$  — ubytek wody z zapasu glebowego w okresie jednostkowym,

$\Delta S'_2$  — wzrost zapasu wody w okresie jednostkowym.

Dla okresu jednostkowego, w którym  $P > PE$  zachodzi równanie

$$P'_i = PE'_i + R'_i + \Delta S'_{2i} \text{ zaś } PE'_i = AE'_i$$

skąd

$$R'_i = P'_i - PE'_i - \Delta S'_{2i}.$$

Dla okresu jednostkowego, w którym  $P < PE$  mamy:

$$PE'_j = P'_j + \Delta S'_{1j} + D'_j \text{ oraz } AE'_j = P'_j + \Delta S'_{1j}$$

skąd

$$D'_j = PE'_j - P'_j - \Delta S'_{1j}.$$

Jeśli w ciągu okresu bilansowania mamy  $m$  i  $n$  okresów jednostkowych, zaś dla  $m$  okresów zachodzi  $P > PE$ , to wolne nadwyżki dla okresu bilansowania są równe:

$$\sum_i^m R_i = \sum_i^m P_i - \sum_i^m PE_i - \sum_i^m \Delta S_{2i}$$

Dla pozostałych  $n$  okresów jednostkowych mamy  $P < PE$ , a deficyty dla okresu bilansowania są równe:

$$\sum_j^n D_j = \sum_j^n PE_j - \sum_j^n P_j - \sum_j^n \Delta S'_{1j}$$

Różnica wskaźników  $R$  i  $D$  dla okresu bilansowania wynosi:

$$\sum_i^m R_i - \sum_j^n D_j = \left[ \sum_i^m P_i - \sum_i^m P_i - \sum_i^m \Delta S_{2i} \right] - \left[ \sum_j^n PE_j - \sum_j^n P_j - \sum_j^n \Delta S'_{1j} \right]$$

Po uporządkowaniu

$$\sum_i^m R_i - \sum_j^n D_j = \left[ \sum_i^m P_i + \sum_j^n P_j \right] - \left[ \sum_i^m PE_i + \sum_j^n PE_j \right] + \left[ \sum_j^n \Delta S'_{1j} - \sum_i^m \Delta S_{2i} \right]$$

zaś

$$\sum_i^m R_i - R, \text{ wolne nadwyżki wodne dla okresu bilansowania,}$$

$$\sum_j^n D_j - D, \text{ deficyty dla okresu bilansowania,}$$

$$\sum_i^m P_i + \sum_j^n P_j - P, \text{ suma opadów dla całego okresu bilansowania,}$$

$$\sum_i^m PE_i + \sum_j^n PE_j - PE, \text{ suma ewapotranspiracji potencjalnej dla całego okresu bilansowania,}$$

$$\sum_j^n \Delta S'_{1j} - \sum_i^m \Delta S_{2i} - \Delta S, \text{ zmiana zasobów wodnych gleby w ciągu okresu bilansowania.}$$

Tak więc, wyżej wspomniany związek wyraża się równaniem:

$$R - D = P - PE + \Delta S.$$

$\Delta S$  może mieć znak ujemny lub dodatni. Dla okresu bilansowania, w którym stan zasobów wodnych w glebie na początku tego okresu równy jest stanowi końcowemu —  $\Delta S = 0$ . Przypadek ten zachodzi m.in., gdy bilansowany okres jest rokiem średnim. Mamy wtedy:

$$R - D = P - PE.$$

ZALEŻNOŚĆ WSKAŹNIKÓW OD POJEMNOŚCI WODNEJ GLEBY  
W STREFIE KORZENIOWEJ

Związek podany wyżej w postaci równania jest niezależny od pojemności wodnej gleby w strefie korzeniowej. Przy danym  $P$  i  $PE$  różnica  $R - D$  pozostaje stała bez względu na pojemność gleby. Zmianie ulegą natomiast wartości liczbowe  $R$  i  $D$  oraz okres występowania maksymalnych deficytów lub nadwyżek.

Aby zbadać to zagadnienie, przeliczono szereg bilansów wodnych dla danych średnich, używając średnich wartości dla pojemności wodnej gleby. Przykładowe wyniki podano w tab. 7.

Tabela 7

Zależność wskaźników bilansu od pojemności  
wodnej gleby

| Stacja (średnie z okresu<br>1951—1960) | Pojemność wodna gleby |     |       |        |     |       |        |     |       |
|--|-----------------------|-----|-------|--------|-----|-------|--------|-----|-------|
|  | 150 mm                |     |       | 200 mm |     |       | 300 mm |     |       |
|  | R                     | D   | różn. | R      | D   | różn. | R      | D   | różn. |
| Poznań                                 | 0                     | 112 | —112  | 0      | 112 | —112  | 0      | 112 | —112  |
| Lublin                                 | 48                    | 91  | — 43  | 31     | 74  | — 43  | 12     | 55  | — 43  |
| Lębork                                 | 101                   | 41  | + 60  | 93     | 33  | + 60  | 83     | 23  | + 60  |

Ze zmianą pojemności wodnej gleby zmieniają się oba wskaźniki, przy małej pojemności rosną, przy pojemności większej maleją. Odpowiada to rzeczywistości. Gleba o mniejszej pojemności wodnej szybko wysycha, rośliny po krótkim stosunkowo okresie bezdeszczowym pozbawione są dostatecznej ilości wody. Odwrotną sytuację stwierdzamy na glebach o większej pojemności wodnej.

Reżim deficytów i nadwyżek jest też różny. Na glebach o małej pojemności wodnej duże deficyty mogą wystąpić wcześniej. Nadwyżki też występują wcześniej w związku z szybszym zakończeniem okresu uzupełniania. W glebach o większej pojemności wodnej deficyty są mniejsze, okres dużych deficytów trwa krócej, lecz okres uzupełniania jest długi i nikłe są wolne nadwyżki.

Istotne jest jeszcze i to, że dla stacji o wielkich deficytach, na terenie których pełne nasycenie nie jest w ciągu roku osiągnięte, deficyty są niezależne od pojemności gleby. Aby uzyskać dla takiej stacji wielkość deficytu, wystarczy znaleźć wartość rocznej sumy  $PE$ , bowiem deficyt  $D = P - PE$ .

Przy interpretacji uzyskanych wyników należy zatem pamiętać, że odnoszą się one do jednej, założonej pojemności wodnej gleby. Wraz ze zmianą tej wielkości zmieniają się wszystkie cyfrowe wartości wskaźników, ale stosunek ich pozostanie niezmienny.

Przy obliczaniu bilansu dla konkretnego okresu spotykamy się z odchyleniami od wartości średniej sum opadu lub ewapotranspiracji. W rozważaniach na ten temat trzeba więc wyjść od pełnego równania bilansowego:

$$P - PE = R - D + \Delta S.$$

Zmiana  $P$  lub  $PE$  musi powodować zmianę po prawej stronie równania jednego lub kilku składników. Rodzaj i wielkość tych zmian w odniesieniu do poszczególnych składników zależy od wielu czynników.

Na przykład: zwiększony opad w okresie nadmiarów odbije się tylko na wielkości wolnych nadwyżek. Taka sama zmiana wielkości opadu w okresie wysychania zmieni wielkość deficytów. Następuje wtedy także zmiana zapasu glebowego wody, która wpłynie na zmianę wolnych nadwyżek. Jeśli jednak zasoby wilgoci glebowej nie zostaną uzupełnione w danym roku, to wpływ odchylenia przeniesie się na rok następny. Ten sam przyrost opadów w okresie uzupełniania może nie zmienić w danym roku ani nadwyżek ani deficytów, lecz może całkowicie przenieść swój wpływ na rok następny.

Zjawisko to można prześledzić na materiale z opracowanych okresów dziesięcioletnich. Ilustruje je tab. 8.

Tabela 3

Odchylenie od normalnych (elementy bilansu  
z poszczególnych lat)

| Lębork            | $P$ | $PE$ | $R$ | $D$ | $\Delta S$ |
|-------------------|-----|------|-----|-----|------------|
| Wartości normalne | 665 | 583  | 116 | 34  | 0          |
| 1954              | 725 | 605  | 66  | 78  | +133       |
| 1957              | 734 | 601  | 158 | 23  | 0          |

Wzrost opadów w 1954 r. nie zaznaczył się w zmianie wskaźników  $R$  i  $D$ . Nadwyżkę pochłonęła gleba wysuszona w poprzednim okresie. Inaczej w 1957 r., gdy konsekwencją wzrostu opadów jest wyraźny przyrost wolnych nadwyżek.

Bardzo istotna jest wielkość odchyłeń. Odchylenia duże odbijają się najczęściej na wskaźnikach  $R$  i  $D$ . Mniejsze odchylenia mogą być prawie całkowicie skompensowane przez zmiany retencji glebowej.

Jak widzimy, zmienność wskaźników  $R$  i  $D$  w stosunku do wartości wyliczonych z danych normalnych jest zagadnieniem skomplikowanym. Wahania opadów i ewapotranspiracji mogą w różny sposób wpływać na wartości tych wskaźników zależnie od charakteru wahań i od okresu, w którym występują.

Wartości wskaźników  $R$  i  $D$  obliczane na podstawie danych z konkretnych lat pozostają więc pod wpływem odchyłeń od normy danych podstawowych. Szczególnie wskaźniki te obliczane dla krótkiego okresu bilansowania są raczej obrazem odchyłeń od normy niż prawidłowości klimatycznych. Wnioski, które wypływają z porównania ich z wartościami uzyskanymi z danych normalnych należy wyciągać bardzo ostrożnie.

Thorntwaite i Mather w jednej ze swych prac [77] analizują zmienność wartości  $R$  i  $D$  zależnie od metody obliczania. Stwierdzają oni: „Zarówno nadwyżki jak i niedobory wodne są bardzo małe, gdy używamy średnich długoletnich danych klimatycznych. Przyczyny tego... są związane z przebiegiem krótkich okresów nadwyżek i niedoborów... zamaskowanych użyciem średnich” (tł. pol., s. 166).

Na temat wielkości odchyłeń i uzależnienia ich od typu klimatu piszą niewiele: „Wzrost wartości różnic w nadwyżkach i niedoborach między dwiema metodami zachodzi stopniowo od wilgotniejszej, północno-wschodniej części kraju, do mniej wilgotnej części środkowej. Może się okazać, że metody obliczeń nie powodują większych różnic, niż 100 mm w nadwyżkach lub niedoborach” (tł. pol. s. 170).

Wnioski te oparte zostały na wyliczeniach bilansów dla szeregu stacji ze średnich miesięcznych dla okresów 5—26 lat. Z przytoczonych zdań wynikałoby, że Thorntwaite i Mather szukają zależności pomiędzy wielkością omawianych odchyłeń a stopniem suchości klimatu. Wniosek jest w zasadzie słuszny dla obszaru półn.-wsch. Ameryki Półn. Jednak przyczyny tej zależności nie zostały jasno wyrażone.

Z ustalonych na początku rozdziału matematycznych zależności można wyciągnąć pewne wnioski dotyczące możliwości obliczenia, porównywania i interpretacji znalezionych danych bilansowych.

Jeśli stan zasobów wodnych w glebie nie ulegnie zmianie w ciągu okresu bilansowanego, to niezależnie od metody obliczenia i wielkości okresów jednostkowych zależności  $R - D = P - PE$  pozostaje ważna. A więc różnice wielkości jednego wskaźnika, wynikające z metody obliczania, muszą być równe odchyleniom wskaźnika drugiego. Zależność ta nie występuje w przykładach podanych w pracy Thorntwaite'a i Mathera [77]. Złożyły się na to zapewne dwie przyczyny. Po pierwsze, wartości

$PE$  obliczane dla poszczególnych lat nie dały średniej odpowiadającej średniej normalnej. Po drugie nie uwzględniono zmian retencji, nieuniknionych niemal w krótkim okresie bilansowania.

Wielkość  $PE$  oblicza się na podstawie średnich temperatur danego okresu wyższych od 0. Wiemy jednakże, iż temperatury normalne miesięczne w przejściowych porach roku kryją w sobie średnie temperatury konkretnych miesięcy zarówno większe, jak i mniejsze od 0. Jeśli więc wyliczenie oprzemy na średniej normalnej, to otrzymany wynik będzie inny aniżeli uzyskany jako przeciętna z wartości obliczonych dla poszczególnych miesięcy. Ilustruje to tabela 9.

Tabela 9

Wpływ sposobu obliczania średniej  $PE$  na jej wielkość

|                  | 1951 | 1952 | 1953 | 1954 | 1955 | 1956 | 1957 | 1958 | 1959 | 1960 | Sred-<br>nia | Oblicz.<br>na<br>podst.<br>śr.<br>temp. |
|------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|--------------|---|
| Wrocław, luty    |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |              |   |
| $T$              | 1,8  | -0,4 | -0,4 | -6,9 | -2,8 | -1,2 | 3,1  | 1,5  | -2,5 | -2,0 | -2,1         | -2,1                                    |
| $PE$             | 7    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 11   | 4    | 0    | 0    | 2,2          | 0                                       |
| Warszawa, marzec |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |              |   |
| $T$              | 0,5  | -3,0 | 2,7  | 2,4  | -0,8 | -1,3 | 2,7  | -2,7 | 4,7  | 1,9  | +0,7         | +0,7                                    |
| $PE$             | 3    | 0    | 12   | 12   | 0    | 0    | 12   | 10   | 24   | 9    | 7,2          | 3                                       |

Dla Wrocławia  $PE$  w lutym uzyskane jako wartość przeciętna z 10 miesięcy wynosi 2,2, podczas gdy ze średniej temperatury 10-lecia wynika, że  $PE = 0$ . Podobnie jest w Warszawie dla marca z tym, że pomimo wystąpienia dodatniej średniej temperatury z dziesięciolecia różnica sum  $PE$  jest większa niż we Wrocławiu.

Wartości  $R$  i  $D$  obliczone na podstawie materiałów z kolejnych lat, szczególnie z krótkiego okresu, powinny być więc rozpatrywane zupełnie odrębnie. Porównywanie ich z wartościami uzyskanymi ze średnich normalnych nie wydaje się w pełni uzasadnione metodycznie. Wynika to stąd, że wartość wskaźników  $R$  i  $D$  zależy nie tylko od wielkości i rozkładu opadów i  $PE$ , ale w nie mniejszym stopniu od stanu retencji na końcu i początku okresu bilansowania. Także odchylenia od normy opadów i  $PE$  dla krótkiego okresu są przypadkowe. A w takim razie dla krótkiego okresu wskaźniki  $R$  i  $D$  nie są odbiciem prawidłowości klimatycznych, ale raczej odchylen od normy. Ilustruje to w pewnym stopniu tabela 10.

Odchylenia od normalnych wartości wskaźników bilansu średniego dla okresów kilkuletnich

| Stacja  | Wartość normalna |     | Średnie wskaźniki z okresu 1951—1960 |                |     | Średnie wskaźniki z 6—7 lat w okresie 1951—1960 |     |                |     |                |
|---------|------------------|-----|--------------------------------------|----------------|-----|---|-----|----------------|-----|----------------|
|         | D                | R   | D                                    | odch. od norm. | R   | odch. od norm.                                  | D   | odch. od norm. | R   | odch. od norm. |
| Kraków  | 11               | 110 | 62                                   | +51            | 124 | +14   | 41  | +30            | 90  | -20            |
| Wrocław | 71               | 32  | 119                                  | +48            | 12  | -20   | 94  | +23            | 19  | -13            |
| Lębork  | 34               | 116 | 62                                   | +26            | 124 | +8  | 50  | +16            | 134 | +18            |
| Poznań  | 117              | 0   | 131                                  | +14            | 13  | +13   | 150 | +33            | 0   | 0              |

Wpływ sposobu obliczania na wielkość wskaźników bilansu

Jak widzimy, zmienność wskaźników  $R$  i  $D$  w stosunku do wartości wyliczonych z danych normalnych jest zagadnieniem skomplikowanym. Badanie zmienności wskaźników należałoby oprzeć na danych z jednolitych serii wieloletnich.

Jeśli w okresie wieloletnim przebiegi roczne  $R$  i  $PE$  mało się różnią od średnich, to  $R$  i  $D$  obliczone jako przeciętne z wartości lat kolejnych niewiele odbiegają od wartości  $R$  i  $D$  wyliczonych na podstawie danych średnich z wielolecia. Jeśli zaś wahania klimatyczne są duże, czy to w ciągu roku czy też w postaci występujących po sobie lat suchych i mokrych, to średnie wartości  $R$  i  $D$  będą się poważnie różnić od wartości obliczonych dla roku średniego.

Porównanie należy naturalnie przeprowadzać biorąc pod uwagę dane z serii kolejnych lat i odpowiadające im średnie wieloletnie z tego samego okresu. Przykładowo podaję wielkości tych różnic dla stacji, dla których przeprowadzono obliczenia bilansów za dziesięciolecie (tab. 11).

Tabela 11

Wpływ sposobu obliczania na wielkość wskaźników bilansu

| Stacja       | Wartości średnie dla okresu 10-letniego obliczone na podstawie danych z poszczególnych lat |       |       | Wartości obliczone na podstawie danych średnich z 10-letnia |     |    |
|--------------|--|-------|-------|---|-----|----|
|              | PE   | D     | R     | PE  | D   | R  |
| Lębork       | 603,6  | 62,2  | 124,5 | 607   | 33  | 33 |
| Suwałki      | 562,4  | 91,0  | 105,9 | 558   | 47  | 68 |
| Zielona Góra | 612,2  | 100,5 | 67,1  | 612   | 65  | 43 |
| Poznań       | 611,3  | 131,7 | 13,2  | 605   | 112 | 0  |
| Warszawa     | 639,3  | 169,6 | 19,4  | 627   | 139 | 0  |
| Lublin       | 613,9  | 101,8 | 54,5  | 616   | 74  | 31 |
| Wrocław      | 621,4  | 119,6 | 12,4  | 611   | 92  | 0  |
| Kraków       | 639,0  | 63,6  | 98,0  | 637   | 33  | 68 |



Analiza wyników i obliczeń dla szeregu stacji w Polsce pozwala stwierdzić następujące prawidłowości dotyczące różnic pomiędzy wartościami  $R$  i  $D$  uzyskanymi dwoma sposobami:

1. Wielkość różnic zależy przede wszystkim od przyjętych założeń; są one tym większe, im krótszy okres jest wzięty pod uwagę, im mniejsze są okresy jednostkowe, im mniejsza pojemność gleby w strefie korzeniowej.

2. Różnice, a w każdym razie rząd ich wielkości zależą od typu klimatu. W warunkach klimatu bardziej stabilnego odchylenia są mniejsze. W klimatach, w których po latach susz następują lata wilgotniejsze odchylenia będą większe.

3. W Polsce dla wszystkich stacji, dla których wykonano obliczenia, różnice są podobne.

Nie zaznacza się przestrzenny porządek zjawiska.

Bilans wodny, obliczony metodą Thornthwaite'a i Mathera dla konkretnego okresu jest odbiciem wzajemnego wpływu przebiegów dostawy i zapotrzebowania wody, różnic tych przebiegów w fazie i rytmie, łagodnym przez wpływ retencji glebowej. Wyniki uzyskane z danych serii długoletnich mogą służyć jako materiał do badania wielkości i częstości występowania nadwyżek i niedoborów. Zależą one jednak w dużym stopniu od prawdopodobieństwa różnych koincydencji trzech czynników zmiennych — opadu, ewapotranspiracji potencjalnej i stanu zapasu wody w glebie, uzależnionego od przebiegów dwu pierwszych czynników w okresie wcześniejszym. Stanowi to trudność przy poszukiwaniu prawidłowości rządzących zjawiskami i utrudnia jego charakterystykę przy pomocy niewielkiej ilości jednoznacznych wskaźników albo współczynników.

Takie ujęcie bilansu w jego dynamicznej zmienności jest wprawdzie uproszczonym, lecz zachowującym zasadnicze powiązania i prawidłowości obrazem stosunków rzeczywistych. Powiązanie trzech zasadniczych czynników kształtujących warunki obiegu wody i możliwość analizy skutków ich odchyżeń od wartości i przebiegów średnich jest wielką zaletą tego typu opracowania bilansu.

Zalety takiego ujęcia najlepiej można ocenić przy opracowywaniu przyczyn i następstw określonych zjawisk klimatycznych, które mają wpływ na stosunki wodne. W podany schemat można wprowadzić szereg innych zjawisk, np. wpływ retencji śnieżnej lub oddziaływanie różnych typów gleb i pokrycia roślinnego.

Wydaje mi się, że przy użyciu tego schematu pogłębi się badanie przyczyn susz oraz lat szczególnie wilgotnych. Schemat ten może też być użyteczny dla synoptyki długoterminowej prognozy bioklimatycznej.

## ZRÓŻNICOWANIE PRZESTRZENNE BILANSU WODNEGO W POLSCE

### UWAGI OGÓLNE

Przed zastosowaniem uzyskanych wyników dla ujęcia regionalnego, trzeba raz jeszcze zaznaczyć, do jakich zjawisk (i w jakim zakresie) one się odnoszą.

Każdy bilans wodny dotyczy ściśle określonego wycinka przestrzeni. Niezależnie od użytej metody, głównym przedmiotem badania są ilości wody doprowadzane do jednostki bilansowej i odprowadzane poza jej granice.

Sądzę, że przyczyną wielu nieporozumień i zarzutów stawianych metodzie Thornthwaite'a i Mathera jest nie dość jasne przedstawienie przez autorów najogólniejszego miejsca metody w schemacie badania obiegu wody.

Bilans wodny Thornthwaite'a i Mathera dotyczy pewnej powierzchni, a właściwie kubatury gleby o ściśle określonych właściwościach. Istotne jest tu określenie dolnej granicy jednostki bilansowanej, którą stanowi najniższa część strefy korzeniowej. W ramach bilansowania ujmowany jest przychód wody z opadów, przez górną powierzchnię gleby oraz rozchód w górę (*AE*) i w dół (*R*). Schemat nie bierze pod uwagę ruchu wody w płaszczyźnie poziomej. Nie przyjmuje też jej powrotu do gleby ze zbiornika podziemnego.

Rozciąganie prawidłowości określonych dla tak pojętej jednostki bilansowej na jednostki nie tylko większe, ale zupełnie innego typu musi prowadzić do nieporozumień i umniejsza możliwości prawidłowej interpretacji wyników.

Wyniki te można odnosić do jednostek dwu typów:

- 1) bardzo małych powierzchni, dla których przyjęte w założeniach prawidłowości można przyjąć za rzeczywiście istniejące;
- 2) do obszarów tak dużych, że lokalne odchylenia wynikłe z przemieszczenia się wody w płaszczyźnie poziomej albo gleb o różnych właściwościach można przyjąć za nieprzekraczające granicy błędu.

Wyniki uzyskane z obliczeń bilansu metodą Thornthwaite'a i Mathera można naturalnie interpolować i ekstrapolować. Pamiętać jednak trzeba, że odnoszą się one do bilansu wodnego gleby o właściwościach określonych.

## REGIONY

Na podstawie sporządzonych map i analizy materiału cyfrowego wyraźnie się zaznacza zróżnicowanie warunków kształtujących bilans wodny gleb w Polsce, ale przeprowadzenie granic regionów jest zadaniem trudnym. Odrębne regiony o szczególnych cechach bilansu wodnego niewątpliwie istnieją, lecz pomiędzy nimi rozciągają się przeważnie szerokie strefy przejściowe. Uważam, że przy obecnym stanie znajomości zagadnienia uzasadnione będzie wydzielenie i scharakteryzowanie regionów, które się zaznaczają.



Tabl. 8. Regiony

Liniami ciągłymi oznaczono regiony deficytowe; 1 — regiony nadwyżek wody, 2 — granice CRND; CRND — centralny region największych deficytów, SZ — subregion zachodni, SW — subregion wschodni; cyfry odpowiadają numerom regionów w tekście

Określając zasięgi regionów posłużę się, gdzie to będzie możliwe, wydzielonymi przez Gumińskiego [24] dzielnicami rolniczo-klimatycznymi. Pozwoli to na uniknięcie wytyczenia nowych granic. Posłużę też do uzupełnienia jeszcze jednym elementem, przydatnym dla regionalizacji klimatyczno-rolniczej tych dzielnic, które wyznaczył Gumiński.

I. Środkowo-polski region deficytowy obejmuje z wydzielonych przez Gumińskiego dzielnic: środkową, nadnotecką i podlaską, południową część dzielnicy szczecińskiej oraz północne części dzielnic lubelskiej i chełmskiej. W obrębie tego regionu można wydzielić subregiony. Są to: centralny obszar największych braków wody i subregiony wschodni oraz zachodni.

II. Wrocławsko-legnicki region deficytowy obejmuje wrocławską dzielnicę wg Gumińskiego.

III. Tarnobrzeski region deficytowy położony jest w zachodniej części Kotliny Sandomierskiej, sięgając na południową część Niecki Nidziańskiej.

Cechą charakterystyczną warunków kształtujących bilans wodny w tych wszystkich regionach jest większe prawdopodobieństwo występowania lat posusznych niż lat normalnych lub wilgotnych.

Tylko wyjątkowo wilgotne okresy jesienne i zimowe mogą co kilka lat umożliwić pełne nasycenie tych gleb, które mają większą pojemność wodną. Gleby o mniejszej pojemności bywają nasycające częściej, lecz stopień ich wysuszenia w okresie wegetacyjnym może łatwo spowodować wędnięcie roślin.

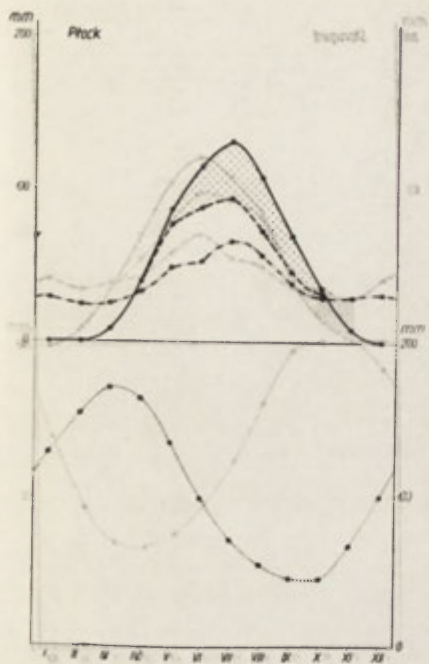
Skutki roku wyjątkowo posusznego są z reguły odczuwalne przez cały rok następny, a niekiedy nawet przez kilka lat. Zasoby wilgoci glebowej, wyczerpane w okresie posuchy, mogą być uzupełnione do stanu normalnego dopiero w okresie bardziej wilgotnym niż normalny. Uzupełnienie wilgoci glebowej przeciąga się zazwyczaj do okresu wiosennego.

Niebezpieczeństwo nieuzupełnienia zapasu glebowego wody powiększa fakt, że na wielkim obszarze jest duże prawdopodobieństwo wystąpienia opadów jesiennych niższych od przeciętnych w tym okresie (Kaczorowska [29]).

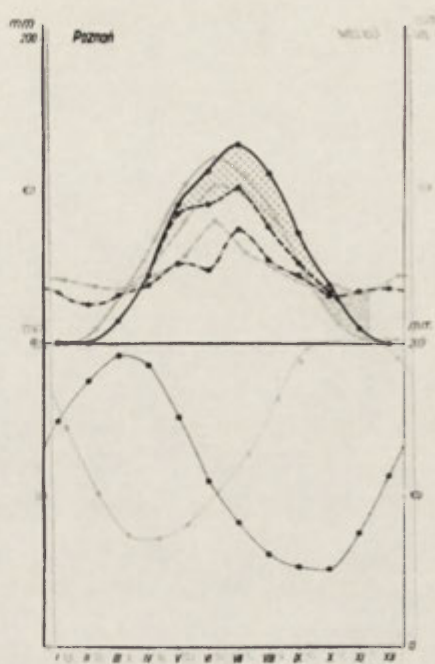
Każdy z wyodrębnionych regionów i subregionów posiada swoje cechy indywidualne, różniące się nieco od pozostałych.

Centralny region największych braków wody, wyodrębniający się wyraźnie na wszystkich mapach, odznacza się w stopniu najwyższym wszystkimi wyżej wymienionymi cechami deficytowości. Przebieg bilansu z dziesięciolecia charakterystyczny dla tego regionu można zilustrować wykresami dla Poznania (ryc. 4). Przebiegi średnie charakteryzują wykresy (rys. 6, 7, 8, 9).

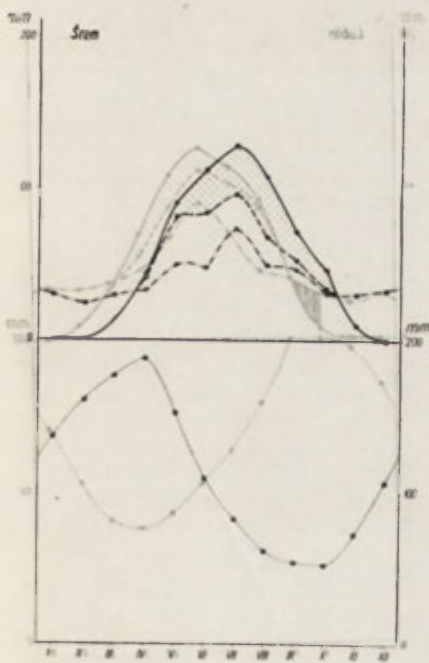
Subregion zachodni odznacza się cechami deficytowości w nieco mniejszym stopniu. Niedobory w okresie wysychania są duże, sięgające niemal wartości, które spotykaliśmy w obszarze centralnym. Jednak okres uzupełniania jest wyraźnie obfitszy w wodę. Dzięki temu zasoby wodne gleby są często uzupełniane do stanu pełnego nasycenia. Nierzadko występują wolne nadwyżki. Okres uzupełniania kończy się jeszcze w zimie. Sprzyjać temu mogą częste odwilże śródzimowe występujące w tej części Polski (rys. 10, 11).



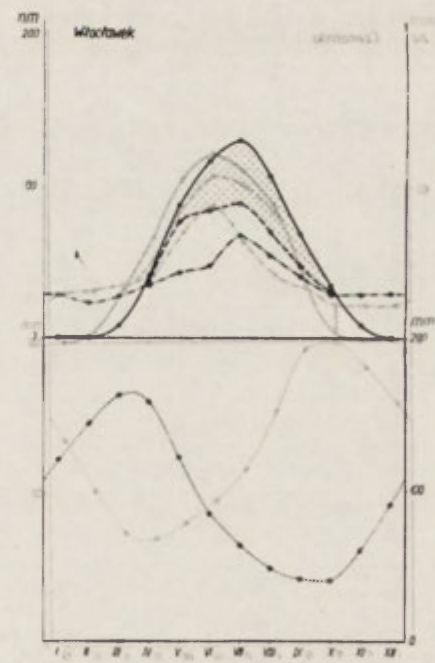
Rys. 6



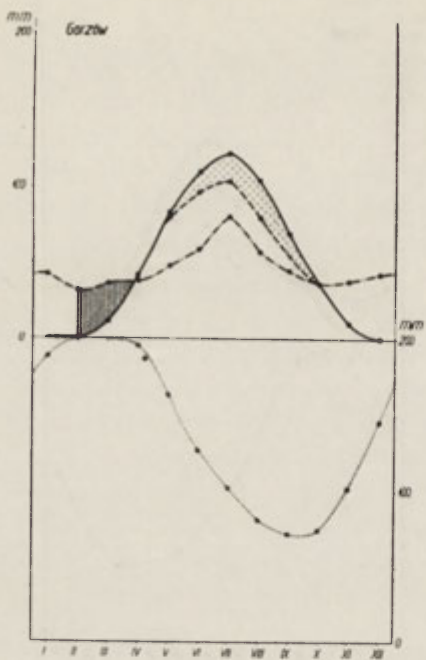
Rys. 7



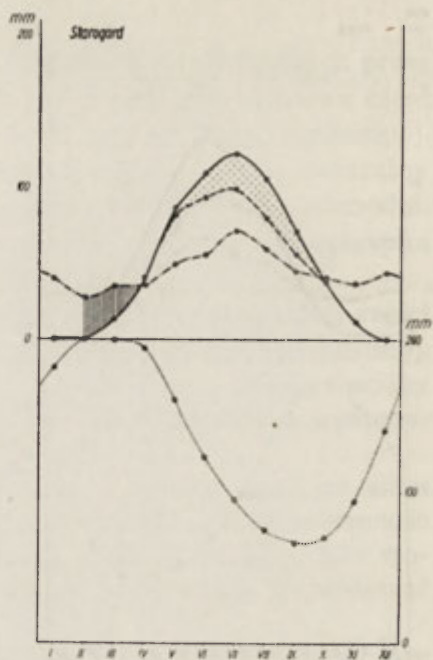
Rys. 8



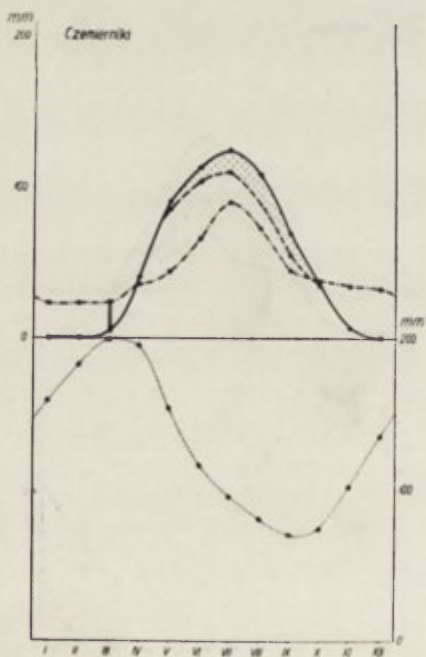
Rys. 9



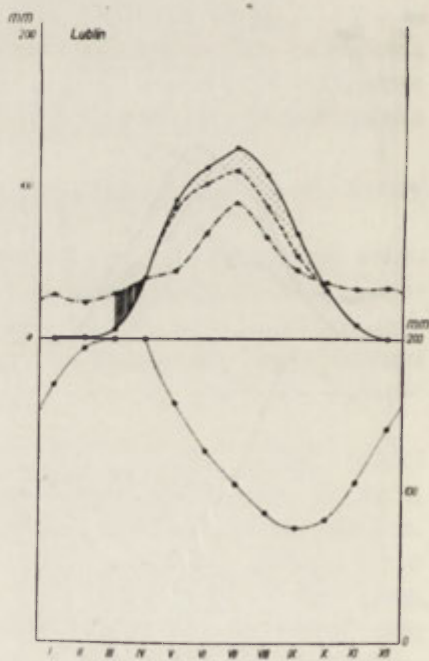
Rys. 10



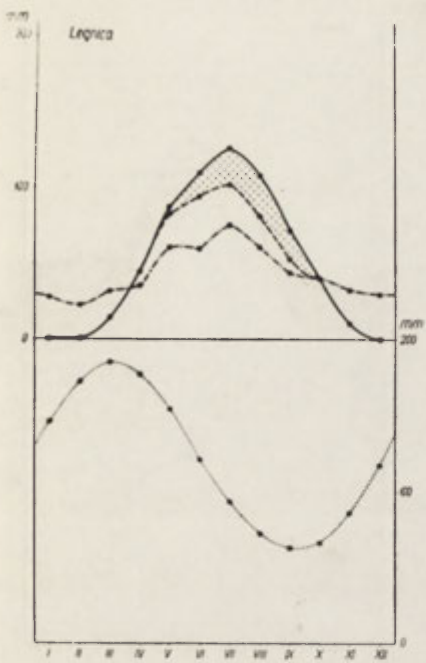
Rys. 11



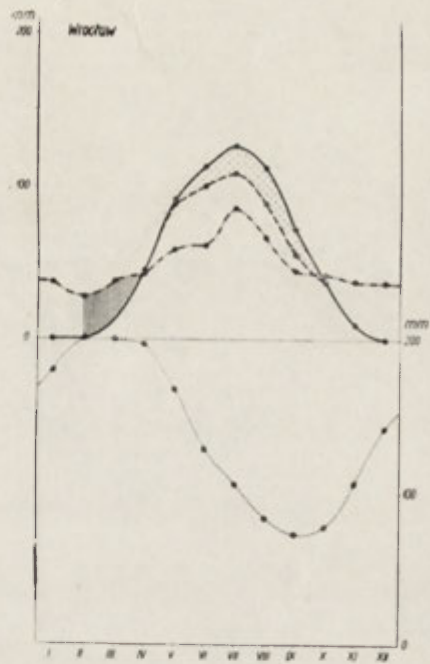
Rys. 12



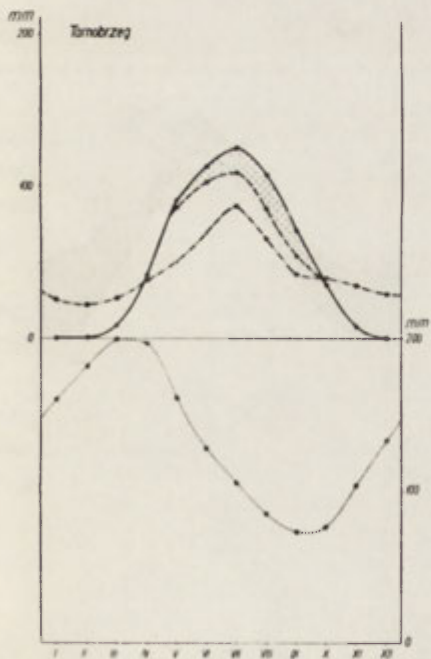
Rys. 13



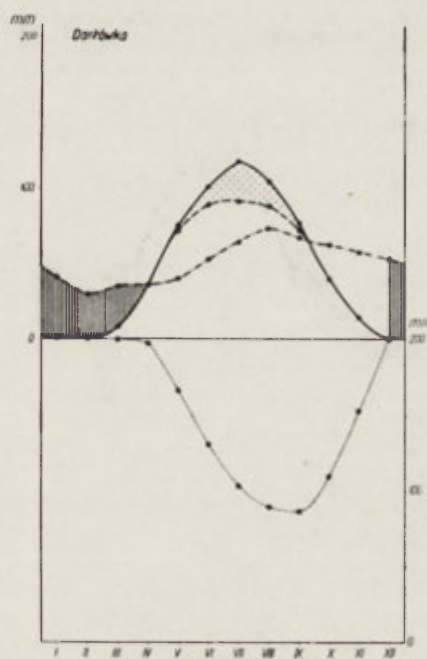
Rys. 14



Rys. 15



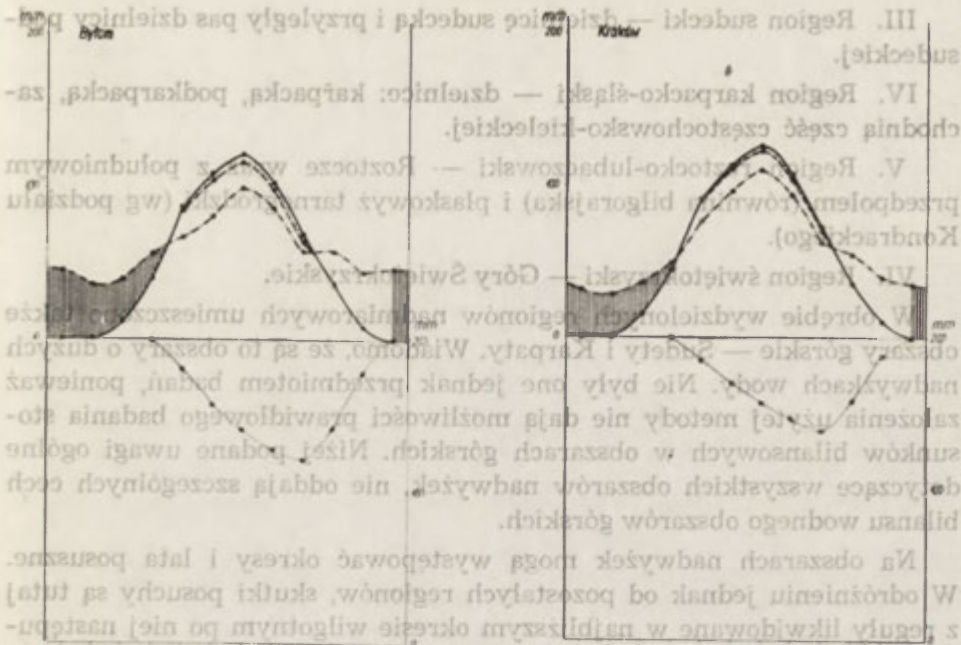
Rys. 16



Rys. 17







Rys. 22

Rys. 23

Subregion wschodni ma deficyty nieco mniejsze niż pozostała część regionu. Zasoby wodne gleby są uszczuplane w nieco mniejszym stopniu. Jednak nagle opady w okresie jesiennym i zimowym powodują, że uzupełnienie tych zasobów jest często utrudnione. Toteż przed zamarznięciem gruntu zapasy z reguły nie zostają uzupełnione, a następuje to dopiero w okresie wiosennym. Jeśli jednak roztopy wiosenne zachodzą przy głęboko zamarzniętym gruncie, to woda, która mogłaby zasilić glebę spływa po powierzchni (rys. 12, 13).

Region wrocławski jest zbliżony do centralnego regionu największych braków wody, szczególnie w swej zachodniej części (rys. 14, 15).

Region tarnobrzeski jest najmniejszy i wyróżnia się wyraźnie na tle sąsiednich obszarów bogatych w wodę. Istnienie swoje zawdzięcza prawdopodobnie „cieniowi” opadowemu Gór Świątokrzyskich; wykazuje podobny charakter deficytowy jak region centralny (rys. 16).

REGIONY NADWYŻEK WODY

Mapa wykazuje istnienie 5 regionów z nadwyżkami wodnymi.

- I. Region pomorski obejmuje dzielnicę pomorską i północną część dzielnicy szczyecińskiej Gumińskiego.
- II. Region mazurski — dzielnicę mazurską i wschodniopruską.

III. Region sudecki — dzielnicę sudecką i przyległy pas dzielnic pod-sudeckiej.

IV. Region karpacko-śląski — dzielnice: karpacką, podkarpacką, zachodnią część częstochowsko-kieleckiej.

V. Region roztocko-lubaczowski — Roztocze wraz z południowym przedpołem (równina biłgorajska) i płaskowyż tarnogrodzki (wg podziału Kondrackiego).

VI. Region świętokrzyski — Góry Świętokrzyskie.

W obrębie wydzielonych regionów nadmiarowych umieszczono także obszary górskie — Sudety i Karpaty. Wiadomo, że są to obszary o dużych nadwyżkach wody. Nie były one jednak przedmiotem badań, ponieważ założenia użytej metody nie dają możliwości prawidłowego badania stosunków bilansowych w obszarach górskich. Niżej podane uwagi ogólne dotyczące wszystkich obszarów nadwyżek, nie oddają szczególnych cech bilansu wodnego obszarów górskich.

Na obszarach nadwyżek mogą występować okresy i lata posuszne. W odróżnieniu jednak od pozostałych regionów, skutki posuchy są tutaj z reguły likwidowane w najbliższym okresie wilgotnym po niej następującym. Tak więc rok następny nie pozostaje pod wpływem niekorzystnych, deficytowych warunków, powstałych w roku poprzednim. W okresie wolnych nadwyżek duża ilość wody zawsze jest oddawana z gleby.

Okres uzupełniania trwa zwykle krótko. Przed zimą zasoby wilgoci glebowej doprowadzone są do stanu pełnego nasycenia, nawet na glebach o dużej pojemności wodnej.

Wymienione cechy dotyczą wszystkich regionów, które jednak w szczegółach różnią się pomiędzy sobą.

Region pomorski jest wyraźnie uprzywilejowany. Nadwyżki są bardzo duże, a deficyty małe (rys. 3, 17, 18).

Region mazurski wykazuje większe zróżnicowanie. Małymi deficytami i dużymi nadwyżkami odznacza się wchodząca w jego obręb Suwalszczyzna (rys. 19) oraz część Niziny Pruskiej. Cały region ma małe deficyty, lecz nadwyżki na południu i w centrum nie są specjalnie duże.

Region sudecki charakteryzuje się dużą zmiennością warunków. Obok obfitych w wodę obszarów górskich leżą tu obszary o cechach niemal deficytowych, mianowicie kotliny i obszary graniczące z regionem wrocławskim.

Region karpacko-śląski odznacza się dużymi, a w górach bardzo dużymi nadwyżkami, występującymi stale. Deficyty są zwykle niewielkie (rys. 21, 22, 23).

Regiony roztocko-lubaczowski i świętokrzyski wyznaczono na podstawie skąpych danych, trudno więc bliżej je charakteryzować (rys. 20).

Wydzielone regiony w zasadzie pokrywają się z obszarami opadowo uprzywilejowanymi i upośledzonymi. Jednak regiony wydzielone na podstawie badania zmienności przestrzennej cech bilansu wodnego różnią się między sobą nie tylko wartością jednego czynnika bilansu. Metoda bilansu wodnego pozwoliła wydzielić obszary, w obrębie których środowisko w przekroju wieloletnim wyraźnie poddane jest różnym prawom rządzącym zaspokojeniem potrzeb roślinności w wodę.

Wydzielone regiony w zasobach pokrywają się z obszarami o podobnym poziomie wilgotności i uśrednionym bilansie wodnym. Jednym z powodów podobieństwa bilansu wodnego w podobnych warunkach jest podobieństwo warunków klimatycznych. Wyniki badań nad zastosowaniem metody bilansu wodnego w praktyce wyczerpującej podane jest w rozdziale 10. Wyniki badań nad zastosowaniem metody bilansu wodnego w praktyce wyczerpującej podane jest w rozdziale 10.

## WNIOSKI

Zamierzenia pracy były dwojakie: metodyczne i merytoryczne. Osobno więc podkreślę najważniejsze, według mnie, wyniki badań nad zastosowaną metodą, osobno zaś wnioski wynikające z opracowania pewnych nowych elementów środowiska geograficznego Polski.

### UWAGI METODYCZNE

Metoda bilansu wodnego Thornthwaite'a i Mathera podaje nowe, interesujące ujęcie warunków kształtowania się bilansu wodnego, w szczególności bilansu wodnego gleby.

Metoda ta pozwala na określenie regionalnego zróżnicowania warunków kształtujących bilans wodny.

Wskaźniki wyznaczone metodą Thornthwaite'a i Mathera na podstawie danych normalnych nie są wartościami rzeczywistych deficytów czy nadwyżek — odpowiedników odpływu. Mogą one służyć tylko do ogólnych porównań w obrębie tego samego typu warunków klimatycznych.

Aby wskaźniki te odpowiadały rzeczywistym wielkościom deficytów i nadwyżek należałoby:

a) Określić granice błędu wielkości ewapotranspiracji potencjalnej wyznaczonej metodą Thornthwaite'a dla różnych typów gleb i pokrycia roślinnego. Można do opisywanego schematu bilansu zastosować zresztą jakikolwiek inny sposób określenia wartości  $PE$ , byleby dawał on możliwość oznaczenia  $PE$  dla dowolnej stacji i dowolnego przedziału czasowego z dokładnością możliwie dużą i określoną dla każdego warunków.

b) Znaleźć sposób oceniania ilości wody pochodzącej z atmosfery (opady i bezpośrednia kondensacja), która może w określonych warunkach klimatycznych, geologicznych, glebowych i przy określonym typie pokrycia roślinnego dostać się do gleby.

c) Określić, z jaką dokładnością i w jakich warunkach wartości dla znalezienia wielkości zużycia wilgoci glebowej, podane w tablicach Thornthwaite'a i Mathera, odpowiadają rzeczywistości.

d) Określić, dla różnych typów klimatu, związki zachodzące pomiędzy wartościami wskaźników bilansu wodnego opracowanego na podstawie da-

nych średnich, a także rzeczywistymi przebiegami bilansu opracowanymi dla wieloletni na podstawie danych konkretnych przy użyciu jak najkrótszych okresów jednostkowych: o d m s . I . Wielkopolski "Wielkopolski element"

W obecnej postaci metoda bilansu wodnego Thornthwaite'a i Mathera może być stosowana w dwojaki sposób: a) Thornthwaite'a i Mathera

Obliczenia oparte na danych średnich wieloletnich służą mogą do ogólnej charakterystyki regionalnego zróżnicowania warunków klimatycznych, które kształtują bilans wodny gleby.

Wyniki obliczeń bilansowych dla konkretnego okresu, obliczeń opartych na jak najmniejszych okresach jednostkowych przy uwzględnieniu właściwych dla danego punktu lub regionu cech gleby, pozwalają badać rzeczywiste przebiegi elementów kształtujących bilans wodny w danym okresie.

Badanie związków, jakie istnieją między wielkością wolnych nadwyżek obliczonych metodą Thornthwaite'a i Mathera oraz odpływem z badanego terenu, należałoby prowadzić przez:

a) Zwiążenie wielkości i reżimu wolnych nadwyżek z reżimem poszczególnych zbiorników podziemnych.

b) Określenie dynamiki i wielkości zasilenia cieków z poszczególnych zbiorników wód podziemnych.

Schemat bilansu wodnego opracowany przez Thornthwaite'a daje możliwości wprowadzania ulepszeń prowadzących do dokładniejszego poznania zmienności czasowej i przestrzennej obiegu wody. Pozwala na określenie i przestrzenne zbadanie wielu cech obiegu wody na danym terenie, niezwykle cennych dla poznania klimatyczno-hydrograficznej strony środowiska geograficznego.

Poznanie obiegu wody może mieć bezpośrednie znaczenie dla planowania gospodarki wodą, szczególnie dla celów rolnictwa.

#### UWAGI DOTYCZĄCE ZBADANYCH WŁAŚCIWOSCI BILANSU WODNEGO NA TERENIE POLSKI

W Polsce można wyróżnić obszary o różnych typach obiegu wody. Różnice te przejawiają się przede wszystkim w częstotliwości występowania typów bilansu wodnego.

W środkowej Polsce większość obszaru stanowią tereny deficytowe. Szczególnie silne niedobory wody występują w Wielkopolsce, na Kujawach i północnym Mazowszu. Na całym obszarze deficytowym wprowadzenie intensywniejszej gospodarki rolnej musi spowodować sięgnięcie po zasoby wód z innych obszarów. Bez dodatkowych nawodnień skutki suszy z jednego roku mogą być odczuwane przez szereg lat następnych.

Regiony deficytowe, wyróżnione w niniejszej pracy, były już wielokrotnie wyodrębniane jako niedoborowe. (Wszystkie prace związane z problemem „stepowienia” Wielkopolski, L a m b o r [37], B a c [5] i in.). Wydaje mi się jednak, że określenie ich charakteru przy pomocy metody bilansu wodnego Thornthwaite’a i Mathera wnosi nowy materiał do poznania przyczyn i charakteru niedoborów wody występujących w tych regionach. Wskazuje też na możliwości zaspokojenia potrzeb wodnych.

## LITERATURA

- [1] Al Khasab Wafiq Hussein, 1958. The water budget of the Tigris and Euphratus Basin. Chicago. Chicago University.
- [2] Atlas opadów atmosferycznych w Polsce, 1891—1930. Oprac. Wiszniewski M., 1953. PIHM Warszawa.
- [3] Atlas Polski, 1954. z. 3, Klimat. Warszawa.
- [4] Bac S., 1956. Metodyka badań polowego zużycia wodnego i roślin uprawnych i zastosowanie uzyskanych norm do obliczeń bilansu wodnego małych dorzeczy. Prace i Studia KGW. t. I.
- [5] Bac S., 1956. Las i woda. Chrońmy Przyrodę Ojczyzną, R. 20, z. 1.
- [6] Bierhuizen J. F., 1958. Some observations on the relation between transpiration and soil moisture. Neth. Journ. of Agr. Sc. z. 6.
- [7] Budagowski A. L., 1960. Zavisimost isparienija ot metieorologiczeskich uslovij i wlaźnosti pocvy. Moskva. (sb. Cidroklimaticzeskij režim lesostiepnj i stiepnj zon SSSR v zasuslwyje i wlaźnyje gody. AN SSSR).
- [8] Budyko M. I., 1948. Isparienije v jestiestviennvch uslovijach. Leningrad.
- [9] Carter D. B., 1953. The Water Balance of the Mediterranean and the Black Seas. Publ. in. Clim. t. IX, z. 3.
- [10] Carter D. B., 1955. The Water Balance of the Lake Maracaibo during 1946—1953. Publ. in. Clim. t. VIII, z. 3.
- [11] Carter D. B., The Average Water Balance of the Delaware Basin. Publ. in. Clim. t. XI, z. 3.
- [12] Dębski K., 1948. Parowanie terenowe i jego gradient południkowy na ziemiach Niżu sarmackiego. Przegl. met. i hydr. t. I, z. 1.
- [13] Dębski K., 1956. Zagadnienie opracowania bilansu wodnego zlewni rzecznych. Roczn. Nauk. Roln. t. 71 z. 3, F.
- [14] Dębski K., 1962. Wpływ deszczów jesiennych na odpływ i stany retencyjne w następnym roku. Prace i Studia KGW. t. V.
- [15] Dębski K., 1963. Rozwinięte równania bilansu wodnego i droga do jego poznania. Prace i Studia KGW. t. VI.
- [16] Dębski K., Hydrologia Kontynentalna. Cz. I i II. 1955. Wyd. Komunikacyjne. W-wa.
- [17] Demiańczuk P. P., 1959. Wzór na obliczenie wielkości parowania z powierzchni zbiornika w Kempton Park (pod Londynem) oraz uwagi o metodzie C. W. Thornthwaite'a. Przegl. geofiz. t. IV (XII), z. 3—4.
- [18] Donciu C., 1959. Contributii la caracterizaea Climei R.P.R. Hidrologia si Gospodarirea Apelor. z. 2, 3.
- [19] Dreibelblis H., Amerman I. D., 1964. Soil Type and Practice Effects on the Water Budget. Journ. of Geoph. Research. V. 69.
- [20] Engelbrecht H., 1961. Manual for use I.B.M. 650 program HHE004 Thornthwaite metod for computing potential evapotranspiration and the water balance. Publ. in. Clim. t. XIV, z. 3.

- [21] Er in ç S., 1950. Climatic types and the variation of moisture regions in Turkey. Geogr. Rev. 40, z. 2.
- [22] Galcov A. P., 1960. Ispolzovanije deficita isparenija dla analiza genezisa zasuh. (sb. Hidroklimaticheskij režim lesostepnoj i stepnoj zon SSSR w zasulive i vlazne gody). Moskva. AN SSSR.
- [23] Gentili V. J. H., 1952. Une critique de la méthode de Thornthwaite. Ann. de Geogr. v. 62.
- [24] Gumiński R., 1948. Próba wydzielenia dzielnic rolniczo-klimatycznych w Polsce. Przegląd meteor. i hydr. t. I, z. 1.
- [25] Haude W., 1954. Zur praktischen Bestimmung der aktuellen und potentiellen Evaporation und Evapotranspiration. Mitt. der Dtsch. Wetterdienst No. 8.
- [26] Hycklama T. E. A. Van, 1956. The water balance of the Earth. Publ. in Clim. t. IX, z. 2.
- [27] Hycklama T. E. A. Van, 1958. Modification of the Water Balance approach for basins within the Delaware Valley. Publ. in Clim. t. XI, z. 2.
- [28] Howe G. M., 1953. Climates of the Rhodesias and Nyasaland according to the Thornthwaite Classification. Geogr. Rev. t. 43, z. 4.
- [29] Kaczorowska Z., 1962. Opady w Polsce w przekroju wieloletnim. Prace geogr. IG PAN nr 33.
- [30] Kalman, 1962. Quelques observations sur l'évapotranspiration estivale en Provence. Bull. de l'Association de Géogr. Français. N. 308.
- [31] Keller R., 1962. Gewässer und Wasserhaushalt des Festlandes. Leipzig. B. G. Teubner Verlagsgesellschaft.
- [32] Knoch K., Schulze A., 1954. Methoden der Klimaklassifikation. Gotha. Ergänzungheft Nr 249 zu Peterm. Geogr. Mitt.
- [33] Kostin S., Pokrowska T., 1957. Klimatologia. Warszawa. PWN.
- [34] Kuterka K., 1956. Wpływ niektórych czynników klimatycznych na plonowanie roślin uprawnych. Roczn. Nauk. Roln. t. 71, z. 2. F.
- [35] Krygowski S., 1964. Ekonomiczna potrzeba studiów nad regeneracją górnej wody gruntowej w Wielkopolsce. Zesz. nauk. UAM w Poznaniu nr 5.
- [36] Lambor J., 1956. Obliczanie surowych bilansów wodnych metodą korelat. Roczn. Nauk. Roln. t. 71, z. 3. F.
- [37] Lambor J., 1956. Potencjalne możliwości stepowienia w Polsce. Zesz. Probl. Postępów Nauk. Roln. z. 7.
- [38] Lvovic M. I., 1964. Wodnyj balans i wodnyje resursy. Razvitje i preobrazovanie geografičeskoj sredy. Moskva.
- [39] Lenciewicz S., Kondracki J., 1962. Geografia fizyczna Polski. Warszawa. PWN.
- [40] Makkink G. F., Heemst H. D. J. Van, 1956. The actual evapotranspiration and the soil moisture tension. Neth. Journ. of Agr. Sc. z. 4.
- [41] Malick M., 1959. Application de méthode de Mr. Thornthwaite à l'étude agromomique des climats du Gabon. Monographies de la Météorologie Nationale No. 46. Paris.
- [42] Mather J. R., 1952. Estimating Soil Tractionability from Climatic Data. Progress Report No. 2, Contract No. AF-19/604/193.
- [43] Mather J. R., 1961. The climatic water balance. Publ. in Clim. t. XIV, z. 3.
- [44] Mather J. R., 1954. The measurement of potential evapotranspiration. Publ. in Clim. t. VII, z. 1.
- [45] Michna E., 1952. Opad a współczynnik odpływu na obszarze województwa lubelskiego. Ann. UMCS, Sec. B. v. VIII.
- [46] Michna E., 1961, 1962. Pomiary parowania wzdłuż profili poprzecznych doliny Sanu. cz. I i II. Ann. UMCS. Sec. B. V. XVI, V, XVII.



- [47] Matul K., 1962. Podstawy naukowe melioracji hydrotermicznych w Polsce. Prace i Studia KGW. t. III.
- [48] Mikulski Z., 1963. Zarys Hydrografii Polski. Warszawa. PWN.
- [49] Mohrmann J. C. J., Kessler J., 1959. Water deficiencies in European Agriculture. A climatological survey. Int. Inst. for Land Recl. and Impr. Publ. 5.
- [50] Moindrot C., 1959. L'eau et les plantes sous climat tempéré. Norois t. VI, z. 24 (tłum. pol. Przegl. Zagr. Lit. Geogr. z. 1, 1961).
- [51] Nakamura J. K., 1958. Instructions for evaluating the water balance of the Delavare Basin using the modified 1955 method. Publ. in Clim. XI.
- [52] Olszewski T., 1962. Geograficzne warunki rolnictwa chińskiej prowincji Kiangsu. Acta. Geogr. Univ. Lodz., v. 9.
- [53] Olszewski T., 1962. Rejony rolnicze północnego obszaru województwa łódzkiego. Act. Geogr. Lodz., v. 15.
- [54] Ostromecki J., 1948. Parowanie okresu zimowego. Przegl. met. i hydr. t. I, z. 1.
- [55] Ostromecki J., 1956. Przewidywane zużycie wody na zwiększoną produkcję użytków rolnych i łąkowych. Prace i Studia KGW. t. I.
- [56] Ostromecki J., 1956. Obliczenie zapotrzebowania wody dla łąk meliorowanych. Roczn. Nauk. Roln. t. 71, z. 3. F.
- [57] Ostromecki J., 1956. Obliczenie surowych bilansów wodnych przy łącznym uwzględnieniu wskaźników parowania i retencji. Roczn. Nauk. Roln. t. 71. F.
- [58] Pengra R., 1961. Instructions for use of the IBM 602A calculator for daily soil moisture accounting. Publ. in Clim. t. XIV, z. 3.
- [59] Penman H. L., 1954. Evaporation over parts of Europe. Ass. Int. of Hydr. Sc. Ass. Gen. Rome. t. III.
- [60] Penman H. L., 1956. Evaporation, an introductory survey. Neth. Journ. of Agr. Sc. z. 4.
- [61] Proceedings of the informal meeting on physics in agriculture. Wageningen 1955.
- [62] Romer E., 1949. Regiony klimatyczne Polski. Prace Wrocł. Tow. Nauk B. nr 20.
- [63] Romer E., 1949. Regiony klimatyczne Polski. Prace Wrocł. Tow. Nauk B. nr 16.
- [64] Sawina S. S., 1960. Deficit isparenija kak pokazatel zasuhi. (sb. Gidroklimatičeskij režim lesostepnoj i stepnoj zon SSSR v zasušliviye i wlažnyje gody.) Moskva, AN SSSR.
- [65] Schmuck A., 1949. O parowaniu potencjalnym. Prace Wrocł. TNB. nr 25.
- [66] Schultz, 1960. Die Bodenfeuchtigkeit im Niederrheingebiet in den Jahren 1935—1957. Dtsch. Gewässerkundl. Mitt. 4. Jhg. H. 2.
- [67] Sanderson, 1951. The measurement of evaporation in Canada. Ass. Int. of the Hydr. Sc. Ass. Gen. Bruxelles. t. III.
- [68] Slayter R. C., 1956. Evapctranspiration in relation to soil moisture. Neth. Journ. of Agr. Sc. z. 4.
- [69] Somorowski C., 1962. Uwilgotnienie profilu glebowego jako wskaźnik zmian retencji przy obliczaniu bilansów wodnych mniejszych zlewisk. Prace i Studia KGW. t. V.
- [70] Stachy J., Uwagi o obliczaniu parowania i retencji metodami Lambora i Ostromeckiego. Przegl. geofiz. t. VI (XIV), z. 3.
- [71] Stephan W., 1956. Obliczanie parowania za pomocą oznaczania retencji. Roczn. Nauk. Roln. t. 71, z. 3. F.
- [72] Świętochowski B., 1956. Węzłowe zagadnienia rolniczego bilansu wodnego. Prace i Studia KGW. t. I.

- [73] Swinbank W. C., Priestley C. H. B., Deacon E. L., 1958. Evaporation et bilan hydrique. Recherches sur la zone Aride. X. Climatologie, Compte rendu de recherches UNESCO.
- [74] Thornthwaite C. W., 1948. An approach toward a rational classification of climate. Geogr. Rev. 38, z. 1.
- [75] Thornthwaite C. W., Mather J. R., 1955. The Water Balance. Publ. in Clim. t. VIII, z. 1.
- [76] Thornthwaite C. W., Instructions and Tables for Computing Potential Evapotranspiration and the Water Balance Publ. in Clim. t. X, z. 3.
- [77] Thornthwaite C. W., Mather J. R., Carter D. B., 1958. Water Balance Maps of Eastern North America. Resources for the Future. (tłum. pol. Przegl. Zagr. Lit. Geogr. z. 1, 1961).
- [78] Wijk W. R., Van, Vries D. A. De., 1954. Evapotranspiration. Neth. Journ. of Agr. Sc. z. 2.
- [79] Vernet A., 1958. Climat et Vegetation. Recherches sur la zone Aride X. Climatologie, Compte rendu de recherches UNESCO.
- [80] Viehmayer, Henerickson, 1955. Does Transpiration Change as Soil Moisture Decreases? Trans. Am. Geoph. Un.
- [81] Wiszniewski W., Gumiński G., Bartnicki L., 1949. Przyczynki do klimatologii Polski. Temperatura (cz. 2). Wiad. Sł. Hydr. i Met. t. I, z. 5.

## ПРОБЛЕМА МЕТОДА ВОДНОГО БАЛАНСА THORNTHWAITЕ И MATHER В ПРИМЕНЕНИИ К ПОЛЬСКИМ УСЛОВИЯМ

### Резюме

Потамологический водный баланс с применением уравнения Пенка-Онпокова или развернутых его видов, исследуется обычно на некоторых определенных участках земного шара, но чаще всего на территории речных бассейнов.

Отдельные компоненты водного баланса подсчитываются различным образом с тем, что в результате получается оценка прихода и расхода воды, осуществляющихся различными путями в предельных точках исследуемой территории. Такой баланс представляет собой средние величины для всей территории, которая в действительности никогда не может быть однородной. Он не объясняет круговорота воды, осуществляющегося внутри территории, для которой подсчитывается баланс и не дает причинного толкования выступающих там явлений.

Одним из путей, которые позволяют исследовать водный баланс в его динамическом виде, является по всей вероятности, развернутый метод Thornthwaite'a и Mathera. Цель настоящей работы — исследование самого метода и попытка развернуть его для применения в польских условиях. За основу настоящей работы принимается синтез метода, опубликованный Thornthwaite'a и Mathera в 1957 г. Учитываются все помещенные там обозначения и дефиниции.

Самой полной картиной рассматриваемого таким образом баланса, является его графическое представление; но для того, чтобы получить понятие о пространственном его размещении — водный баланс, подсчитанный для единичных площадей отдельных климатических станции, необходимо выразить в виде показателей. Показатели позволяют применить интерполяцию, благодаря чему получается географический подход к различным элементам водного баланса.

Для более полного использования богатого географического материала по водным балансам, выделяется несколько новых показателей, кроме приведенных автором выше упомянутого метода.

Все показатели можно разделить на три группы:

1. характеризующие ход и взаимную зависимость всех элементов баланса
2. характеризующие недобор воды
3. характеризующие излишек воды

1. Этой группе принадлежит основной показатель  $P - PE$  и показатели, характеризующие продолжительность и сроки начала и окончания следующих, выделенных периодов в ходе балансов:

а. высыхания когда  $P < PE$   $S \rightarrow 0$   $R = 0$

в. пополнения когда  $P > PE$   $S \rightarrow$  полного насыщения  $R = 0$

с. излишек, когда  $P > PE$   $\Delta S = 0$   $R > 0$

2. Thornthwaite и Mather выделили здесь только один показатель  $D$  — дефициты. Для более полного ознакомления со свойствами баланса могут являться существенными:

продолжительность периода в котором выступают дефициты, срок выступления самых крупных дефицитов в степень концентрации ледоборов в каком либо периоде времени, затем показатели показывающие темп уменьшения почвенного запаса воды и период времени в котором выступает самая большая интенсивность этого процесса.

3. Никакого нового показателя к этой группе не прибавлено. Излишки воды можно характеризовать таким же образом как дефициты, но целесообразнее бы добыть установить их более тесную связь со стоком и с питанием различных горизонтов подземных вод, на основе дальнейших, специальных исследований. В настоящей работе подсчитываются только некоторые из предложенных показателей для станции, подлежащих исследованию на территории Польши.

Подсчет баланса выполнен для 158 станций, расположенных ниже 500 м над уровнем моря. Таким образом упускаются из виду горные области по той причине, что схема примененного баланса не отражает полностью различий водных условий.

Различия в орографическом, геологическом и почвенном отношении, характеризующие эти территории сделали бы затруднительной правильную интерполяцию и экстраполяцию. Упускаются в схеме: поверхностный сток и перемещение воды под землей (не по вертикали) — они там всеобщее явление.

Подсчет базируется на опубликованных климатических данных; используются средние, многолетние величины. Для всех выше упомянутых станций составляются таблицы водных балансов, принимается водная вместительность почвы равная 200 мм, она признается соответствующей средним для Польши водным условиям почвы и растительного покрова. Не учитывалось влияние запасов воды задержанной в снежном покрове. Для обработанных таким образом наблюдательных материалов на отдельных станциях, определяются соответственные показатели дающие характеристику водного баланса местности окружающей станцию. Величины показателей наносятся на карты, затем применяется интерполяция, в результате которой получается изоритмическое изображение явления.

Для того чтобы найти лучшую характеристику водного баланса для разных районов, выполняется подсчет балансов и составляются соответствующие графики для 10 очередных лет для 8 станций. Полученные таким образом результаты используются для анализа методического анализа различных способов подсчета баланса. Результатом полученного таким образом анализа являются методические выводы и новые данные для характеристики климатических районов Польши.

Водный баланс подсчитанный методом Thornthwaite'a и Mathera является отражением взаимного влияния хода доставки и потребности воды, различия фазы и ритма этого хода, которое сглаживается влиянием запасов воды задержанной в почве. Но показатели определенные этим методом не представляют собой величины настоящих дефицитов или же избытков — эквивалентов стока. Они являются лишь показателями и могут употребляться только для применения сравнений, у которых общий характер в границах климатических условий одинакового типа. Для того, чтобы получить величины более близкие к действительным компонентам баланса следовало бы:

1. Усовершенствовать метод подсчета *PE* и определить предел ошибки, которую мы делаем при подсчете.

2. Найти способ оценки количества воды, которая питает почвенные ее запасы для различных местных условий и в разных периодах времени.

3. Более обстоятельно разработать проблему израсходования воды из почвенных запасов.

4. Определить взаимные связи между величинами показателей баланса разработанного на основе средних данных и показателей полученных на основе действительного хода баланса за тот сам период времени.

На основе разработанных данных можно установить, что для польских условий региональные различия показателей полученные по балансам разработанным на основе

средних многолетних величин, хорошо представляет различия типов баланса. Но следовало бы разработать более длинные наблюдательные серии для большего количества точек и для различных почвенных условий.

На основе результатов подсчетов полученных для Польши, можно выделить области с большим различием правдоподобия выступления различных типов водного баланса. В настоящей работе определяются территории с преобладанием типа с дефицитом и типа с излишком. Очень большая изменчивость климатических условий с года в год является причиной такого подхода к проблеме. Различия величины показателей для отдельных годов на одной станции значительно превышают различия этих показателей для средних многолетних данных на всей территории Польши.



## THE PROBLEM OF THORNTHWAITE AND MATHER'S METHOD OF WATER BALANCE IN ITS APPLICATION TO POLAND

### Summary

The potamological water balance, expressed by Penck-Oppokov's equation or its evolution, is usually investigated with regard to certain surfaces of the globe, most frequently areas of drainage basins. The individual components of this balance are defined in different ways; the result is that one obtains a measurable perception of water inflow and outflow which are taking place by different means along the border of the region studied. A balance like this gives mean values for the entire region which, obviously, is never uniform. Thus this balance neither accounts for the hydrological cycle within the balanced area, nor can it give reasons explaining the phenomena taking place locally.

One way of examining the water balance in its dynamics seems to be the evolution of the method suggested by Thornthwaite and Mather. The purpose of the present paper is to examine the method itself, and to expand it in order to apply it to conditions as they exist in Poland. As basis for this endeavour I have taken a synthesis of the method which Thornthwaite and Mather published in 1957 [76]; I have retained all the symbols and definitions used in their writings.

In this concept the most comprehensive image of the balance is a balance diagram; however, in order to obtain a spatial image, any balance calculated on the scale of unit surfaces for individual climatological stations must be characterized by suitable indices. These indices would make possible interpolations, and in this manner would be obtained a geographical conception of the diverse elements of the balance. In order to utilize to better advantage the rich material obtained in the form of balance diagrams, I have distinguished several new indices in addition to those indicated by the authors of the method. All indices can be divided into three groups which characterize

- 1) the course and the interdependence of all elements of the balance,
- 2) water deficiencies,
- 3) water surpluses.

1) First place takes here the basic index  $P - PE$ , as well as the indices that characterize the duration, and the starting and the end dates of the following periods, respectively distinguished in the course of the balance of:

- a) the drying period, when  $P < PE$ ,  $S \rightarrow 0$ , and  $R = 0$ ,
- b) the recharge period, when  $P > PE$ ,  $S \rightarrow$  full saturation, and  $R = 0$ ,
- c) the excess period, when  $P > PE$ ,  $S = 0$ , and  $R > 0$ .

2) Here Thornthwaite and Mather distinguish but one index,  $D$ , that is, water deficiencies. However, for a better cognizance of the features of the balance there may additionally be essential: the duration of the period of deficiencies, the date of the occurrence of maximum deficiencies, and the concentration ratio of deficien-

cies during given periods; furthermore, indices of the rate of the diminution of soil moisture reserves, and the period when this diminution reaches its highest intensity.

3) To this group the author adds no new indices. Surpluses may be characterized much like deficiencies; however, it seems more advisable to link them, on the basis of further detailed studies, with the runoff and with supplying the different groundwater levels with water. In the present paper the author has calculated merely a few of the indices he suggests with reference to Polish climatological stations that have been investigated.

The author has calculated balances of this kind for 158 stations situated at altitudes lower than 500 m a.s.l. This means that mountain regions have been left out of consideration in the belief that for them the balance pattern applied here would fail to illustrate fully their differentiation in hydrological features. This differentiation in hypsometrical, geological, and soil conditions of mountain regions would render a correct interpolation and extrapolation extremely difficult — because here surface flow and non-vertical groundwater movements, omitted in the balance diagram, are features of common occurrence.

The calculations are based on recorded climatic data, using normal mean values. For each of the above mentioned stations balance tables were compiled, where the water storage capacity of the soil was assumed to be 200 mm — a figure considered appropriate for average Polish conditions of soil types and vegetation covers. No allowance was made for the effect of snow retention. For the stations thus accounted for, the respective indices characterizing their water balances were defined. Afterwards, the values of these indices were entered on maps, and by suitable interpolation isorhythmic patterns were obtained.

In order to find for various regions a better characteristic of their balances, balance calculations were made and corresponding 10-year charts embracing 10 successive years were prepared for 8 stations. The results thus obtained were also used for methodological studies of the different methods of calculating water balances.

On the basis of an analysis of the material collected in this manner, conclusions were drawn as to the best method to be used, and new data characterizing Poland's climatic regions were gained.

The water balance calculated by Thornthwaite and Mather's method is a picture of the interrelation of variations in water supply and water needs, and of differences occurring in this pattern as to phases and rhythm, mitigated by the effect of soil retention. However, the indices resulting from this method are by no means values of the true deficiencies and surpluses or indications of the runoff. They are merely indices meant to be used for general comparisons within climatic conditions of identical type. In order to obtain values more truly resembling the real components of the water balance, it would be necessary to:

- 1) improve the method of calculating *PE* and to define the limit of the error committed in this calculation,

- 2) find a means of estimating the quantity of water which, for different local conditions and at different periods, adds to the water reserve in the soil,

- 3) solve more accurately the problem of water consumption from the soil reserve,

- 4) define the relations between the balance indices determined from mean values, and those resulting from true balance calculations, both referring to the same period of time.

Taking as a basis the data compiled so far, one may assert that, for conditions as they exist in Poland, the regional differentiation of indices obtained from balances



for normal mean values renders a true picture of the differentiation in balance types. All the same, it would seem advisable to prepare longer series of observations for a larger number of stations and for a variety of soil properties.

The results obtained for Poland distinguish areas differing as to the probability of the occurrence of water balances of different types; in the present paper, however, the author has defined areas where both deficiency and surplus types predominate. The remarkable variability of Poland's climatic conditions from year to year is the reason for this pattern. The differences in index values for separate years, determined for individual stations, are much greater than the differentiation for normal mean indices referring to Poland as a whole.

#### PLATES

1. Potential evapotranspiration. Annual total. Isarhythms at 10 mm intervals.
2. Basic index  $P - PE$ . Isarhythms at:  $-100, -50, 0, +100$  mm.
3. Duration of drying period.
4. Date of termination of replenishment period. Isochrons at monthly intervals. Minus signs mark the area in which replenishment of soil humidity resources fails to result in full saturation.
5. Water deficits. Isarhythms at 20 mm intervals.
6. Deficit maxima. Roman numerals indicate months in which water deficits reach maximum values. 1 — area in which maximum monthly values of water deficit constitute more than 33% of sum of annual deficits.
7. Water surpluses. Isarhythms at: 0, 20, 50, 100 mm.
8. Regions. Full lines indicate regions with water deficit. 1 — regions with water surplus; 2 — CRND: central region of maximum deficits; SZ — western subregion; SW — eastern subregion.

Note: Figures shown correspond with numbers of regions given in text.

#### FIGURES

1. Chart showing water balance for Zielona Góra. Normal year. 1 — PE: potential evapotranspiration; 2 — AE: actual evapotranspiration; 3 — P: precipitation; 4 — S: storage of water resources in soil; 5 — D: water deficits; 6 — R: water surpluses.
2. Example of diagram for calculating dates when drying period ends and starts. Zielona Góra, normal year. PE IX — 73 mm, X — 39 mm; P IX — 57 mm, X — 43 mm.
3. Variableness of elements of water balance in 1951—1960 decade. Łęborz (for explanation of symbols see Fig. 1).
4. Variableness of elements of water balance in 1951—1960 decade Poznań.
5. Variableness of elements of water balance in 1951—1960 decade Lublin.



## SPIS TREŚCI

|  |    |
|--|----|
| Wstęp . . . . .  | 5  |
| Podstawowe pojęcia bilansu wodnego . . . . .   | 5  |
| Cel pracy . . . . .  | 9  |
| Bilans wodny w ujęciu Thornthwaite'a i metod pokrewnych . . . . .                                | 10 |
| Podstawowe założenia bilansu i metody obliczania jego elementów . . . . .                        | 10 |
| Dotychczasowe zastosowania metody . . . . .  | 15 |
| Wskaźniki, którymi można charakteryzować cechy bilansu wodnego dla jednej stacji . . . . .       | 17 |
| Wskaźniki charakteryzujące przebieg i współzależność wszystkich elementów bilansu . . . . .      | 18 |
| Okresy charakterystyczne w rocznym przebiegu bilansu . . . . .                                   | 19 |
| Wskaźniki dotyczące niedoborów wody . . . . .  | 19 |
| Wskaźniki charakteryzujące nadmiary wody i proces uzupełnienia zapasu glebowego wody . . . . .   | 20 |
| Materiały i obliczenia . . . . .   | 21 |
| Okresy charakterystyczne . . . . .   | 22 |
| Wskaźnik podstawowy $P - PE$ . . . . .   | 24 |
| Wskaźnik niedoborów wody . . . . .   | 24 |
| Wskaźniki nadmiarów wody . . . . .   | 24 |
| Rezultaty obliczeń i ich graficzne ujęcie . . . . .  | 25 |
| Suma roczna $PE$ . . . . .   | 25 |
| Wskaźnik podstawowy $P - PE$ . . . . .   | 27 |
| Okresy charakterystyczne, czas ich trwania oraz daty początku i końca . . . . .                  | 27 |
| Okres wysychania . . . . .   | 27 |
| Okres uzupełnienia . . . . .   | 29 |
| Deficyty . . . . .   | 31 |
| Wolne nadwyżki . . . . .   | 32 |
| Bilans kolejnych 10 lat w wybranych stacjach . . . . .   | 33 |
| Dobór stacji i materiał do obliczeń . . . . .  | 33 |
| Wyniki obliczeń dla bilansu 10 kolejnych lat . . . . .   | 33 |
| Typy regionalne bilansów . . . . .   | 37 |
| Typ I — wyraźnie deficytowy . . . . .  | 37 |
| Typ II — pośredni . . . . .  | 37 |
| Typ III — nadwyżkowy . . . . .   | 38 |
| Dyskusja niektórych założeń metody i uzyskanych wyników . . . . .                                | 40 |
| Elementy bilansu . . . . .   | 40 |
| Opad . . . . .   | 40 |
| Pojemność wodna gleby w strefie korzeniowej i rytm wyczerpywania zasobów wodnych gleby . . . . . | 41 |
| Ewapotranspiracja potencjalna . . . . .  | 42 |

|  |    |
|--|----|
| Wskaźniki bilansu . . . . .  | 45 |
| Sens ogólny wskaźników <i>R</i> i <i>D</i> . . . . .                                 | 45 |
| Zależność wskaźników od pojemności wodnej gleby w strefie korzeniowej                | 48 |
| Wpływ odchyień danych podstawowych od normy na wskaźniki i przebieg                  |    |
| bilansu wodnego . . . . .  | 49 |
| Wielkość wskaźników <i>R</i> i <i>D</i> w zależności od sposobu obliczania . . . . . | 50 |
| Zróżnicowanie przestrzenne bilansu wodnego w Polsce . . . . .                        | 54 |
| Uwagi ogólne . . . . .   | 54 |
| Regiony . . . . .  | 55 |
| Regiony deficytowe . . . . .   | 56 |
| Regiony nadwyżek wody . . . . .  | 61 |
| Wnioski . . . . .  | 64 |
| Uwagi metodyczne . . . . .   | 64 |
| Uwagi dotyczące zbadanych właściwości bilansu wodnego na terenie Polski              | 65 |

PRACE GEOGRAFICZNE IG PAN

1. Flis J., Kras gipsowy Niecki Nidziańskiej. 1954, s. 73, zł 10,—
2. Walczak W., Pradolina Nysy i plejstocenijskie zmiany hydrograficzne na przedpolu Sudetów Wschodnich. 1954, s. 51, zł 8,—
3. Krzymowska A., Franciszek Szwarzenberg-Czerny profesor geografii Uniwersytetu Jagiellońskiego (1847—1917). 1954, s. 69, zł 9,50
4. Paszyński J., Opady atmosferyczne dorzecza Odry i ich związek z hipsometrią i zalesieniem. 1955, s. 90 + 7 map, zł 16,50
5. Kiełczewska-Zaleska M., O powstaniu i przeobrażaniu kształtów wsi Pomorza Gdańskiego.  
Biskup M., Osady na prawie polskim na Pomorzu Gdańskim w pierwszej połowie XV w. 1956, s. 224 + 3 mapy, zł 31,45
6. Okołowicz W., Geomorfologia okolic środkowej Wilii. 1956, s. 68, zł 10,—
7. Jahn A., Wyżyna Lubelska. Rzeźba i czwartorzęd. 1956, s. 453+5 map, zł 52,40.
8. Fleszar M., Studia z dziejów geografii ekonomicznej w Polsce od połowy XVIII w. do r. 1848. 1956, s. 105, zł 20,—
9. Praca zbiorowa, Studia geograficzne nad aktywizacją małych miast. 1957, s. 526, zł 58,—
10. Werwicki A., Białostocki okręg przemysłu włókienniczego do 1945 r. 1957, s. 164, zł 32,—
11. Starkel L., Rozwój morfologiczny progó Pogórza Karpackiego między Dębicą a Trzycianą. 1957, s. 152 + 7 map + 20 ilustr., zł 36,—
12. Olszewicz B., Geografia polska w okresie Odrodzenia. 1957, s. 62, zł 15,50
13. Gilewska S., Rozwój morfologiczny wschodniej części Wyżyny Miechowskiej. 1958, s. 70, zł 20,—
14. Staszewski J., Vertical Distribution of World Population. 1957, s. 116 + 1 tabl., zł 40,—
15. Łomniewski K., Zalew Wiślany. 1958, s. 106, zł 24,—
16. Litterer M., Zmiany w rozmieszczeniu i strukturze ludności Polski Ludowej w latach 1946—1950
17. Welpa B., Zagadnienie struktury wieku ludności Polski Ludowej w r. 1950. 1955, s. 112, zł 22,—
18. Kukliński A., Struktura przestrzenna przemysłu cegielnianego na Ziemiach Zachodnich w epoce kapitalizmu. 1959, s. 156 + 19 wkładek, zł 49,—
19. Praca zbiorowa, Z badań środowiska geograficznego w powiecie mławowskim. 1959, s. 132 + 6 wkładek, zł 45,—
20. Tobjasz J., Wykorzystanie środowiska geograficznego dla hodowli w województwie białostockim. 1959, s. 160 + 2 mapy, zł 33,—
21. Kowalska A., Paleomorfologia powierzchni podplejstocenijskiej niżowej części dorzecza Odry. 1960, s. 75 + 6 map, zł 25,—
22. Starkel L., Rozwój rzeźby Karpat fliszowych w holocenie. 1960, s. 239 + 9 map + 35 fot., zł 78,—
23. Balińska-Wuttke K., Geomorfologia obszaru między Skierniewicami a Rawą Mazowiecką. 1960, s. 112 + 3 mapy, zł 43,50
24. Wróbel A., Województwo warszawskie. Studium ekonomicznej struktury regionalnej. 1960, s. 140, zł 24,—
25. Praca zbiorowa, Problems of Applied Geography. Proceedings of the Anglo-Polish Seminar Nieborów, September 15—18. 1959/1961, s. 148 + 10 wkładek (mapy) + 15 fot.

26. Gieysztor I., Studia hydrologiczne nad potokami tatrzańskimi. 1961, s. 80 + 4 mapy, zł 26,—
27. Praca zbiorowa, Problems of Economic Regions. 1961, s. 360 + 11 map, zł 77,—
28. Staszewski J., Die Verteilung der Bevölkerung nach dem Abstand vom Meer. 1961, s. 79 + 3 tabl., zł 20,—
29. Galon R., Morphology of the Noteć—Warta (or Toruń—Eberswalde) Ice Marginal Streamway. 1961, s. 129 + mapa, zł 32,—
30. Fleszar M., Zarys historii geografii ekonomicznej w Polsce do 1939 r. 1962, s. 173, zł 43,50
31. Praca zbiorowa, Land Utilization. Methods and Problems of Research. 1962, s. 250 + 13 wkładek, zł 63,—
32. Kosiński L., Miasta województwa białostockiego. 1962, s. 163 + 3 wkładki, zł 28,—
33. Kaczorowska Z., Opady w Polsce w przekroju wieloletnim. 1962, s. 112 + wkładka, zł 28,—
34. Okołowicz W., Zachmurzenie Polski.  
Stopa M., Burze w Polsce. 1962, s. 185 + 2 wkładki, zł 45,—
35. Biegajło W., Sposoby gospodarowania w rolnictwie województwa białostockiego. 1962, s. 187 + mapy, zł 48,—
36. Dziewański J., Starkel L., Dolina Sanu między Soliną a Zwierzyniem w czwartorzędzie. 1962, s. 86 + 9 wkładek, zł 28,—
37. Chilczuk M., Rozwój i rozmieszczenie przemysłu rolno-spożywczego w województwie białostockim. 1962, s. 159, zł 38,—
38. Radłowska C., Rzeźba północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. 1963, s. 178 + 12 fot. + 4 wkładki, zł 60,—
39. Szupryczyński J., Rzeźba strefy marginalnej i typy deglacjacji lodowców południowego Spitsbergenu. 1963, s. 162 + 4 mapy, zł 35,—
40. Kosiński L., Procesy ludnościowe na Ziemiach Odzyskanych, w latach 1945—1960. 1963, s. 128 + wkładki, zł 28,—
41. Domański R., Zespoły sieci komunikacyjnych. 1963, s. 110 + 38 ilustr., zł 24,—
42. Stasiak J., Historia jeziora Kruklin w świetle osadów strefy litoralnej. 1963, s. 94 + 19 ilustr. + 2 mapy, zł 27,—
43. Mileska M. I., Regiony turystyczne Polski. Stan obecny i potencjalne warunki rozwoju. 1963, s. 156 + 6 map, zł 34,—
44. Gilewska S., Rzeźba progu środkowotriasowego okolic Będzina. 1963, s. 135 + 24 ilustr., zł 36,—
45. Chilczuk M., Sieć ośrodków więzi społeczno-gospodarczej wsi w Polsce. 1963, s. 155 + 55 ilustr. i map, zł 65,—
46. Praca zbiorowa, Problems of geomorphological mapping. 1964, s. 140 + anex + 9 ilustr. + 6 map, zł 48,—
47. Praca zbiorowa, Studia geograficzne w powiecie pińczowskim. 1966, s. 193 + 27 ilustr. + 7 map, zł 47,—
48. Wróbel A., Pojęcie regionu ekonomicznego a teoria geografii. 1965, s. 86, zł 21,—
49. Ratajski L., Polska kartografia ekonomiczna XX wieku. 1965, s. 144 + 16 ilustr., zł 30,—
50. Starkel L., Rozwój rzeźby polskiej części Karpat Wschodnich. 1965, s. 160, 35 ilustr. + 5 map + 16 fot., zł 48,—
51. Kostrowicki A. S., Regionalizacja zoogeograficzna Palearktyki w oparciu o faunę motyli tzw. większych (Macrolepidoptera). 1965, s. 100 + 21 ilustr., zł 30,—

52. Gerlach T., Współczesny rozwój stoków w dorzeczu górnego Grajcarka. (Beskid Wysoki — Karpaty Zachodnie). 1966, s. 111, 20 ilustr., zł 33,—
53. Klimek K., Deglacjacja północnej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej w okresie zlodowacenia środkowopolskiego. 1966, s. 136 + 26 ilustr., zł 32,—
54. Kosmowska-Suffczyńska D., Rozwój rzeźby w trzeciorzędzie okolic Ostrowca Świętokrzyskiego i Ćmielowa. 1966, s. 114 + 22 ilustr. + 7 fot. + 2 mapy, zł 33,—
55. Ziemońska Z., Obieg wody w obszarze górskim na przykładzie górnej części dorzecza Czarnego Dunajca. 1966, s. 111 + 16 ilustr. + 2 wkładki, zł 34,—
56. Ratajski L., Mapy przemysłu, ich właściwości metodyczne i kartometryczne. 1966, s. 115 + 22 ilustr., zł 28,—
57. Więckowski K., Osady denne Jeziora Mikołajskiego, 1966, s. 112 + 12 ilustr. + 7 fot., zł 24,—
58. Szostak M., Pochodzenie Jeziora Śniardwy i jego zasoby wodne (w druku)
59. Rościszewski M., Siemek Z., Rolnictwo krajów słabo rozwiniętych (Egipt, Syria, Turcja) 1967, s. 109 + 9 ilustr., zł 24,—
60. Ziętara T., Rola gwałtownych ulew i powodzi w modelowaniu rzeźby Beskidów (w druku)
61. Urbaniak U., Wydmy Kotliny Płockiej 1967, s. 79 + 43 ilustr. + 8 fot., zł 21,—
62. Jewtuchowicz S., Geneza Pradoliny Warszawsko-berlińskiej między Nerem a Moszczenicą (w druku)
63. Dzięwoński K., Baza ekonomiczna i struktura funkcjonalna miast. Studium rozwoju pojęć, metod i ich zastosowań. 1967, s. 135, zł 32,—
64. Rychłowski B., Regionalizacja ekonomiczna — zagadnienia podstawowe 1967, s. 139, zł 33,—
65. Bączyk J., Masy wodne południowego Bałtyku i wpływ ich ruchów na polską strefę przybrzeżną (w druku)
66. Szulc H., Typy wsi Śląska Opolskiego na początku XIX wieku i ich geneza (w druku)
67. Szewczyk J., Włóka. Pojęcie i termin na tle innych średniowiecznych jednostek pomiaru ziemi (w druku)

#### Varia

- Kaczorowska Z., Zestaw zagranicznych czasopism i wydawnictw seryjnych z zakresu nauk o ziemi znajdujących się w bibliotekach polskich. 1957, s. 377, zł 110,—
- Ratajski L., Szewczyk J., Zwoliński P., Nazewnictwo geograficzne świata. 1959, s. 857, zł 135,—
- Centralny katalog zbiorów kartograficznych w Polsce. Zeszyt 1. Katalog atlasów i dzieł geograficznych 1482—1800. 1961, s. 248, zł 72,—
- Centralny katalog zbiorów kartograficznych w Polsce. Zeszyt 2 (uzupełniający). Katalog atlasów i dzieł geograficznych 1482—1800. 1963, s. 124, zł 28,—
- Centralny katalog zbiorów kartograficznych w Polsce. Zeszyt 3. Katalog atlasów 1801—1919, 1965, s. 343, zł 76,—
- Chilecuk M., Ciołkosz A., Zastosowanie zdjęć lotniczych w geografii. 1966, s. 131, ilustr. 84 (w tym 3 wielobarwne jako wkładki), zł 24,—







Cena zł 18. —