

Z Katedry Meteorologii i Klimatologii UMCS w Lublinie
Kierownik: prof. dr Włodzimierz Zinkiewicz

Zenon WIERZBICKI

O niedosycie wilgotności powietrza w Polsce

О дефиците влажности воздуха в Польше

On saturation deficit in Poland

I. UWAGI WSTĘPNE

Dotychczas w polskiej literaturze klimatologicznej brak jest wyczerpujących opracowań tak ważnego wskaźnika, jakim jest niedosyt wilgotności powietrza. Tymczasem w zagadnieniach dotyczących parowania z wolnej powierzchni wody, z gleby i z roślin wskaźnik ten odgrywa doniosłą rolę, ponieważ od niego zależy w przeważającym stopniu ilość wyparowanej wody.

Bezpośrednich wyników parowania mamy stosunkowo niewiele, a posiadane pomiary nie zawsze są porównywalne z uwagi na niejednorodną metodę i rodzaj użytych przyrządów ewaporometrycznych.

Poznanie niedosytu wilgotności powietrza, z racji jego związku ze zdolnością potencjalną parowania, pozwala na wykrycie pewnych właściwości środowiska geograficznego, które nie uwydatniają się przy analizie poszczególnych elementów meteorologicznych.

Niedosyt wilgotności powietrza nie znalazł dotychczas właściwego opracowania przy zastosowaniu metod klimatologicznych, ponieważ wielkość ta nie wchodziła w zakres spostrzeżeń ustalonych przepisami międzynarodowymi.

Wyznaczanie niedosytów wilgotności powietrza w stacjach polskiej sieci meteorologicznej rozpoczęto dopiero od sierpnia 1948 r. Do tego czasu wykonywano je dla celów doświadczalnych w paru stacjach przy zakładach rolniczych.

Niniejsza praca ma za zadanie uzupełnienie istniejącej luki w literaturze fachowej przez opracowanie niedosytów wilgotności powietrza w Polsce za okres 5-letni 1949—1953.

Niedosyt wilgotności jako wskaźnik parowania znajduje zastosowanie przy wyznaczaniu szeregu wzorów na parowanie potencjalne z powierzchni wodnej, jak również z powierzchni gleby i szaty roślinnej. Jednak te dwa ostatnie rodzaje parowania wiążą się już nie tylko z przebiegiem elementów meteorologicznych, lecz są zależne od wielu innych czynników.

Niedosytem wilgotności powietrza jako wskaźnikiem parowania zainteresowane są różne dziedziny życia gospodarczego, a przede wszystkim gospodarka wodna, melioracja i rolnictwo.

Materiał obserwacyjny, na którym opiera się niniejsze opracowanie został wzięty: a) z rocznika: „Wyniki obserwacji ze stacji meteorologicznych I–III rzędu, 1949 r.”, Wydawnictwa Komunikacyjne PIHM, Warszawa 1952, b) z roczników PIHM, przygotowanych do druku za lata 1950 i 1951 (w rękopisie), c) z wykazów miesięcznych stacji meteorologicznych znajdujących się w archiwum PIHM za lata 1952–1953. Te ostatnie wyniki spostrzeżeń nad niedosytem powietrza zostały szczegółowo przeanalizowane, a błędy wyeliminowane.

Do opracowania wybrano przeważnie spostrzeżenia z okresu pełnego. Wyjątek stanowią nieliczne materiały z miejscowości, których wyniki okazały się konieczne dla całości opracowania. Z tych powodów na ogólną liczbę 164 działających stacji meteorologicznych wyższych rzędów wykorzystano wyniki jedynie ze 106 miejscowości o materiale obserwacyjnym jednorodnym.

Wartości niedosytu wilgotności powietrza wyznaczane były trzy razy dziennie o godz. 7, 13 i 21 czasu średniego słonecznego. Wartości dobowe były wyliczane jako średnia arytmetyczna z powyższych 3 odczytów.

Przy wyznaczaniu tych wielkości do roku 1950 posługiwano się w stacjach meteorologicznych tablicami psychrometrycznymi radzieckiej służby meteorologicznej (Psychrometriczeskije Tablicy, 8 wydanie Gidrometizdat Leningrad 1947 r.), a od roku 1951 tablicami psychrometrycznymi A. Rojckiego wydanymi przez PIHM (Tablice psychrometryczne, Wydawnictwa Komunikacyjne Warszawa 1950).

Stacje wysokogórskie leżące powyżej 500 m n.p.m. uwzględniały odpowiednie poprawki na wysokość.

Dla 5 stacji meteorologicznych wyznaczyłem niedosyty z dobowych wartości psychrometrycznych terminowych od 1946 do 1948, przy pomocy tablic psychrometrycznych radzieckiej służby hydr. met., który to materiał posłużył mi do porównania okresu 10-letniego z okresem 5-letnim.

Wartości godzinne niedosytów wyznaczyłem na podstawie wartości godzinnych temperatury i wilgotności względnej ogłoszonych dla Warszawy za okres 1886–1910 przez Wł. G o r c z y ń s k i e g o (15).

Zarówno tablice radzieckie, jak i polskie nie wykazywały istotnych różnic, ponieważ oparte były na podobnych wartościach współczynnika wchodzącego we wzór psychrometryczny. Z tych powodów cały materiał za okres 1949—1953 może być uważany za jednorodny.

Dane aerologiczne zaczerpnąłem z rocznika PIHM (Wyniki obserwacji aerologicznych. Rok 1951).

Opracowanie wykonane zostało metodami przyjętymi w klimatologii, a więc przy zastosowaniu analizy statystyczno-matematycznej, jak też metod graficznej i kartograficznej.

Przy wykreślaniu izolinii na kartogramach posługiwałem się interpolacją graficzną, uwzględniając równocześnie ukształtowanie terenu.

II. NIEDOSYT WILGOTNOŚCI POWIETRZA JAKO WSKAŹNIK PAROWANIA

1. Wielkości charakteryzujące stan wilgotnościowy powietrza.

Do niedawna uważano, idąc za poglądem J. H a n n a (19), że dla wielu zagadnień naukowych i praktycznych z zakresu klimatologii, a zwłaszcza, dotyczących życia organicznego, wystarczą dwie wielkości: prężność pary wodnej i wilgotność względna.

Prężność pary wodnej jako wartość klimatologiczna nie stanowi właściwej oceny wilgotnościowej, bowiem najwyższe wartości prężności pary wodnej występują w okresie letnim, mimo że lato jest porą najsuchszą.

Określenie charakterystyki wilgotnościowej za pomocą niedosytu wilgotności powietrza spełnia wymagane warunki. Jednak stanowisko H a n n a, cieszącego się u współczesnych meteorologów dużym autorytetem, uniemożliwiało wszelką reformę, wskutek czego zagadnienie niedosytu wilgotności powietrza nie znalazło przez długie lata należytego zrozumienia.

2. Parowanie dyfuzyjne w zależności od niedosytu wilgotności powietrza.

Intensywność parowania z wolnej powierzchni wodnej zależy głównie od warunków meteorologicznych.

W procesach parowania z gleby obok czynników meteorologicznych duży wpływ wywierają cechy fizyczne, jak: przewodnictwo cieplne i barwa gleby, a także jej skład chemiczny, stan powierzchni, ukształtowanie terenu, pokrycie szatą roślinną itd.

Wyparowywanie wody przez rośliny jest jeszcze bardziej skomplikowane, gdyż jest to złożony proces fizyczno-biologiczny i w odróżnieniu od procesu czysto fizycznego nosi nazwę transpiracji.

Na początku XIX wieku Dalton (38) uzasadnił, iż procesy parowania zależą od temperatury i zawartości pary wodnej w powietrzu, tzn. że zdolność parowania jest tym wyższa, im bardziej jest suche powietrze i im wyższa jest jego temperatura.

Większą lub mniejszą suchość powietrza określa różnica pomiędzy wartością prężności pary wodnej nasyconej w danej temperaturze — E , a prężnością pary wodnej — e zawartej w danej chwili w atmosferze tj.:

$$D = E - e$$

Różnica ta nosi nazwę deficytu lub niedosytu wilgotności powietrza.

Z powyższego wynika, że koniecznym warunkiem procesów parowania jest, aby niedosyt wilgotności powietrza był większy od zera:

$$D > 0,$$

gdyż w przeciwnym wypadku zachodziłby proces kondensacji, tj. skraplanie lub zestalanie się pary wodnej.

Doświadczenia Daltona wykazały, że parowanie z powierzchni wody jest wprost proporcjonalne do różnicy prężności pary wodnej nasyconej, odpowiadającej temperaturze wody — t_w° i prężności pary wodnej w temperaturze powietrza — t_a° :

$$E = c(e_w - e_a)$$

Jeśli przyjąć, że temperatura wody t_w° jest równa temperaturze powietrza t_a° , wówczas:

$$E = k(e_s - e_a)$$

Należy zauważyć że wzór Daltona dotyczy wyłącznie parowania w warunkach ciszy, tj. że zachodzi proces parowania dyfuzyjnego.

Rozpoczęte badania nad pomiarami parowania doprowadziły do powstania całego szeregu wzorów empirycznych lub pół-empirycznych związanych z bezpośrednimi obserwacjami parowania z jezior i innych zbiorników wodnych, jak również z gleby i z roślin.

Do najważniejszych należą wzory Stellinga (60), Rohwera (44), Traberta (38), Thornthwaite'a (65), Bindemanna (2), Richardsona (43), Meyera (50), Bigelowa (1), Hortona (23), D. Szymkiewicza (63), Dawidowa (6), A. Schmucka (56), P. Demiańczuka (8, 10), Zajkowska (68) i innych.

W Polsce, R. Merecki pierwszy podkreślił doniosłość niedosytu wilgotności powietrza dla charakterystyki klimatologicznej, jednak te wyniki jego prac zostały w zapomnieniu (39). Dopiero kilkanaście lat później, w roku 1925 D. Szymkiewicz (63), opierając się na teorii dyfuzji molekularnej i na wzorze Stefana ustalił wskaźnik parowania zależny od temperatury, ciśnienia atmosferycznego i od wilgotności powietrza. Ustalony przez niego wzór ma postać następującą:

$$i = (E - e) \frac{273 + t}{273} \cdot \frac{760}{P - E}$$

gdzie: i — wskaźnik parowania, E — prężność nasyconej pary wodnej przy danej temperaturze w mm Hg, e — prężność pary wodnej w atmosferze w mm Hg, P — ciśnienie atmosferyczne w mm Hg.

Ponieważ wyrażenia $\frac{273+t}{273}$ i $\frac{760}{P-E}$ z dostateczną dokładnością mało różnią się od jedności, przeto D. Szymkiewicz upraszczając swój wzór przyjmuje, że:

$$i \approx E - e,$$

tn., że wskaźnik parowania jest niemal równy co do wielkości niedosytowi wilgotności powietrza. W pracy swej „Wilgotność powietrza a roślinność” (62) D. Szymkiewicz wskazał na istniejącą zależność pomiędzy rozmieszczeniem lasów, a rozkładem tzw. wskaźnika parowania. W ten sposób wskaźnik parowania, a tym samym i niedosyt wilgotności powietrza służyć może do charakterystyki wilgotnościowej klimatu.

3. Parowanie w warunkach naturalnych, a niedosyt wilgotności powietrza

Wzór Stefana-Szymkiewicza dotyczy podobnie jak i wzór Daltona przypadku parowania dyfuzyjnego. W rzeczywistości parowanie jest procesem bardziej złożonym, zależnym nie tylko od temperatury powietrza, niedosytu wilgotności i ciśnienia atmosferycznego lecz również od prędkości wiatru. Wyznaczeniem tej zależności zajmowało się wielu badaczy, ustalających szereg wzorów empirycznych lub pół-empirycznych.

W r. 1882 Stelling (60) podał wzór na wielkość parowania na podstawie pomiarów dokonanych w Rosji. We wzorze tym ujął on wielkość parowania jako funkcję o postaci liniowej niedosytu wilgotności powietrza i prędkości wiatru:

$$E = (e_s - e_a) (0,824 + 0,1056 V)$$

W r. 1896 W. Trabert (38), a za nim i inni przyjęli, że w ogólnej postaci wyparowanie da się ująć za pomocą wzoru:

$$E = c(e_s - e_a) \cdot \sqrt{V(1 + at)},$$

gdzie parowanie zależy od pierwiastka kwadratowego prędkości wiatru.

Bardziej złożoną postać posiada wzór Rohwera (44), oparty na wynikach z obfitego materiału pomiarowego Bureau of Agricultural Engineering:

$$E = 0,34 (e_w - e_a) (1 + 0,6 V) (1,465 - 0,00073 p)$$

gdzie: p — ciśnienie atmosferyczne w mm Hg, e_w — prężność pary nasyconej w temp. wody w mm Hg, e_a — prężność pary wodnej aktualnej w atmosferze w mm Hg.

W roku 1918 Jeffreys (60) ustala wzór teoretyczny na parowanie z powierzchni wody w postaci:

$$\frac{dE}{dt} = 3,95eD_0 \cdot (K V r^3)^{1/2}$$

gdzie: e — oznacza gęstość powietrza, D_0 — cząstkowa gęstość powietrza odpowiadająca parze wodnej, K — współczynnik dyfuzji pary wodnej, V — prędkość wiatru w m/sek, r — promień otworu zbiornika w cm.

Znaczenie tego wzoru polega na wprowadzeniu szeregu dodatkowych czynników fizycznych, mających wpływ na parowanie.

S. T. Harding (38) zakłada, że parowanie zależy zarówno od temperatury powietrza, jak też od temperatury powierzchni parującej, a prędkość usuwania tej pary z nad powierzchnię parującej zależy od prędkości wiatru.

Richardson na podstawie wyników doświadczeń wykonanych w Kalifornii na dwóch jeziorach ustalił w r. 1927 (43) wzór na parowanie przy uwzględnieniu insolacji i promieniowania:

$$E = \frac{I - Pr}{1814}$$

gdzie: I — insolacja, Pr — promieniowanie.

Wzór ten nie ma charakteru ogólnego i może być stosowany tylko dla określonego regionu.

Związek między parowaniem i prędkością wiatru próbowali również ująć amerykańscy badacze Meyer i Bigelow, albo w postaci funkcji wykładniczej (Horton), albo w stosunku do pierwiastka z prędkości wiatru (Trabert).

Wzór Meyera (50) na parowanie miesięczne w calach, ma postać następującą:

$$E = 15 (P_{\max} - P) \cdot (1 + \frac{1}{10} w)$$

gdzie $P_{\max}$ — maksymalna prężność pary wodnej w temperaturze wody, P — prężność pary wodnej w atmosferze nad wodą, w — prędkość wiatru w milach/godz.

Wartości uzyskane tym wzorem nie odpowiadają naszym warunkom klimatycznym.

W Polsce wpływem wiatru na parowanie z roślin zajmował się D. Szymkiewicz w pracy pt. „Sur un nouveau procédé pour évaluer l'évaporation” (64), a wpływem na parowanie z wolnej powierzchni wody A. Schmuck (56) i P. Demiańczuk (8, 11).

Szymkiewicz wprowadza do swojego wzoru na parowanie z roślin współczynnik „ k ”, zależny od prędkości wiatru i rodzaju pokrycia roślinnego w różnych okresach wegetacji.

A. Schmuck przyjmuje, że parowanie zależy nie tyle od prędkości wiatru, co od jego kierunku (52), również E. Stenz (59) uzależnia wielkość parowania od ruchu mas powietrznych.

Myśl Hardinga podejmuje P. Demiańczuk (8). Według tego ostatniego autora fale na powierzchni wodnej jezior, rzek i innych zbiorników wodnych przyczyniają się do wymiany ciepła pomiędzy warstwą powierzchniową wody, a otaczającym powietrzem. W ten sposób ustala się temperatura powierzchni parującej.

Przy wyznaczaniu wielkości parowania wpływ wiatru nie może być pominięty, należy jednak zauważyć, że szereg autorów rozwiązało to zagadnienie w sposób niejednolity, gdyż wzory ich oparte były o wyniki otrzymane za pomocą różnych ewaporometrów, a ponadto w odmiennych warunkach klimatycznych.

Wyżej podane wzory służyć mogą do wyznaczania parowania potencjalnego na podstawie temperatury powierzchni parującej i prężności pary wodnej tuż nad nią. Ponieważ posiadamy stosunkowo mało takich spostrzeżeń, przeto należało wyszukać takie związki, które by pozwoliły przejść od warunków panujących nad powierzchnią wody do warunków klatki meteorologicznej.

Jednym z pierwszych badaczy, który zajął się tym zagadnieniem był W. K. Dawidow (6). Badacz ten wprowadza do wzoru na parowanie z powierzchni wody następującą zależność:

$$e_w - e_{200} = CD_{200}^{0,78}$$

gdzie:

e_w — średnia miesięczna prężność nasyconej pary wodnej w temperaturze wody wyrażona w mm Hg,

e_{200} — prężność pary wodnej w powietrzu wyrażona w mm Hg w warunkach klatki meteorologicznej na wysokości 200 cm nad gruntem,

C — współczynnik zależny od warunków klimatycznych,

D_{200} — średni miesięczny niedosyt wilgotności powietrza w mm Hg na wysokości 200 cm wyznaczony z poszczególnych wartości dobowych (tzw. niedosyt rzeczywisty).

Zależność tę wykorzystał B. D. Zajkow (68) dla celów praktycznych w swoim wzorze. Uzupełniony wzór Zajkova-Dawidowa (68) na parowanie z wolnej powierzchni wody posiada postać:

$$E = 0,15 n (1 + 0,72 W_{200}) CD_{200}^{0,78}$$

gdzie: E — parowanie w mm wody, n — liczba dni w miesiącu, W_{200} — prędkość wiatru na wysokości 200 cm nad gruntem, C — parametr j.w., D_{200} — średni miesięczny rzeczywisty niedosyt wilgotności powietrza w mm Hg na wys. 200 cm nad gruntem.

Parametr „C” wchodzący w ten wzór nie jest wartością stałą dla każdego obszaru, dlatego też Zajkow przedstawił go kartograficznie za pomocą izarytm dla terytorium Związku Radzieckiego.

Dla Polski A. Schmuck (56) wprowadził wzór na parowanie z wolnej powierzchni wodnej w postaci:

$$E_m = 30 d_m$$

gdzie: E_m — parowanie miesięczne w mm, d_m — średni miesięczny niedosyt wilgotności powietrza w mm Hg.

We wzorze tym prędkość wiatru nie występuje bezpośrednio, gdyż autor zakłada, że ujęta jest ona z dostateczną dokładnością przez wartość liczbową 30. Na podstawie swego wzoru A. Schmuck wyliczył parowanie dla 41 miejscowości w Polsce za lata hydrologiczne 1947/48—1951/52 i przedstawił je kartograficznie.

Wzory P. Demiańczuka na parowanie z wolnej powierzchni wodnej (7, 8, 9, 10, 11) wykazują dobrą zgodność z wynikami parowania otrzymanymi przez były Instytut Hydrograficzny (5,49) na Polesiu w latach 1929—34 oraz z wynikami uzyskanymi przez Niemiecką Służbę Hydrograficzną na jeziorach Grmnitz i Werbellin w okresie 1909—1913.

Pierwszy wzór na parowanie potencjalne z wolnej powierzchni wodnej oparł P. P. Demiańczuk na przedziale wpływu Słońca w ciągu doby dla Poczdamu (7,8). Czas przedziału określił od 10 do 17—18 godzin w zależności od miesiąca. Wzór ma postać następującą:

$$P_{rm} = \alpha \cdot B \cdot \beta r_m \quad \text{gdzie:}$$

P_{rm} — suma miesięczna parowania w mm słupa wody

α — współczynnik zamiany niedosytu wilgotności powietrza w temperaturze wody, na niedosyt wilgotności powietrza w warunkach klatki meteorologicznej określony wzorem:

$$\alpha = \frac{E_w - e}{E - e} \quad \text{gdzie:}$$

E_w — prężność nasyconej pary wodnej przy średniej miesięcznej temperaturze wody powierzchniowej w zbiorniku,

e — średnia miesięczna wartość aktualnej prężności pary wodnej w mm Hg (wg klatki met.).

E — prężność nasyconej pary wodnej w mm Hg, odpowiadająca średniej miesięcznej wartości temperatury powietrza (wg klatki met.).

B — wartość tę określa równanie:

$$B = 10 \cdot k \cdot A(t_2 - t_1) \cdot n$$

gdzie:

k — współczynnik zależny od podłoża, z którego odbywa się parowanie, od głębokości wód gruntowych i od ilości opadu atmosferycznego w danej miejscowości. W przypadku parowania z wolnej powierzchni wody $k = 1$:

$$A = \frac{0,622, 0,226 \left(\frac{T}{T_0} \right)^{n_0}}{z \cdot p}$$

A — czynnik:

- t_2 — t_1 — okres czasu w sekundach w przedziale wpływu Słońca (wyznaczony dla Poczdamu w zależności od miesiąca od 10 do 17—18 godzin),
 n — liczba dni miesiąca,
 T — oznacza temperaturę bezwzględną powietrza,
 T_0 — wartość 273,2
 n_0 — wykładnik $n_0 = 1,79$
 z — wysokość klatki meteorologicznej nad gruntem $z = 200$ cm,
 p — ciśnienie atmosferyczne w mm Hg,
 β_{rm} — średni miesięczny rzeczywisty niedosyt wilgotności powietrza w mm Hg,

W następnych pracach (10, 11) P. Demiańczuk podał 3 postaci wzorów: dwa wzory przy uwzględnieniu parowania w ciągu całej doby, trzeci określony jako wzór w przedziale dużych zmian niedosytu wilgotności powietrza.

Ze wzorów tych przytoczymy postać pierwszą:

$$P_m = A_m \frac{0,622}{p_m Z} \cdot \tau_d \cdot n_1 (E_{w,m} - e_m), \text{ gdzie}$$

- P_m — suma miesięczna parowania,
 A_m — śr. mies. współcz. wymiany turbulencyjnej
 p_m — średnia miesięczna wartość ciśnienia atmosferycznego w mm Hg
 Z — wysokość klatki met. Z-200 cm
 τ_d — czas trwania doby w sekundach (86400 sek)
 n_1 — liczba dni w miesiącu
 $E_{w,m}$ — maksymalna prężność pary wodnej przy średniej miesięcznej temperaturze wody powierzchniowej jeziora,
 e_m — średnia miesięczna prężność pary wodnej na wys. 200 cm.

Wartość A_m wylicza P. Demiańczuk ze wzoru:

$$A_m = \frac{P_m \cdot p_m \cdot Z}{0,622 (E_{w,m} - e_m) (\tau_d n_1)}$$

Ponieważ wzór ma być wyrażony w mm słupa wody przeto prawą stronę wzoru należy przemnożyć przez 10, wówczas otrzymuje się:

$$A_m = \frac{P_m \cdot p_m \cdot Z}{6,22 (E_{w,m} - e_m) (\tau_d n_1)}$$

Do postaci drugiej wzoru wprowadza P. Demiańczuk średni miesięczny rzeczywisty niedosyt wilgotności powietrza przy jednoczesnym zastosowaniu współczynnika zamiany „ α ”, a następnie wylicza współczynnik A_m . Trzecia postać jego wzoru ujmuje przedział dużych codziennych zmian średniej miesięcznej wartości niedosytu wilgotności powietrza podobnie jak we wzorze podanym w jego poprzednich pracach (7, 8 i 9).

4. O stosowanych dotychczas metodach wyznaczania niedosytów wilgotności powietrza

Jak już wspomniałem, systematyczne wyznaczanie dobowych wartości niedosytów wilgotności powietrza w sieci polskich stacji meteorologicznych rozpoczęte zostało w sierpniu 1948 r. Otrzymanie takich wartości, z których można wyliczyć średnie miesięczne tego wskaźnika dla dłuższego okresu wstecz dla chociażby ważniejszych miejscowości, wymagałoby niewspółmiernie dużego nakładu pracy.

Dla uniknięcia tej trudności wielu autorów wyznaczało średnie miesięczne wartości niedosytu wilgotności powietrza ze średnich miesięcznych wartości temperatury i prężności pary wodnej lub wilgotności względnej. Otrzymane w ten sposób wartości okazują się za niskie, gdyż w porównaniu z wartościami rzeczywistymi niedosytu wilgotności powietrza, odbiegały w poszczególnych miesiącach okresu letniego o 10 do 47%, a w okresie zimowym nawet do 80% (tab. 1).

Przyczyną tych różnic jest to, że prężność nasyconej pary wodnej jest funkcją wykładniczą temperatury, ujętą wzorem Magnusa, a nie funkcją liniową, jak zakładał tę zależność Kalweit (24), toteż aby otrzymać wartości parowania na podstawie średnich miesięcznych niedosytów należy dobierać odpowiednie współczynniki.

Jednym z badaczy, który zwrócił uwagę na te rozbieżności i starał się zagadnienie rozwiązać, był meteorolog rosyjski Oldekop (50). Do wyznaczanych wielkości niedosytu wilgotności ze średniej miesięcznej temperatury i prężności pary wodnej (D_{sm}), wprowadził on poprawkę — e_0 celem uzyskania wartości jak najbardziej zbliżonych do niedosytów rzeczywistych (D_{rm}):

$$D_{rm} \approx D_{sm} + e_0$$

Poprawka ta ma postać następującą:

$$e_0 = A^2 0,09 \frac{d^2 E}{dt^2}$$

gdzie: A — oznacza różnicę pomiędzy temperaturą bezwzględnie najwyższą w miesiącu — t_{mx} i średnią miesięczną temperaturą t_{sm} tj.:

$$A = t_{mx} - t_{sm}$$

Oldekop oparł się na materiale wieloletnim z Taszkentu, a więc klimatu wybitnie kontynentalnego i suchego (32) (średnia roczna temperatura powietrza 13,5°C, amplituda roczna 28,5°C, a roczna suma opadów 350 mm).

Z uwagi na to, że niektórzy autorzy polscy stosują poprawkę Oldekopa (21, 22) przy wyznaczaniu niedosytów wilgotności powietrza, przeto w niniejszej pracy zbadałem zakres stosowalności tej nader prostej w użyciu metody. Wyniki dla poszczególnych regionów kraju zostały przedstawione w tabeli 2 w postaci odchyłeń procentowych od wartości rzeczywistych, tj. uzyskanych z wartości dobowych.

W poszczególnych latach okresu 1949—1953 odchyłki te wynoszą dla miesięcy letnich (V—X) od —28 do +23%, a dla miesięcy zimowych (XI—IV) od —33 do +67%.

Wartości wyliczone metodą Oldekopa dla w. w. okresu są wyższe w porównaniu z wartościami rzeczywistymi: na wybrzeżu w 63% wszystkich spostrzeżeń, na pojezierzach w 40%, na wyżynach i nizinach w 38% a w górach w 23%.

Tab. 1. Odchylenia w procentach — Δ wartości średnich miesięcznych niedosytów rzeczywistych — D_{rm} i średnich miesięcznych niedosytów — D_{sm} wyznaczonych metodą Kalweita — jako średnich z okresu 1949—1953, wg wzoru:

Deviations (calculated in percentages), Δ — of the mean monthly values of the actual saturation deficit of air — D_{rm} — and of the mean monthly values of the saturation deficit of air — D_{sm} evaluated by the method of Kalveit as mean values for the years 1949—1953.

$$\Delta = \pm \frac{D_{rm} - D_{sm}}{D_{sm}} \cdot 100$$

Wybrzeże

Miejsco- wość	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Gdynia	12.5	25.0	15.4	20.0	20.0	15.2	10.3	11.4	15.4	23.5	11.1	12.5	15.0
Kołobrzeg	33.3	33.3	18.2	23.5	20.0	16.0	18.5	12.9	16.7	23.5	11.1	33.3	17.6
Swinoujście	16.7	33.3	25.0	19.0	25.0	20.0	11.8	18.8	15.0	26.7	14.3	20.0	22.2

Pojezierza

Suwałki	10.0	10.0	28.6	30.0	21.6	17.1	20.0	22.2	40.0	40.0	25.0	10.0	27.8
Szczecinek	25.0	40.0	27.3	27.3	31.0	20.6	22.6	29.6	18.2	45.4	20.0	66.7	29.4

Niziny

Białystok	33.3	25.0	25.0	31.8	22.9	23.9	16.2	17.3	40.0	45.4	16.6	6.7	28.0
Poznań	50.0	33.3	36.4	21.4	21.6	17.4	19.6	16.3	24.1	40.0	14.3	50.0	21.7
Ślubice	14.3	50.0	38.5	40.0	25.0	22.2	19.5	21.4	30.8	46.7	25.0	33.3	27.3
Warszawa	75.0	60.0	25.0	24.2	23.1	13.7	14.3	17.4	25.0	26.7	25.0	33.3	20.0
Wrocław	33.3	37.5	38.5	22.2	25.8	15.6	17.3	22.7	29.0	27.8	20.0	80.0	25.0

Wyżyny

Lublin	25.0	33.3	37.5	34.8	23.5	20.0	22.0	32.4	34.8	38.5	25.0	40.0	25.0
Kraków	20.0	28.6	36.4	22.2	17.1	14.0	13.7	14.9	19.2	30.8	37.5	20.0	17.7

Góry

Karpacz	14.3	28.6	30.0	26.3	42.1	26.0	29.0	29.0	30.0	35.7	12.5	0.0	23.5
Zakopane	60.0	57.1	20.0	36.8	36.4	33.3	27.6	40.0	52.0	50.0	44.4	60.0	40.0

Odchylenia między średnimi 5-letnimi wartościami niedosytów rzeczywistych, a wartościami niedosytów, wyliczonych metodą Oldekopa z tego okresu, wyniosły dla okresu hydrologicznego letniego (V—X) od -16 do $+23\%$, a dla zimowego (XI—IV) od -20 do $+33\%$.

Z zestawień rocznych tych odchyłeń (tab. 2) wynika, że odchylenia ujemne (w przypadkach, gdy wartości wyliczone metodą Oldekopa są wyższe) wynoszą 75% dla wybrzeża, 12.5% dla Pojezierzy, 40% dla nizin i wyżyn i 21% dla gór.

Tak duże rozbieżności wskazują, że na побереżu Morza Bałtyckiego niedosyt wilgotności nie może być w ten sposób wyliczony, ponieważ poprawka Oldekopa nie uwzględnia adwekcji pary wodnej. W górach natomiast mniejsza ilość ujemnych, a większa dodatnich wartości odchyłeń wskazuje na wpływy związane głównie z częstym występowaniem wiatrów fenowych.

Z powyższego wynika, że poprawkę Oldekopa można stosować do naszych warunków w odniesieniu do materiałów z przed roku 1949 tylko dla wartości średnich co najmniej 5-letnich, jednak z wyłączeniem gór i wybrzeża.

Obok wyznaczania niedosytów rzeczywistych w sposób pośredni, próbowano również wyznaczać je w drodze bezpośredniej.

N. S. Kuzin (33) wprowadził metodę wyznaczania średnich niedosytów rzeczywistych ze średnich temperatur. Wzór ustalony przez niego ma postać następującą:

$$D_{rm} = at^2 + bt + \gamma,$$

przy czym wyodrębnia 3 grupy współczynników (a , b , γ) dla określonych zespołów miesięcy.

J. Ostromęcki (41) zmodyfikował wzór Kuzina wprowadzając dla warunków Polski dodatkowo wysokość opadu jako wielkość charakteryzującą w sposób pośredni wilgotność powietrza. Badacz ten ustalił tylko 3 wzory dla miesięcy od kwietnia po czerwiec włącznie w związku ze swymi badaniami nad gospodarką wodną na łąkach. Wzory te mają postać następującą:

$$\text{dla kwietnia } D_{rm} = 0,018 t^2 - 0,06 h + 1,38$$

$$\text{dla maja } D_{rm} = 0,014 t^2 - 0,32 h + 2,01$$

$$\text{dla czerwca } D_{rm} = 0,018 t^2 - 0,13 h + 0,29$$

gdzie poszczególne symbole oznaczają: D_{rm} — średni dobowy niedosyt w danym miesiącu, h — średni dobowy opad miesięczny w mm (suma miesięczna przez liczbę dni).

Dokładność tych wzorów dla okresów średnich wieloletnich wartości niedosytów rzeczywistych wynosi: dla kwietnia $\pm 2,3\%$, dla maja $\pm 4,9\%$, dla czerwca $\pm 5,0\%$.

III. PRZEBIEG DOBOWY NIEDOSYTU WILGOTNOŚCI POWIETRZA W WARSZAWIE

Przebieg dobowy niedosytu wilgotności powietrza dla Warszawy przedstawiłem jako różnicę prężności nasyconej pary wodnej — E dla

Tab. 2. Odchylenia w procentach — Δ wartości średnich miesięcznych niedosytów rzeczywistych — D_{rm} i średnich niedosytów wyznaczonych metodą Oldekopa — D_o dla okresu 1949—1953, wg wzoru:

Deviations (in percentages) — Δ of the mean monthly values of the actual saturation deficit of air — D_{rm} and of the mean values of the saturation deficit of air evaluated by the method of Oldekop — D_o for the years 1949—1953 according to the formula:

$$\Delta = \pm \frac{D_{rm} - D_o}{D_o} \cdot 100$$

Wybrzeże

Miejsco- wość	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Gdynia	0.0	-9.1	-6.2	-7.7	-6.2	-7.3	-6.5	-2.5	-6.2	0.0	-9.1	-10.0	-8.0
Kołobrzeg	0.0	0.0	-13.3	-12.5	-11.1	-16.4	-5.9	-10.2	-6.2	-10.5	-10.0	0.0	-4.8
Swinoujście	0.0	0.0	-6.2	-7.4	-6.3	-2.7	-5.0	-5.0	-6.4	0.0	-11.1	-14.3	-4.3

Pojezierza

Suwałki	0.0	33.3	-10.0	-3.7	2.3	0.0	0.0	0.0	7.7	0.0	0.0	0.0	0.0
Szczecinek	0.0	0.0	0.0	0.0	5.6	0.0	0.0	0.0	-7.1	23.1	0.0	0.0	0.0

Niziny

Białystok	0.0	0.0	-9.1	-3.3	2.4	-4.1	0.0	0.0	3.7	6.7	-16.7	0.0	0.0
Poznań	0.0	0.0	0.0	-2.9	0.0	1.9	0.0	-2.0	0.0	5.0	-11.1	0.0	0.0
Ślubice	-11.1	9.1	0.0	9.4	-2.5	2.2	-2.0	0.0	0.0	10.0	0.0	-11.1	0.0
Warszawa	16.7	14.3	-6.2	-2.7	0.0	-1.7	-1.5	-1.8	-5.4	0.0	0.0	14.3	0.0
Wrocław	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	-8.3	0.0	0.0

Wyżyny

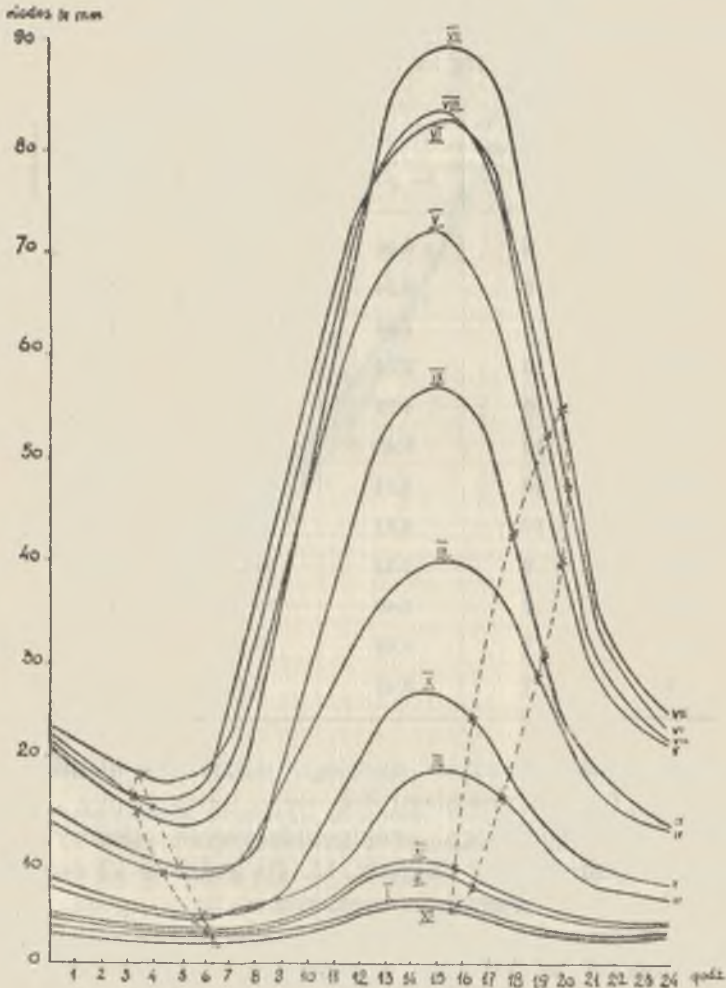
Lublin	0.0	0.0	-8.3	0.0	2.4	0.0	2.0	2.3	3.3	0.0	0.0	16.7	0.0
Kraków	-12.5	0.0	-6.2	-2.9	-2.4	-2.0	0.0	-3.6	-6.1	0.0	0.0	0.0	0.0

Góry

Karpacz	-11.1	12.5	0.0	0.0	4.0	3.0	5.4	2.6	4.0	0.0	-9.1	-20.0	10.5
Zakopane	14.3	10.0	-14.3	4.0	-3.4	6.7	5.7	9.4	13.0	7.1	0.0	0.0	5.0

godzinnych wartości temperatury i prężności pary wodnej aktualnej — e (rys. 1).

Przebieg dobowy niedosytu wilgotności w Warszawie wykazuje minimum w pobliżu wschodu Słońca i maksimum po południu, przy czym maksimum występuje podczas zimy wcześniej, a podczas lata później, zgodnie z przebiegiem temperatury powietrza.



Rys. 1. Przebieg dobowy niedosytu wilgotności powietrza w mm Hg w Warszawie (1886—1910) — x wschód lub zachód słońca

Daily run of saturation deficit in mm Hg in Warsaw (1886—1910) — x sunrise or sunset

Niedosyt wilgotności powietrza wzrasta dość szybko w ciągu 6 godzin przedpołudniowych podczas zimy, i w ciągu 10 godzin w miesiącach

letnich, przy średnim wzroście na godzinę od 0.45 mm (grudzień) do 5.43 mm (czerwiec). Po osiągnięciu maksimum około godziny 14—15 rozpoczyna się powolny spadek w ciągu 18 godzin zimą do 14 godzin latem, przy średnim spadku na godzinę od 0.42 mm (XII) do 4.30 mm (VII), (tab. 3).

Tab. 3. Dobowe wartości wzrostu i spadku niedosytu wilgotności powietrza w mm Hg w Warszawie (1886—1910)
Daily course of values of the saturation increase and decrease of deficit of air in mm Hg in Warsaw (1886—1910).

	Suma wzrostu dobowego	Czas wzrostu w godz.	Średni wzrost na godz.	Suma spadku dobowego	Czas spadku w godz.	Średni spadek na godz.
I	2.76	6	0.46	7.53	18	0.42
II	4.35	8	0.54	9.47	16	0.59
III	9.56	9	1.06	14.70	15	0.98
IV	22.58	10	2.26	29.53	14	2.11
V	43.92	10	4.39	48.76	14	3.48
VI	54.33	10	5.43	55.80	14	3.98
VII	53.14	10	5.31	60.20	14	4.30
VIII	49.06	10	4.91	54.01	14	3.86
IX	29.99	9	3.33	35.78	15	2.38
X	10.19	7	1.46	20.76	17	1.23
XI	4.80	7	0.69	10.29	17	0.60
XII	3.13	7	0.45	7.09	17	0.42

Przy wyznaczaniu dla roku przebiegu dobowego niedosytu wilgotności — D jako funkcji przebiegu dobowego temperatury — t° (rys. 2) stwierdzamy, że w godzinach przedpołudniowych niedosyt powiększa się ze wzrostem temperatury do godz. 15. Po godzinie 12 następuje silny jego wzrost do chwili osiągnięcia maksimum, tj. do godz. 15, pomimo tylko bardzo nieznacznego podniesienia się temperatury powietrza. Powyższe pozostaje w związku z rozwojem prądów pionowych. Po osiągnięciu maksimum następuje powolny spadek niedosytu do godz. 20, tj. do chwili ustania konwekcji, po czym aż do wschodu Słońca spadek ten jest już szybszy.

Według danych ogłoszonych w pracy K. Chylińskiego (5) dla Warszawy — Czerniakowa za lata 1932—1934, średnia roczna suma parowania dziennego pomiędzy godziną 7 a 21 wyznaczona za pomocą ewaporometru Wilda w warunkach klatki meteorologicznej, wynosi

80% sumy dobowej. Stosunek ten wyliczony na podstawie niedosytów dla Warszawy za okres 1886—1910 jest bliski tym wartościom i wynosi 79%, co potwierdza, że istnieje ścisły związek pomiędzy niedosytem wilgotności, a ilością wyparowanej wody.



Rys. 2. Wykres funkcji przebiegu dobowego niedosytu wilgotności powietrza i temperatury powietrza w Warszawie (1886—1910)

Diagram of function of daily run of saturation deficit and of the temperature of air in Warsaw (1886—1910)

IV. PRZEBIEG ROCZNY NIEDOSYTU WILGOTNOŚCI POWIETRZA W POLSCE

1. Wartość niedosytu z różnych okresów

Wartości niedosytu wilgotności powietrza z pięciolecia 1949—1953, porównane z wartościami okresu 10-letniego 1946—1955 wykazują bardzo małe różnice, wynoszące 0,1 mm w średniej rocznej. Największe różnice zaznaczają się w miesiącach letnich i osiągają wartość od 0,2 do 0,6 mm (tab. 4).

Tab. 4. Średnie miesięczne niedosyty wilgotności powietrza w mm Hg
Mean monthly values of the saturation deficit of air in mm Hg.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Białystok													
1949—1953	0.4	0.5	1.0	2.9	4.3	4.7	4.5	4.2	2.8	1.6	0.7	0.5	2.3
1946—1955	0.4	0.5	0.9	2.4	4.0	4.5	4.5	4.0	2.9	1.5	0.6	0.5	2.2
Lublin													
1949—1953	0.5	0.6	1.1	3.1	4.2	4.8	5.0	4.5	3.1	1.8	1.0	0.7	2.5
1946—1955	0.6	0.6	1.1	2.8	4.4	4.6	4.9	4.4	3.2	1.8	0.9	0.6	2.5
Słupsk													
1949—1953	0.5	0.5	1.1	1.7	2.8	3.5	3.0	3.2	2.4	1.6	0.8	0.6	1.8
1946—1955	0.5	0.6	1.0	1.8	3.2	3.8	3.4	3.4	2.5	1.5	0.8	0.6	1.9
Tarnów													
1949—1953	0.8	1.0	1.4	3.1	3.4	4.1	5.1	5.0	3.2	2.0	1.4	0.9	2.6
1946—1955	0.7	0.9	1.4	2.9	3.7	4.0	4.7	4.4	3.2	1.7	1.1	0.9	2.5
Zakopane													
1949—1953	0.8	1.1	1.2	2.6	3.0	3.2	3.7	3.5	2.6	1.5	1.3	0.8	2.1
1946—1955	0.7	0.9	1.4	2.4	3.2	3.2	3.6	3.6	2.8	1.6	1.1	0.8	2.1

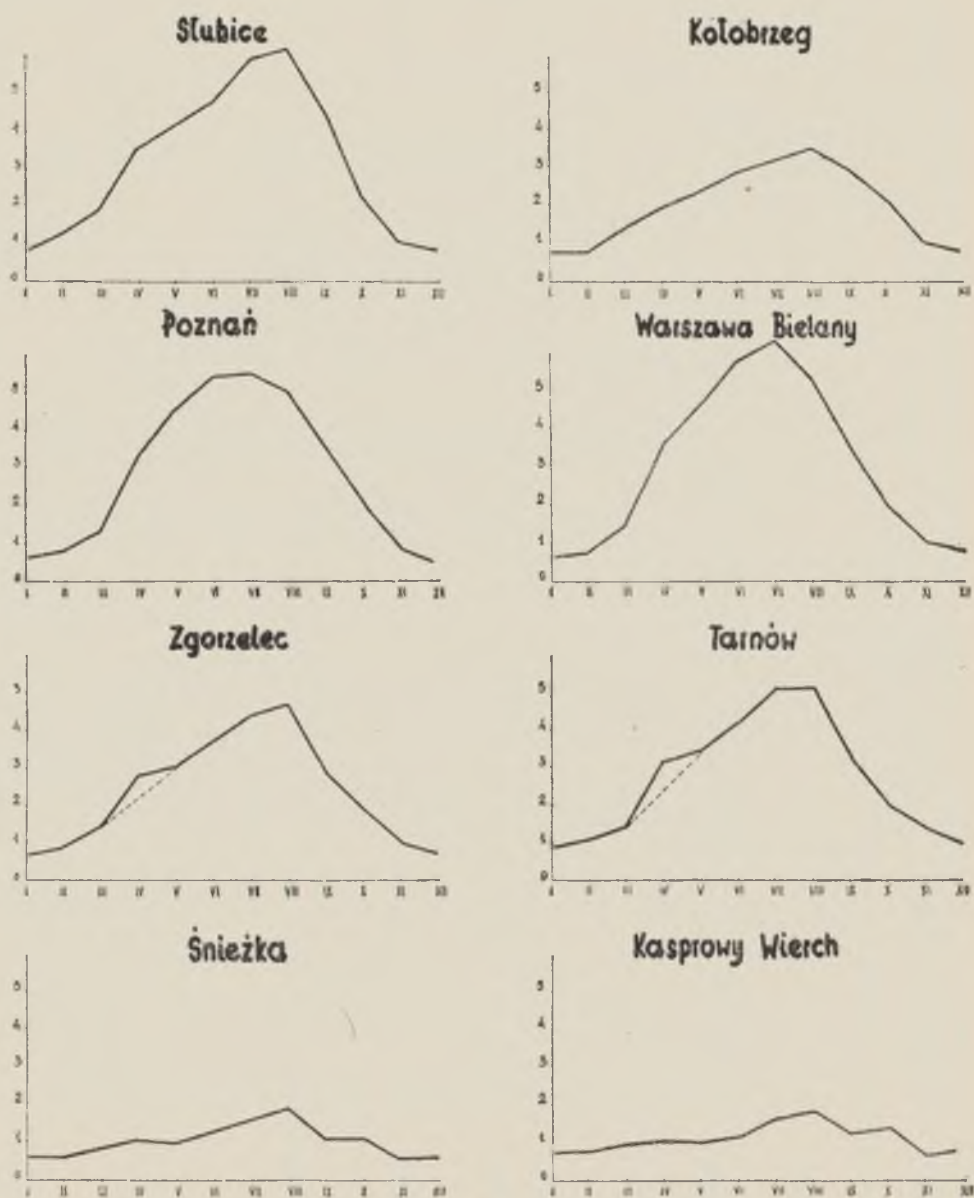
Na Konferencji Hydrologicznej Państw Bałtyckich (49), która odbyła się w Lubece i Berlinie w r. 1938, stwierdzono również zgodności wyników parowania na niżu polskim i niemieckim dla okresów 5-letnich, mimo różnych lat obserwacyjnych.

2. Typy przebiegu rocznego

W średnim rocznym przebiegu niedosytów, których wartości podane są w tabeli 5 poza tekstem, wyróżnić można dwa typy: 1) maksimum niedosytu wilgotności przypada w lipcu, a minimum w styczniu, 2) maksimum tej wartości przesuwają się na sierpień, a minimum występuje w styczniu bądź też w grudniu (rys. 3).

Typ pierwszy występuje na nizinach i wyżynach i ma przebieg zgodny z temperaturą. Drugi typ zaznacza się w zachodniej części niżu, na zachodnim wybrzeżu bałtyckim i w szczytowych partiach górskich, na co wpływa mniejsze zachmurzenie w sierpniu.

Należy zauważyć, że w sierpniu nad Europą środkową zalega zwykle wyż azorski, a wybrzeże i góry znajdują się na skrajach tego układu, gdzie rozwijają się zstępujące prądy powietrzne. Na powyższą okoliczność zwracają między innymi uwagę A. Kamiński i M. Zawiara (30).



Rys. 3. Przebiegi roczne niedosytu powietrza (1949—1953)

Annual run of saturation deficit of air (1949—1953)

Tab. 5. Średnie miesięczne i roczne niedosyty w mm Hg wyznaczone z wartości dobowych (okres 1949—1953)
 Mean monthly values and yearly values of the saturation deficit of air determined by the daily values in mm Hg
 for the years (1949—1953)

L. p.	Nazwa stacji	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok	Okresy wege- tacyj- ny	Okresy hydrolo- giczne	
															V-VII	V-X	VI-IV
1	Aleksandrowice	0.9	1.1	1.5	3.3	3.5	4.4	4.9	5.1	3.4	2.2	1.7	1.0	2.8	4.3	3.9	1.6
2	Biała Podlaska	0.6	0.6	1.2	3.2	4.5	5.1	5.9	5.1	3.2	1.8	0.8	0.6	2.7	5.2	4.3	1.2
3	Białowieża	0.4	0.5	1.0	2.4	3.2	3.9	3.9	3.6	2.3	1.3	0.5	0.4	2.0	3.7	3.0	0.9
4	Białystok	0.4	0.5	1.0	2.9	4.3	4.7	4.5	4.2	2.8	1.6	0.7	0.5	2.3	4.5	3.7	1.0
5	Bieruń Stary	0.7	1.0	1.5	3.2	4.2	4.4	5.1	4.8	3.0	1.9	1.1	0.7	2.6	4.6	3.9	1.4
6	Biskupiec	0.4	0.5	0.9	2.5	3.9	4.1	4.2	3.0	2.4	1.3	0.5	0.4	2.1	4.1	3.3	0.9
7	Błonie — Topola	0.7	0.6	1.9	2.5	3.3	4.5	4.7	4.1	2.4	1.8	0.8	0.6	2.3	4.2	3.5	1.0
8	Boraszowa	0.5	0.7	1.3	2.9	3.3	4.2	5.0	5.3	2.9	1.6	0.9	0.6	2.4	4.2	3.7	1.2
9	Busko-Zdrój	0.9	1.0	1.4	3.3	4.2	5.2	6.2	6.5	4.0	2.1	1.3	1.0	3.1	5.2	4.7	1.5
10	Bydgoszcz IUNG	0.6	0.9	1.3	3.0	4.2	5.5	5.8	4.6	3.5	2.0	0.8	0.6	2.7	5.2	4.3	1.2
11	Chojnice	0.4	0.5	1.0	2.5	3.7	4.1	3.7	3.4	2.5	1.4	0.5	0.4	2.0	3.8	3.1	0.9
12	Ciechocinek	0.5	0.6	1.0	2.3	3.4	4.2	3.8	3.2	2.3	1.5	0.6	0.4	2.0	3.8	3.1	0.9
13	Cieplice	0.7	1.1	1.5	2.9	3.4	4.0	4.6	4.1	2.7	2.0	1.3	0.9	2.4	4.0	3.5	1.4
14	Cierzyn	0.9	1.2	1.6	3.6	3.6	4.3	4.9	4.5	3.0	2.1	1.6	0.9	2.7	4.3	3.7	1.6
15	Cielkowo	0.6	0.8	1.4	2.6	3.7	4.4	5.0	4.7	3.0	1.9	0.8	0.6	2.5	4.4	3.8	1.1
16	Częstochowa	0.6	0.9	1.5	3.4	4.3	5.4	5.5	5.0	3.8	2.1	1.1	0.7	2.8	5.1	4.4	1.4
17	Dobryszyc	0.7	0.8	1.2	3.0	3.7	4.3	4.7	4.3	2.7	1.7	0.9	0.7	2.4	4.2	3.6	1.2
18	Duszniki Zdrój	0.6	0.8	1.3	2.7	2.8	3.2	3.4	3.3	1.8	1.7	0.8	0.6	1.9	3.1	2.7	1.1
19	Dynów	0.8	0.9	1.3	3.0	3.4	3.8	4.5	4.3	2.9	1.8	1.2	0.7	2.4	3.9	3.4	1.3
20	Elbląg	0.5	0.6	1.3	2.8	4.1	4.5	4.1	4.0	3.0	1.8	0.7	0.6	2.3	4.2	3.6	1.1
21	Gdańsk-Wrzeszcz	0.8	0.9	1.5	2.6	3.5	4.3	4.6	4.2	3.1	2.0	0.9	0.7	2.4	4.1	3.6	1.2

22	Gdynia	0.9	1.0	1.5	2.4	3.0	3.8	4.3	3.9	3.0	2.1	1.0	0.9	2.3	3.7	3.4	1.3
23	Gniezno	0.6	0.6	1.3	2.9	3.4	4.0	4.3	3.7	2.7	1.8	0.8	0.6	2.2	3.9	3.3	1.1
24	Gorzów Wlkp.	0.7	0.9	1.6	3.4	4.5	5.1	5.1	5.1	3.6	2.1	0.8	0.6	2.8	4.9	4.2	1.3
25	Góra Niwa	0.4	0.6	1.1	3.0	4.1	4.7	5.0	4.8	3.0	1.7	0.7	0.5	2.5	4.6	3.9	1.1
26	Hel	0.7	0.7	1.1	1.5	2.2	2.8	3.1	3.3	2.5	1.7	0.8	0.6	1.8	2.7	2.6	0.9
27	Inowrocław	0.6	0.7	1.3	3.0	4.0	4.9	5.3	4.8	3.2	2.2	1.0	0.7	2.6	4.7	4.1	1.2
28	Jelenia Góra	0.9	1.1	1.6	3.0	3.2	3.7	4.1	3.8	2.8	2.1	1.3	0.9	2.4	3.7	3.3	1.5
29	Kalisz	0.6	0.8	1.3	2.7	3.7	4.9	5.7	5.1	3.2	2.0	0.8	0.6	2.6	4.8	4.1	1.1
30	Karpacz	0.8	0.9	1.3	2.4	2.7	3.4	3.9	3.9	2.6	1.9	1.0	0.8	2.1	3.3	3.1	1.2
31	Kartuzy	1.3	1.1	1.3	2.5	3.2	3.2	3.5	5.0	3.7	2.6	2.2	1.1	2.6	3.3	3.5	1.6
32	Kasprowy Wierch	0.7	0.7	0.9	1.0	1.0	1.1	1.6	1.8	1.2	1.3	0.6	0.8	1.6	1.2	1.3	0.8
33	Katowice	0.8	1.0	1.6	3.2	3.9	4.7	5.4	5.0	3.0	2.0	1.1	0.7	2.7	4.7	4.0	1.4
34	Kętrzyn	0.5	0.5	1.1	2.7	4.0	4.2	4.2	4.2	2.7	1.6	0.7	0.5	2.2	4.1	3.5	1.0
35	Kielce	0.4	0.6	1.2	3.0	4.2	4.8	5.7	5.3	3.1	1.7	0.8	0.5	2.6	4.9	4.1	1.1
36	Kłodzko	0.8	1.2	1.7	2.5	3.1	4.1	4.8	4.7	3.2	2.2	1.3	1.0	2.6	4.0	3.7	1.4
37	Koło	0.6	0.8	1.4	3.2	4.1	5.0	5.3	4.7	3.1	1.8	0.9	0.6	2.6	4.8	4.0	1.2
38	Kołobrzeg	0.8	0.8	1.3	2.1	2.4	2.9	3.2	3.5	2.8	2.1	1.0	0.8	2.0	2.8	2.8	1.1
39	Końuda Wielka	0.4	0.6	0.7	1.9	2.7	3.4	4.2	4.4	3.0	1.8	0.6	0.4	2.0	3.4	3.2	0.8
40	Końcewice	0.4	0.5	1.1	2.6	3.8	4.4	3.8	4.5	3.1	1.8	0.6	0.4	2.3	4.3	3.7	0.9
41	Koszalin	0.6	0.6	1.3	2.4	3.1	3.3	2.8	3.1	2.5	1.7	0.7	0.5	1.9	3.1	2.8	1.0
42	Kraków Obserwat.	0.7	0.9	1.5	3.3	4.1	4.9	5.8	5.4	3.1	1.7	1.1	0.7	2.8	4.9	4.2	1.4
43	Krynica	0.6	0.7	1.2	2.6	3.1	3.5	4.0	3.9	2.6	1.9	0.9	0.6	2.1	3.5	3.2	1.1
44	Kudowa-Zdrój	0.6	0.7	1.5	3.0	3.1	3.8	3.9	3.9	2.4	1.7	0.9	0.6	2.2	3.6	3.1	1.2
45	Legnica	1.0	1.3	1.8	3.3	3.6	4.6	5.5	5.1	3.6	2.6	1.3	1.0	2.9	4.6	4.2	1.6
46	Łęborg	0.7	0.8	1.7	2.9	3.8	4.1	3.8	3.7	2.7	2.0	1.1	0.8	2.3	3.9	3.4	1.3
47	Lublin	0.5	0.6	1.1	3.1	4.2	4.8	5.0	4.5	3.1	1.8	1.0	0.7	2.5	4.7	3.9	1.2
48	Łeba	0.7	0.7	1.2	2.0	2.4	2.9	3.0	3.1	2.4	1.9	0.9	0.6	1.8	2.8	2.6	1.0
49	Łódź	0.6	0.8	1.4	3.3	4.1	5.0	5.7	5.1	3.3	2.0	0.9	0.7	2.7	4.9	4.2	1.3
50	Międzyzdroje	0.6	0.7	1.4	2.5	3.1	3.5	3.4	3.6	2.5	1.9	0.7	0.7	2.0	3.3	3.0	1.1
51	Mława	0.5	0.6	1.0	2.7	4.8	5.3	5.3	4.8	3.3	1.8	0.7	0.5	2.6	5.1	4.2	1.0

c. d. Tab. 5.

L. p.	Nazwa stacji	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok	Okresy wegetacyjny		Okresy hydrologiczne
															V-VII	V-X	XI-IX
52	Nowy Dwór	0.6	0.7	1.4	3.0	4.2	5.0	4.8	4.4	2.9	1.7	0.9	0.6	2.5	4.7	3.8	1.2
53	Olsztyn	0.5	0.6	1.2	2.8	4.4	4.9	4.7	4.5	2.9	1.6	0.7	0.5	2.4	4.7	3.8	1.0
54	Oława	0.7	1.0	1.6	3.2	4.1	5.1	4.5	3.9	2.5	2.0	1.0	0.8	2.5	4.6	3.7	1.4
55	Opole	0.6	1.0	1.6	3.4	3.7	4.9	5.7	5.5	3.2	2.0	1.0	0.6	2.8	4.8	4.1	1.4
56	Ostrołęka	0.6	0.7	1.3	2.9	4.3	4.9	5.2	4.6	3.1	1.7	0.9	0.7	2.6	4.8	4.0	1.2
57	Otmuchów	0.8	1.1	1.7	3.4	3.6	4.4	5.1	4.2	3.3	2.2	1.2	1.1	2.7	4.4	3.8	1.6
58	Pieck	0.7	0.8	1.4	3.3	4.8	5.7	6.0	5.1	3.5	2.0	0.9	0.7	2.9	5.5	4.5	1.3
59	Półczyn-Zdrój	0.5	0.7	1.3	2.3	3.1	3.4	3.1	2.8	2.1	1.3	0.6	0.6	1.8	3.2	2.6	1.0
60	Poświętne	0.5	0.6	1.1	2.9	4.2	4.7	4.9	4.4	3.1	1.7	0.7	0.5	2.5	4.6	3.8	1.0
61	Poznań-Lawica	0.6	0.8	1.5	3.4	4.5	5.4	5.5	5.0	3.6	2.1	0.8	0.6	2.8	5.1	4.4	1.5
62	Przemysł	0.9	1.1	1.7	3.8	4.2	4.9	5.3	5.1	3.4	2.1	1.5	1.1	2.9	4.8	4.2	1.7
63	Puck	0.7	0.8	1.2	1.8	2.3	2.9	3.0	2.9	2.3	1.7	0.9	0.7	1.8	2.7	2.5	1.0
64	Puławy-Instytut	0.6	0.8	1.4	3.5	4.7	5.0	5.5	5.4	5.3	2.0	0.9	0.7	2.8	5.1	4.3	1.3
65	Rabka Zdrój	0.7	0.9	1.2	2.6	3.0	3.4	4.1	3.9	2.4	1.8	1.0	0.7	2.1	3.5	3.1	1.2
66	Racibórz	0.8	1.1	1.5	3.4	3.7	4.4	5.0	4.7	3.0	2.1	1.3	0.8	2.6	4.4	3.8	1.5
67	Radom	0.6	0.7	1.3	3.1	4.2	4.7	5.5	3.3	3.1	1.8	0.9	0.6	2.6	4.8	4.1	1.2
68	Resko	0.6	0.7	1.4	2.7	3.6	3.9	3.6	3.5	2.7	1.7	0.7	0.5	2.1	3.7	3.2	1.1
69	Rozewie	0.5	0.6	1.0	1.6	1.8	2.2	2.6	2.5	1.9	1.4	0.8	0.6	1.5	2.2	2.1	0.9
70	Rzeszów	0.7	0.8	1.2	3.0	3.5	4.0	4.9	4.9	3.0	1.8	1.2	0.8	2.5	4.1	3.7	1.3
71	Sandomierz	0.6	0.7	1.3	3.4	4.2	4.8	5.5	5.5	3.0	1.8	0.9	0.6	2.7	4.8	4.1	1.2
72	Siedlce	0.4	0.6	1.1	2.9	4.1	4.4	4.8	4.3	2.8	2.0	0.7	0.5	2.4	4.4	3.7	1.0
73	Sieradz	0.4	0.7	1.1	2.7	4.0	4.8	5.4	5.2	2.9	2.0	0.7	0.5	2.5	4.1	4.0	1.0
74	Skroniów	0.4	0.6	0.9	2.5	3.7	3.9	5.1	4.9	2.7	1.8	0.7	0.5	2.3	4.2	3.7	0.9
75	Słubice	0.8	1.2	1.8	3.5	4.0	4.6	4.9	5.1	3.4	2.2	1.0	0.8	2.8	4.5	4.0	1.5
76	Słupsk	0.5	0.5	1.1	1.7	2.8	3.5	3.0	3.2	2.4	1.6	0.8	0.6	1.8	3.1	2.8	0.9

77	Sternalice	0.7	0.8	1.4	2.6	3.2	4.3	4.5	4.7	2.6	1.7	0.8	0.7	2.3	4.0	3.5	1.2
78	Szczawica	0.6	0.7	0.7	2.1	3.0	3.1	3.4	3.2	2.4	1.6	1.0	0.6	1.9	3.2	2.8	0.9
79	Szczecin-Dąbie	0.7	0.9	1.6	3.2	3.8	4.0	4.0	4.2	3.1	1.9	0.8	0.7	2.4	3.9	3.5	1.3
80	Szczecinek	0.5	0.7	1.4	2.8	3.8	4.1	3.8	3.5	2.6	1.6	0.6	0.5	2.2	3.9	3.2	1.1
81	Szczytno	0.5	0.6	1.2	2.8	4.5	4.5	4.9	4.3	2.6	1.5	0.7	0.5	2.4	4.6	3.7	1.0
82	Szprotawa	0.7	0.8	1.3	3.0	3.5	4.4	4.7	4.7	3.0	1.9	0.8	0.7	2.5	4.2	3.7	1.2
83	Suwałki	0.4	0.4	0.9	2.6	4.5	4.8	4.8	4.4	2.8	1.4	0.5	0.4	2.3	4.7	3.8	0.9
84	Śnieżka	0.5	0.5	0.8	1.0	0.9	1.3	1.6	1.9	1.1	1.1	0.5	0.6	1.0	1.3	1.3	0.6
85	Świbno	0.5	0.6	0.9	2.0	2.3	2.7	3.0	3.0	2.3	1.3	0.6	0.5	1.6	2.7	2.4	0.8
86	Świerkianiec	0.4	0.5	0.7	2.4	3.3	4.0	4.5	3.9	2.7	1.7	0.8	0.6	2.1	4.0	3.4	0.9
87	Świnoujście	0.7	0.8	1.5	2.5	3.0	3.6	3.8	3.8	2.9	1.9	0.8	0.6	2.2	3.5	3.2	1.2
88	Tarnów	0.8	1.0	1.4	3.1	3.4	4.1	5.1	5.0	3.2	2.0	1.4	0.9	2.6	4.2	3.8	1.4
89	Tczew	0.5	0.6	1.1	2.5	3.7	5.1	5.2	4.6	3.5	2.1	0.9	0.7	2.5	4.7	4.0	1.0
90	Tomaszów Lub.	0.4	0.5	1.0	3.2	4.0	4.6	5.0	4.7	3.1	1.7	0.8	0.6	2.5	4.5	3.9	1.1
91	Toruń	0.6	0.7	1.4	3.0	4.2	5.2	5.4	4.9	3.3	1.9	0.7	0.5	2.6	4.9	4.2	1.2
92	Trzemeszno	0.4	0.5	1.2	3.1	3.6	4.7	4.4	3.8	3.4	1.6	0.6	0.4	2.3	4.2	3.6	1.0
93	Ustka	0.7	0.7	1.3	2.1	2.6	3.1	2.9	3.3	2.6	1.8	0.8	0.7	1.9	2.9	2.7	1.0
94	Wałcz	0.5	0.7	1.3	2.6	3.7	4.4	4.4	3.9	2.8	1.6	0.5	0.5	2.2	4.2	3.5	1.0
95	Warszawa-Bielany	0.7	0.8	1.5	3.6	4.8	5.8	6.4	5.4	3.5	1.9	1.0	0.8	3.0	5.7	4.6	1.4
96	Warszawa-Okęcie	0.6	0.7	1.4	3.2	4.7	5.4	5.8	5.2	3.5	1.9	0.9	0.7	2.8	5.3	4.4	1.2
97	Wieliczka	0.8	1.0	1.3	2.8	3.1	4.0	4.4	4.6	2.9	1.7	1.3	0.8	2.4	3.8	3.4	1.3
98	Wieluń	0.6	0.8	1.4	3.0	4.0	5.0	5.7	5.4	3.3	2.1	0.9	0.6	2.7	4.9	4.2	1.2
99	Wielawice	0.3	0.3	0.4	2.3	3.9	4.8	5.1	4.6	3.3	1.9	0.6	0.3	2.3	4.6	3.9	0.7
100	Włodawa	0.5	0.5	1.0	2.2	4.1	4.7	5.1	4.9	3.2	1.6	0.8	0.7	2.4	4.6	3.9	1.0
101	Wrocław	0.8	1.1	1.8	3.3	3.9	5.2	6.1	5.4	3.5	2.3	1.2	0.9	3.0	5.1	4.4	1.5
102	Zakopane	0.8	1.1	1.2	2.6	3.0	3.2	3.7	3.5	2.6	1.5	1.3	0.8	2.1	3.3	2.9	1.1
103	Zamość	0.5	0.6	1.1	2.9	3.6	4.2	4.8	4.5	3.0	1.7	0.8	0.6	2.4	4.2	3.6	1.1
104	Ząbkowice	0.7	1.0	1.6	1.8	4.8	4.9	6.1	6.0	3.7	2.4	1.2	0.8	2.9	5.3	4.6	1.5
105	Zgorzelec	0.7	0.9	1.5	2.8	3.0	3.7	4.3	4.6	2.9	1.9	1.0	0.7	2.3	3.7	3.4	1.3
106	Zielona Góra	0.7	0.9	1.7	3.5	4.0	4.9	5.2	5.3	3.4	2.2	0.8	0.6	2.8	4.7	4.2	1.4

3. Stosunek procentowy wartości sum dobowych niedosytu z poszczególnych pór roku i okresów hydrologicznych do roku

Analizując przebieg roczny niedosytu wilgotności dla szeregu miejscowości stwierdziłem, że stosunek poszczególnych sum niedosytów dobowych dla pór roku i innych okresów, do sumy rocznej zachowuje charakterystyczne wielkości dla pewnych regionów kraju.

Dla pory zimowej (XII—II) wartości te wynoszą w stosunku do roku 5—6% w przeważającej części kraju; wartość ta wzrasta do 10% na wybrzeżu, a w górach nawet powyżej tej wielkości.

Ten wzrost sum niedosytów dobowych na wybrzeżu powodowany jest większymi prędkościami wiatru, które nie dopuszczają do większych zastoiisk pary wodnej; w górach natomiast wpływ wiatrów fenowych, występujących w tej porze roku, przyczynia się do wzrostu temperatury i osuszania mas powietrznych, na co zwrócił uwagę A. S c h m u c k (52).

W porze wiosennej (III—V) układ wartości procentowych w stosunku do roku, wykazuje najwyższe wartości na Pojezierzu Pomorskim i Mazurskim (29—30%). Następnie wartości te maleją ku południowi, do 24% w górach i ku północy do 26% na wybrzeżu.

Układ tego stosunku niedosytu znajduje swoje uzasadnienie w przebiegu stanu pogody: na okres wiosenny przypada najmniejsze zachmurzenie na Pojezierzach, nie spotykane w innej części kraju, o czym wspomina W. G o r c z y ń s k i (17). Przypuszczalnie dzieje się to wskutek procesów suchoadiabatycznych na peryferiach zalegającego w tym czasie drugorzędno wyżu.

W tej porze roku, głównie w miesiącu kwietniu, zaznacza się silny wzrost niedosytu, odbiegający znacznie od wartości normalnych. Wzrost ten szczególnie wyraźnie występuje na Pogórzu Sudeckim i Karpackim.

W porze letniej jako w okresie cieplejszym (VI—VIII) stosunek sumy niedosytów wykazuje silny wzrost, dochodzący do 45—50% sumy rocznej, i tylko na wybrzeżu wartości te dochodzą do 40%. W górach zaś zaznacza się jeszcze słabszy wzrost tej wartości (35%). Powyższe obniżenia spowodowane są większym zachmurzeniem tej pory roku na wybrzeżu i w górach; na wybrzeżu przez często przeciągające niżę, a w górach przez opady elewacyjne.

Jesienią występuje duża monotonia rozkładu tego stosunku niedosytu na obszarach nizin i wyżyn, gdyż zmienia się on w niewielkich granicach od 17—19%. Większe wartości uwydatniają się na Pojezierzu Szczecińskim i na wybrzeżu bałtyckim (20—25%), oraz w Tatrach i w części zachodniej Pogórza Sudeckiego. Szczególnie duży wzrost niedosytu na wybrzeżu spowodowany jest mniejszym w tym czasie zachmurzeniem, co podkreślał jeszcze W. G o r c z y ń s k i, badając stosunki usłonecznienia.

Przy porównywaniu wartości stosunku sum dobowych wiosny i jesieni zauważymy, że wiosną wartości te są znacznie wyższe, ponieważ w tej porze roku zachmurzenie jest daleko mniejsze niż jesienią.

W okresie hydrologicznym — zimowym (XI—IV) stosunek sum niedosytów wynosi: na obszarach nizinnych około 23% sumy rocznej, natomiast 25—28% na wybrzeżu bałtyckim i na Pogórzu Sudeckim i Karpackim. Na terenach bardziej wyniesionych wartości te wzrastają do 30% i nieco większych (rys. 8).

W okresie hydrologicznym — letnim (V—X), stosunek procentowy sum tego okresu do sumy rocznej wynosi na znacznych terenach Polski 77—80%, przy czym na wybrzeżu i na pogórzach, jak również w części zachodniej kraju wartości te obniżają się od 75 do 70% (rys. 9).

K. Chyliński (5), opracowujący wyniki parowania dla niżu polskiego stwierdził, że wielkości parowania wyrażone w procentach sum rocznych, wykazują wielką zgodność dla szeregu stacji, wahające się dla okresu zimy (XI—IV) w granicach od 23% do 28%, a dla okresu lata (V—X) w granicach od 72 do 77%. Te same wartości wykazują sumy niedosytów.

Rozkład przebiegu niedosytów w okresie wegetacyjnym (V—VII), wykazuje wartości bardzo zbliżone do pory letniej.

4. Średnie miesięczne z godz. 13 i najwyższe dobowe wartości niedosytu

Średnie wartości niedosytów wilgotności z godz. 13, to jest z tej pory dnia, kiedy temperatura powietrza zbliża się najbardziej do wartości maksymalnych zawarte są w tabeli 6. Przebieg roczny jest analogiczny do przebiegu średnich miesięcznych niedosytów wilgotności powietrza.

Najwyższe wartości dobowe wynosiły w okresie letnim 13—14 mm w dorzeczu Bugu środkowego (rzeka Krzna), w dolinie górnej Wisły, na Kujawach i w dorzeczu Bzury.

Wartości z godziny 13 były znacznie wyższe, gdyż dochodziły do 24—26 mm na nizinach i wyżynach, natomiast na wybrzeżu i w górach do 9—10 mm. Wartości z godz. 13 nie są wartościami absolutnie najwyższymi, gdyż maksima przebiegu dobowego niedosytu przypadają przeciętnie o godzinę do dwóch później.

Przegląd rozmieszczenia najwyższych wartości dobowych i z godz. 13 wskazuje na powiązanie ich z podłożem. Większe lub mniejsze nagrzanie gleby, z której odbywa się parowanie, zależy od rodzaju gleby i jej barwy.

Porównując rozkład maksymalnych dobowych wartości niedosytów i wartości dla godz. 13 z mapą gleb (26), widzimy, że najwyższe wartości niedosytów przypadają na tereny o glebach czarnych lub szarych, co

Tab. 6. Średnie miesięczne i roczne niedosyty wyznaczone z codziennych wartości w mm Hg z godz. 13 (okres 1949—1953 r.)

Mean monthly values and yearly values of the saturation deficit of air determined by the daily values in mm Hg (1 p.m.) for the years 1949—1953

L. p.	Nazwa stacji	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok	Okresy wegetacyjny		Okresy hydrologiczne	
															V-VII	V-X	XI-IV	
1	Aleksandrowice	1.1	1.6	2.2	5.0	5.6	6.8	8.0	8.3	5.5	3.5	2.2	1.3	4.3	6.8	6.3	2.2	
2	Biała Podlaska	0.8	1.0	2.2	6.2	8.1	9.2	10.7	10.1	6.8	3.8	1.4	0.8	5.1	9.3	6.1	2.1	
3	Białowieża	0.5	0.7	2.0	4.7	6.5	6.7	7.4	7.1	4.7	2.8	0.8	0.5	3.7	6.8	5.9	1.5	
4	Białystok	0.6	0.8	1.8	5.5	7.8	8.5	8.1	8.6	6.1	3.2	1.1	0.6	4.4	8.2	7.1	1.7	
5	Biecuń Stary	1.1	1.0	2.9	6.3	5.9	8.6	10.4	10.2	6.5	4.1	1.9	1.2	5.0	8.3	7.6	2.3	
6	Biskupiec	0.4	0.7	1.6	4.9	7.3	7.7	7.7	8.3	5.3	2.7	0.8	0.5	4.0	7.6	6.5	1.5	
7	Błonie — Topola	0.8	0.8	1.7	4.7	6.2	6.5	8.7	7.6	5.0	3.6	1.2	0.7	4.0	7.1	6.3	1.6	
8	Borusowa	0.7	1.5	2.8	5.6	6.0	8.4	8.8	9.2	5.6	2.9	1.5	0.8	4.5	7.7	5.8	2.1	
9	Burko-Zdrój	1.1	1.5	2.3	5.7	7.1	8.8	9.9	11.6	7.1	3.9	2.0	1.3	5.2	8.6	6.1	2.3	
10	Bydgoszcz-Iung	0.9	1.3	2.8	6.0	7.5	9.2	10.3	9.1	7.1	4.0	0.6	0.6	5.0	9.0	7.9	2.0	
11	Chojnice	0.5	0.7	1.7	4.4	6.2	7.1	7.1	6.6	5.0	2.9	1.0	0.5	3.6	6.8	5.8	1.5	
12	Ciechocinek	0.7	1.0	1.9	4.5	6.3	7.9	7.1	6.3	4.8	3.2	0.9	0.6	3.9	7.1	5.9	1.6	
13	Cieplice	1.1	1.7	2.7	5.8	6.1	7.4	8.6	8.1	5.3	4.1	2.0	1.1	4.5	7.4	6.6	2.4	
14	Cieszyn	1.2	2.0	2.9	6.5	6.4	7.8	8.3	8.9	6.0	4.0	2.3	1.4	4.8	7.5	6.9	2.7	
15	Ciełkowo	0.8	1.4	2.7	5.3	6.8	8.6	9.8	9.2	5.3	3.5	1.4	0.7	4.6	8.4	7.2	2.0	
16	Częstochowa	0.9	1.6	2.7	6.2	7.6	8.6	10.1	9.9	6.5	4.4	1.7	1.1	5.1	8.8	7.8	2.4	
17	Dobroszyce	0.8	1.7	1.7	5.4	6.2	7.3	6.5	7.4	5.0	3.0	1.5	0.9	4.0	6.6	5.9	2.0	
18	Duszniki-Zdrój	0.8	1.2	2.2	4.7	5.0	6.1	6.2	6.6	4.1	3.1	1.1	0.8	3.5	5.8	5.2	1.8	
19	Dynów	0.9	1.1	1.7	5.6	6.2	7.3	8.8	9.3	6.0	3.4	1.6	1.0	4.4	7.5	6.8	2.0	
20	Elbląg	0.7	0.8	2.2	4.7	6.7	7.4	7.2	7.2	5.6	3.2	1.0	0.7	4.0	7.1	6.2	1.7	
21	Gdańsk-Wrzeszcz	0.9	1.2	2.4	3.8	5.5	6.7	7.7	7.3	5.7	3.4	1.2	0.9	3.9	6.6	6.0	1.7	

22	Gdynia	1.1	1.4	2.1	3.6	4.3	5.3	6.5	6.2	4.8	3.2	1.3	1.1	3.1	5.4	5.0	1.8
23	Gniezno	0.7	0.8	2.2	5.3	6.1	7.3	8.0	7.4	5.6	3.5	1.1	0.7	4.0	7.1	6.3	1.8
24	Gorzów Wlkp.	0.8	1.4	2.6	6.0	7.9	9.8	8.8	9.9	6.2	3.7	1.2	0.8	4.9	8.8	7.7	2.1
25	Górna Niwa	0.5	0.8	2.0	5.4	7.1	8.0	8.5	9.2	5.9	3.6	1.4	0.7	4.4	7.9	7.0	1.8
26	Hel	0.8	1.0	1.7	2.9	4.0	5.0	5.6	5.6	4.1	2.5	0.9	0.8	2.9	4.8	4.6	1.3
27	Inowrocław	0.6	0.8	2.2	5.4	7.1	8.7	9.7	9.1	6.2	4.3	1.4	0.8	4.7	8.5	7.5	1.9
28	Jelenia Góra	1.1	1.8	3.0	5.6	6.0	7.4	8.3	8.6	6.2	4.4	2.0	1.4	4.6	7.2	6.8	2.5
29	Kalisz	0.8	1.1	2.0	4.9	6.6	8.6	10.4	9.7	6.5	4.2	1.3	0.8	4.7	8.5	7.7	1.8
30	Karpacz	0.9	1.2	2.0	3.6	4.3	5.1	5.9	5.9	4.0	2.9	1.2	1.1	3.2	5.1	4.7	1.7
31	Kartuzy	1.6	0.8	1.4	3.8	5.2	5.1	6.0	7.7	6.5	4.2	2.0	1.3	3.8	5.4	5.8	1.8
32	Kasprowy Wierch	0.7	0.8	0.9	2.1	1.3	1.5	2.0	2.2	1.3	1.2	0.6	0.9	1.2	1.6	1.6	0.8
33	Katowice	1.1	1.7	2.8	6.0	6.9	8.4	9.5	9.4	6.2	4.2	1.9	1.1	4.9	8.2	7.4	2.4
34	Ketrzyn	0.6	0.8	1.7	5.0	7.1	7.4	7.5	7.9	5.3	2.9	1.0	0.6	4.0	7.3	6.4	1.6
35	Kielce	0.6	0.9	2.5	5.4	8.0	8.9	10.7	10.8	6.8	3.9	1.4	0.8	5.1	9.2	8.2	1.9
36	Kłodzko	1.2	1.7	2.8	5.5	5.6	7.7	9.6	9.9	6.5	4.2	1.9	1.3	4.8	7.6	7.2	2.4
37	Koło	0.8	1.2	4.0	5.9	7.5	8.7	9.9	9.2	6.7	3.9	1.4	0.8	5.0	8.7	7.6	2.3
38	Kołobrzeg	1.0	1.1	2.2	3.4	3.5	4.2	4.8	5.6	5.0	3.6	1.3	0.9	3.0	4.2	4.4	1.6
39	Koludnia Wielka	0.5	0.8	1.3	3.4	4.9	5.9	8.3	7.9	5.9	3.3	0.7	0.5	3.6	6.4	6.0	1.2
40	Końcewice	0.5	0.8	1.9	5.1	6.8	7.9	9.2	8.3	6.2	3.5	0.9	0.5	4.3	8.0	7.0	1.6
41	Koszalin	0.8	0.9	2.1	4.2	5.2	5.4	5.3	4.7	5.0	2.4	0.7	0.5	4.1	5.3	4.7	3.1
42	Kraków-Obserwat.	1.0	1.6	2.6	6.0	7.2	8.6	10.1	10.1	6.2	3.5	1.7	1.0	5.0	8.6	7.6	2.3
43	Krynica	0.8	1.2	2.3	5.5	5.9	6.7	8.0	8.3	5.6	4.1	2.2	0.8	4.3	6.9	6.4	2.1
44	Kudowa-Zdrój	0.9	1.3	2.9	5.5	5.7	7.3	7.9	8.6	5.5	3.7	1.4	0.8	4.3	7.0	6.4	2.1
45	Legnica	1.3	2.0	3.1	5.7	6.5	8.4	10.2	10.3	7.2	5.0	2.0	1.4	5.3	8.4	7.9	2.6
46	Łęborg	0.9	1.2	2.5	5.3	6.7	7.3	7.1	7.1	5.4	3.7	0.8	1.0	4.1	7.0	6.2	1.9
47	Lublin	0.8	0.9	1.9	5.8	7.7	8.7	9.5	9.3	6.6	3.9	1.6	0.9	4.8	8.6	7.6	2.0
48	Łeba	0.8	1.0	2.0	3.2	3.5	4.3	4.8	5.4	4.3	3.2	0.9	0.6	2.8	4.2	4.2	1.4
49	Łódź	0.8	1.1	2.4	6.0	7.6	8.9	10.1	9.6	6.6	3.9	1.4	0.9	4.9	8.8	7.8	2.1
50	Mędzyzdroje	0.8	1.0	2.3	4.1	5.0	5.6	5.6	6.4	4.9	3.2	1.0	0.7	3.4	5.4	5.1	1.6
51	Mława	0.6	0.8	1.9	5.4	8.3	9.4	9.9	9.5	6.9	3.6	1.1	0.7	4.8	9.2	7.9	1.7

c. d. Tab. 6.

L. p.	Nazwa stacji	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok	Okresy wegetacyjny		Okresy hydrologiczne	
															V-VII	V-X	XI-IV	
52	Nowy Dwór	0.7	1.1	2.3	5.6	7.3	9.0	9.3	8.7	6.2	3.3	1.1	0.8	4.6	8.5	7.3	1.9	
53	Olsztyn	0.6	0.8	2.0	5.3	7.8	8.5	8.9	8.7	5.0	3.2	1.0	0.6	4.4	8.4	7.0	1.7	
54	Olawa	1.1	1.6	2.8	5.7	7.4	9.2	8.9	8.1	5.3	3.5	1.5	1.1	4.7	8.5	7.1	2.3	
55	Opole	0.9	1.7	3.1	6.3	7.0	8.9	10.8	10.6	6.8	4.2	1.7	1.0	5.2	8.9	6.0	2.4	
56	Ostrołęka	0.8	1.1	2.3	5.6	7.8	8.9	9.8	9.5	6.8	3.6	1.3	0.8	4.9	8.8	7.7	2.0	
57	Otmuchów	1.1	1.8	3.0	5.9	6.6	8.3	10.0	10.0	6.8	4.5	2.0	1.5	5.1	8.3	7.7	2.6	
58	Płock	0.9	1.2	2.5	6.2	8.5	10.1	10.7	9.8	7.2	4.0	1.4	0.8	5.3	9.7	8.4	2.2	
59	Poleczyn-Zdrój	0.6	1.0	2.3	4.1	5.3	6.5	5.9	5.7	4.7	2.8	1.0	0.8	3.4	5.9	5.2	1.6	
60	Poświętne	0.7	0.9	2.0	5.9	7.1	9.0	9.5	7.7	6.6	3.5	1.1	0.7	4.6	8.5	1.9	7.2	
61	Poznań-Lawica	0.8	1.3	2.6	6.1	8.0	9.5	10.0	9.7	7.1	3.8	1.7	0.8	5.1	9.2	8.0	2.2	
62	Przemysł	1.2	1.7	2.9	6.8	7.5	8.8	9.6	10.1	7.0	4.2	2.3	1.4	5.3	8.8	7.9	2.7	
63	Puck	0.8	1.1	1.8	2.9	3.3	4.0	4.9	4.6	3.5	2.7	1.1	0.9	2.6	4.1	3.8	1.4	
64	Puławy Instytut	0.9	1.1	2.3	6.2	8.2	8.6	9.8	10.3	6.8	4.0	1.5	0.9	5.0	8.9	7.9	2.1	
65	Rabka-Zdrój	0.8	1.7	2.5	5.4	6.0	6.6	8.3	9.0	5.8	4.1	2.0	1.3	4.5	7.0	6.6	2.3	
66	Racibórz	1.1	1.8	2.9	6.5	7.1	8.3	10.1	10.1	6.6	4.5	2.0	1.2	6.2	8.5	7.8	2.6	
67	Radom	0.8	1.1	2.3	5.9	7.6	8.3	10.2	10.4	6.5	3.8	1.4	0.8	4.9	9.7	7.8	2.0	
68	Resko	0.8	1.1	1.8	5.2	6.8	7.1	7.1	7.1	6.0	3.5	1.0	0.7	4.0	7.0	6.3	1.8	
69	Rozewle	0.6	0.8	1.4	2.3	2.3	2.8	3.7	3.6	3.1	2.0	1.0	0.8	2.0	2.9	2.9	1.2	
70	Rzeszów	0.8	1.1	2.1	6.0	6.5	7.7	9.5	10.0	6.2	3.7	1.7	1.1	4.7	7.9	7.3	2.1	
71	Sandomierz	0.7	1.1	2.3	6.2	7.3	8.3	9.9	10.5	6.0	3.7	1.5	0.8	4.9	8.5	7.6	2.1	
72	Siedlce	0.6	0.9	2.0	5.8	7.7	8.5	9.5	9.5	6.4	3.6	1.2	0.7	4.7	8.6	7.5	1.9	
73	Sieradz	0.5	1.0	2.2	5.0	7.2	8.9	8.2	8.3	4.9	3.2	0.9	0.6	4.2	8.1	6.8	1.7	
74	Skroniów	0.5	0.8	1.5	4.5	6.6	6.4	8.8	9.4	5.2	3.5	1.3	0.7	4.1	7.3	6.6	1.6	
75	Ślubice	1.1	1.7	3.3	6.3	7.1	8.3	8.9	10.2	7.2	4.6	1.5	1.1	5.1	8.1	7.7	2.5	
76	Ślupsk	0.6	0.8	1.9	3.3	5.0	6.2	5.6	6.5	4.8	3.2	1.0	0.9	3.3	5.6	5.2	1.4	

77	Sternallice	0.8	1.3	2.3	4.8	5.7	7.7	8.2	9.0	5.2	3.6	1.3	0.8	4.2	7.2	6.6	1.3
78	Szczawica	0.6	0.9	1.1	3.6	4.9	5.9	7.0	5.5	5.0	3.3	1.4	0.8	3.3	5.9	5.3	1.4
79	Szczecin-Dąbie	1.0	1.3	2.9	5.7	7.4	7.3	7.3	8.3	6.4	3.3	1.3	0.8	4.5	7.3	6.8	2.2
80	Szczecinek	0.8	1.1	2.5	5.1	6.7	7.4	7.2	7.0	5.6	3.1	1.0	0.6	4.0	7.1	6.2	1.8
81	Szczytno	0.7	0.9	2.0	4.6	8.0	8.4	9.3	8.9	5.8	3.0	1.0	0.6	4.4	8.6	7.2	1.6
82	Szprotawa	1.1	1.6	2.7	5.8	6.7	8.3	9.2	10.1	6.8	4.4	1.4	1.1	4.9	8.1	7.6	2.3
83	Suwałki	0.5	0.6	1.6	4.4	7.7	8.1	8.3	8.6	5.8	2.9	0.8	0.5	4.1	8.0	6.9	1.4
84	Śnieżka	0.5	0.6	1.1	1.2	1.5	1.7	1.7	2.0	1.1	1.0	0.5	0.5	1.1	1.6	1.5	0.7
85	Świbno	0.7	0.3	1.7	3.5	3.8	4.5	5.4	5.5	4.7	2.6	0.9	0.3	2.9	4.6	4.4	1.4
86	Świerkianiec	0.5	0.5	0.9	4.4	5.7	6.5	7.9	6.9	5.1	2.9	1.3	0.8	3.6	6.7	5.8	1.4
87	Świnoujście	0.8	1.1	2.3	4.3	4.7	5.9	6.5	6.6	5.3	3.2	1.2	0.7	3.6	5.7	5.4	1.7
88	Tarnów	1.1	1.4	2.6	4.7	6.2	7.2	9.6	9.7	6.3	4.0	2.0	1.3	4.7	7.7	7.2	2.2
89	Tczew	0.6	0.9	1.8	4.0	5.9	7.9	7.5	7.5	6.1	3.5	1.1	0.9	4.0	7.1	6.4	1.6
90	Tomaszów Lub.	0.6	0.8	1.9	6.2	7.4	8.3	8.9	8.9	6.5	3.6	1.3	0.8	4.6	8.2	7.2	1.9
91	Toruń	1.4	1.1	2.0	5.9	7.7	9.2	10.3	9.7	6.9	4.0	1.1	0.7	5.0	9.1	8.0	2.0
92	Trzemeszno	0.5	0.8	2.3	6.1	5.7	8.5	8.1	7.1	4.8	3.2	1.0	0.5	4.0	7.4	6.2	1.9
93	Ustka	1.0	1.1	2.3	3.5	4.1	4.7	5.2	6.1	5.1	3.3	1.1	0.8	3.2	4.0	4.8	1.6
94	Wałcz	0.8	0.8	2.3	4.7	6.5	7.5	8.0	7.6	5.6	3.2	0.8	0.6	4.0	7.3	6.4	1.7
95	Warszawa-Bielany	0.9	1.1	2.5	6.3	7.8	9.2	10.7	9.7	6.8	3.7	1.5	1.0	5.1	9.2	8.0	2.2
96	Warszawa-Okęcie	0.8	1.1	2.3	5.9	7.9	9.1	10.1	9.8	7.0	3.8	1.4	0.8	5.0	9.0	8.0	2.1
97	Wieliczka	1.0	1.4	2.0	5.6	6.4	7.2	8.0	8.8	6.0	3.2	1.7	1.1	4.4	7.2	6.6	2.1
98	Wieluń	0.8	1.4	2.5	5.6	7.1	8.9	10.3	10.1	6.7	4.3	1.4	0.9	5.0	8.8	7.9	2.1
99	Wielgawice	0.3	0.4	0.7	4.3	6.4	7.7	8.6	8.1	6.4	2.9	0.5	0.4	3.9	7.6	6.7	1.1
100	Włodawa	0.7	0.8	1.9	5.2	7.1	8.1	9.1	9.0	6.5	3.0	1.3	0.8	4.5	8.1	7.1	1.8
101	Wrocław	1.1	1.8	3.2	5.9	7.0	9.2	11.1	10.5	7.2	4.8	2.0	1.4	5.4	9.1	8.3	2.6
102	Zakopane	1.2	1.7	2.4	4.9	5.3	5.8	7.1	7.4	5.3	3.5	2.1	1.4	4.0	6.0	5.7	2.3
103	Zamość	0.7	1.0	2.0	5.6	6.9	8.1	9.4	9.3	5.4	3.8	1.4	0.9	4.5	8.1	7.2	1.9
104	Ząbkowice	1.0	1.7	2.8	6.8	8.4	9.8	9.6	11.0	7.3	4.8	1.9	1.1	5.5	9.3	8.5	2.6
105	Zgorzelec	1.0	1.4	2.7	5.0	5.4	6.8	8.1	9.1	6.0	3.8	1.4	1.0	4.3	6.8	6.5	2.1
106	Zielona Góra	0.9	2.0	2.9	5.9	6.8	8.3	9.2	9.5	6.5	4.0	1.2	0.9	4.8	8.1	7.4	2.3

uwypatnia się szczególnie na Kujawach, w górnym dorzeczu Wisły, w dorzeczu Krzyny i środkowej Odry. Natomiast na glebach jasnych, jak piaski i bielice, wartości te są niższe.

5. Średnia zmienność miesięczna niedosytu wilgotności powietrza

Wartości średniej zmienności miesięcznej niedosytu wilgotności (tab. 7) wyliczyłem wg ogólnie przyjętego wzoru:

$$Z_o = \pm \frac{\sum_{i=1}^n \Delta D_i}{n}$$

gdzie: ΔD_i — jest odchyleniem poszczególnego miesiąca od średniej miesięcznej, n — liczba lat.

Tab. 7. Średnia zmienność miesięczna niedosytu wilgotności powietrza w mm w okresie 1949—1953

Mean monthly changeability of the saturation deficit of air calculated in mm for the years 1949—1953

Wybrzeże

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Gdynia	0.10	0.22	0.32	0.54	0.52	0.46	0.54	0.62	0.50	0.48	0.20	0.16	0.22
Kotobrzeg	0.08	0.14	0.16	0.32	0.44	0.54	0.32	0.14	0.36	0.46	0.10	0.16	0.12

Niziny

Białystok	0.12	0.12	0.20	0.24	1.16	0.60	0.48	0.90	0.80	0.44	0.14	0.10	0.20
Słubice	0.16	0.34	0.30	0.46	0.62	0.60	0.32	0.14	0.16	0.48	0.28	0.22	0.14
Warszawa Bielany	0.10	0.14	0.30	0.44	0.52	1.06	0.88	0.90	0.82	0.64	0.32	0.12	0.26

Wyżyny

Częstochowa	0.18	0.24	0.52	0.12	1.36	0.88	0.84	0.56	0.58	0.68	0.28	0.20	0.22
Lublin	0.08	0.12	0.16	0.30	0.90	0.46	0.82	0.56	0.62	0.48	0.20	0.12	0.10

Pogórze Sudeckie

Racibórz	0.20	0.22	0.28	0.22	0.8	0.86	0.82	0.44	0.40	0.56	0.24	0.16	0.18
Zgorzelec	0.24	0.24	0.38	0.54	0.76	0.78	0.18	0.48	0.62	0.52	0.20	0.18	0.22

Pogórze Karpackie

Rzeszów	0.26	0.28	0.30	0.14	0.78	0.46	0.62	1.06	0.32	0.30	0.40	0.22	0.20
Tarnów	0.10	0.28	0.36	0.30	1.12	0.82	0.56	0.68	0.36	0.34	0.26	0.20	0.24

Góry

Zakopane	0.24	0.36	0.24	0.14	0.68	0.46	0.66	0.36	0.28	0.24	0.42	0.14	0.08
----------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------

Średnia roczna zmienność wynosi od 0.1 do 0.26 mm. Jest ona największa w okresie letnim (do 1.3 mm), a najmniejsza zimą (do 0.2—0.3 mm). Zaznaczyć przytym należy, że najmniejsza zmienność przypada na wybrzeże bałtyckie i góry.

Największe amplitudy zmienności średnich miesięcznych wartości do 3.9 mm, również przypadają na niziny i wyżyny (tab. 8).

Jak wykazuje analiza, niedosyt wilgotności powietrza ulega w poszczególnych latach mniejszym lub większym zmianom, w zależności od zmian cyrkulacji atmosferycznej, jednak średni przebieg roczny zachowuje wszystkie cechy środowiska, o czym świadczą również zbliżone wartości niedosytów z różnych okresów.

Tab. 8. Amplitudy wahań średnich miesięcznych niedosytów w okresie 1949—1953
Amount of fluctuation in the mean monthly values of the saturation deficit for the years 1949—1953

Wybrzeże

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Gdynia	0.4	0.7	1.2	1.3	1.5	1.0	2.2	1.8	1.8	2.0	0.7	0.4	0.9
Kołobrzeg	0.4	0.5	0.5	0.8	1.5	1.7	1.1	0.6	1.1	2.0	0.4	0.5	0.5

Niziny

Białystok	0.3	0.4	0.6	0.8	2.9	1.4	1.4	3.2	2.0	1.4	0.5	0.4	0.5
Stubice	0.6	1.2	1.1	2.0	1.8	2.4	1.3	0.4	2.1	1.7	0.9	0.6	0.5
Warszawa Bielany	0.3	0.5	0.9	1.1	1.9	2.8	2.6	3.9	2.4	1.7	1.0	0.5	0.7

Wyżyny

Częstochowa	0.7	0.9	1.3	0.3	3.7	2.9	2.2	1.5	1.3	2.2	0.9	0.7	0.7
Lublin	0.2	0.4	0.7	1.0	2.4	1.3	3.2	1.5	1.3	1.1	0.6	0.3	0.2

Pogórze Sudeckie

Racibórz	0.7	0.8	0.7	1.0	2.7	3.2	2.6	1.4	1.4	1.5	0.8	0.5	0.6
Zgorzelec	0.9	0.9	1.3	1.5	1.9	2.4	0.5	1.7	2.2	1.9	0.5	0.6	0.7

Pogórze Karpackie

Rzeszów	0.6	0.9	1.0	0.6	2.0	1.7	2.3	2.6	1.0	1.1	1.2	0.6	0.5
Tarnów	0.3	1.0	1.1	0.8	3.0	3.0	2.6	1.8	1.7	1.2	0.9	0.8	0.9

Góry

Zakopane	0.6	1.0	0.9	0.6	2.0	1.7	2.1	1.4	0.8	0.8	1.6	0.5	0.3
----------	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----

V. ROZKŁAD GEOGRAFICZNY NIEDOSYTÓW WILGOTNOŚCI POWIETRZA W POLSCE

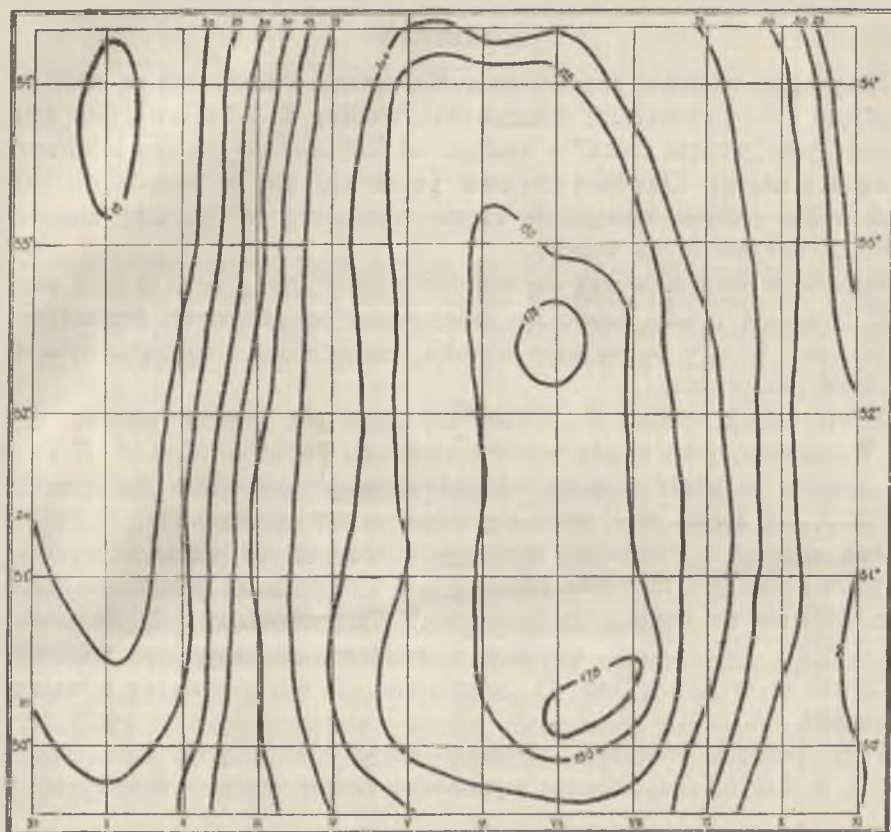
Rozkład geograficzny niedosytów wilgotności powietrza został przedstawiony na mapach w postaci sum wartości dobowych, wyrażonych w mm Hg dla poszczególnych miesięcy, roku, okresów hydrologicznych i okresu wegetacyjnego (rys. od 10 do 12).

Z mapy dla okresu rocznego (rys. 10) widać, że najwyższe wartości niedosytu występują na obszarze południowym Wyżyny Małopolskiej — 1100 mm, w średnim biegu Odry po Wartę 1000—1050 mm, w południowo-wschodniej części Wyżyny Lubelskiej i w dorzeczu Krzny (lewy dopływ Bugu) — 1000 mm, oraz w okolicach większych miast na niżu — około 1000 mm. Na Pojezierzach wartości niedosytu są już niższe, sięgając w sumie rocznej 800 mm, a w pasie przybrzeżnym 600—700 mm. Najniższe wartości przypadają na tereny górskie 350—400 mm.

Na podstawie map miesięcznych, nie zawartych w niniejszej pracy, przebieg roczny rozkładu niedosytu wilgotności powietrza, został przedstawiony w postaci izoplei dla południków: 16°E, 19.5°E i 23°E. Użyte izoplety (rys. 4) pozwalają stwierdzić następujące zależności: 1) od szerokości geograficznej, 2) od wpływów oceanicznych i kontynentalnych, 3) od ukształtowania terenu.

Na zachodzie kraju, na wybrzeżu i w górach wartości niedosytu wilgotności są wyższe zimą aniżeli na pozostałych obszarach. Na tych terenach wicsną uwydatnia się również szybszy wzrost niedosytu wilgotności, natomiast latem wartości niedosytu są już tam niższe. Wpływ oceanicznych mas powietrza, przejawia się w porze chłodniejszej pod-

wyższeniem temperatury i wzrostem niedosytu, natomiast latem napływem chłodniejszego i wilgotniejszego powietrza, które powoduje obniżenie niedosytu wilgotności.



Rys. 4. Izoplety przebiegu rocznego niedosytu wilgotności powietrza
wzdłuż południka 19,5°E (1949—1953)

Isoplethes of annual run of saturation deficit of air along the meridian 19,5°E

Powyższe jest potwierdzeniem przyjętych w klimatologii tez o zasięgu wpływów oceanizmu i kontynentalizmu przez E. Romera (45), R. Mereckiego (40), Wł. Gorczyńskiego (16), A. Kosibę (28), A. Chałubińską (4) i Wł. Zinkiewicza (70).

Wspomniana już wyżej zależność między najwyższymi wartościami dobowymi niedosytu a rodzajem gleb pozwala również wyjaśnić przyczyny niektórych maksimów rocznych i letnich. Występujące maksima roczne niedosytów w okolicach Wrocławia, Krakowa i Hrubieszowa powodowane są nie tylko procesami suchoadiabatyicznymi fenowymi, lecz

również większym nagrzaniami się podłoża (czarne ziemie na lessach lub czarnoziemy). W lipcu wpływy te zaznaczają się jeszcze wyraźniej, np. na Kujawach.

VI. ZJAWISKA FENOWE W ŚWIEŹLE NIEDOSYTU WILGOTNOŚCI POWIETRZA

Przyczyną wiatrów fenowych w Karpatach i Sudetach są nize przeciągające ponad obszarami północnymi. Według E. Romera (46) nize te działają jak „pompa ssąca” o zasięgu od kilkuset do tysiąca kilometrów, a nawet i więcej. Zjawiska fenowe pojawiają się w zasadzie o każdej porze roku, jednak szczególnie często występują w okresie zimowym, a przede wszystkim na wiosnę.

Wiosną w górach tworzy się wyż barometryczny, przeto w tych warunkach powstają prądy powietrza skierowane od głównych grzbietów ku podgórzom. Wiatry te cechuje wysoka temperatura i suchość, oraz duża prędkość przepływu.

Wiatr halny według E. Romera daje się jeszcze odczuć nawet i w Warszawie, jako ciepły wiatr z kierunku południowego. A. Kosiba (29), uważa że wiatr fenowy oddziałuje bezpośrednio na przedpolu Sudetów, ale swym wpływem sięga też na niż wielkopolski.

Jak wynika z przebiegu rocznego niedosytu wilgotności powietrza, wartości niedosytu znacznie odbiegają w kwietniu od przebiegu normalnego, głównie na Pogórzach Sudeckim i Karpackim (rys. 3). Zestawienie korelacyjne kierunków wiatrów i wartości niedosytów wilgotności powietrza w kwietniu (tab. 9), potwierdza ich ścisły związek z wiatrami fenowymi.

Przy pomocy analizy przebiegu niedosytu wilgotności powietrza można w dużym przybliżeniu wyznaczyć zasięg wiatrów fenowych.

Tab. 9. Wiatry i odpowiadające im wartości niedosytu wilgotności powietrza w mm w miesiącu kwietniu (okres 1949—1953)

Winds and the corresponding values of the saturation deficit of air in mm, in April (1949—1953)

1 — Ilość wypadków, 2 — wartość niedosytu wilgotności powietrza w mm

1 — number of winds, 2 — value of the saturation deficit of air in mm

T a r n ó w

	N	NNE	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE	S
1.	15	12	24	1	35	18	61	7	47
2.	3.6	3.2	3.3	0.2	3.6	4.6	6.6	9.3	6.4
	SSW	SW	WSW	W	WNW	NW	NNW	Cisza	
1.	10	27	4	49	16	52	7	65	
2.	4.1	4.2	4.0	3.1	1.8	2.0	3.4	1.6	

Z g o r z e l e c

	N	NNE	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE	S
1.	3	8	9	12	13	5	5	0	9
2.	0.3	3.0	4.4	3.1	4.3	1.9	4.4	.	7.3
	SSW	SW	WSW	W	WNW	NW	NNW	Cisza	
1.	55	114	42	33	13	13	0	116	
2.	5.7	4.4	2.3	2.6	3.0	1.8	.	2.4	

W celu wyznaczenia tego zasięgu wziąłem pod uwagę stosunek przyrostu niedosytu w kwietniu, wywołanego wiatrem fenowym do takiegoż przyrostu w maju, w którym wiatry fenowe należą do rzadkości. Wartość tego stosunku nazywam współczynnikiem fenizacji:

$$W = \frac{\Delta D_{III/IV}}{\Delta D_{IV/V}}$$

Z rozkładu izarytm współczynnika fenizacji widać prawidłowe zmniejszanie się wartości ku północy (rys. 13), przy czym izarytma 3.0 w części zachodniej dochodzi do wzniesień Gór Kocich na Śląsku i do wzniesień Ziemi Lubuskiej, a w części wschodniej do krawędzi południowych Wyżyny Małopolskiej i Wyżyny Lubelskiej.

Wartość wskaźnika obniża się wyraźnie na obszarze między średnim biegiem Odry i Warty do 1.0, co świadczy o tym, że tak małe wzniesienia jak Góry Kocie i krawędzie wyżyn zatrzymują ten wpływ. Możemy przyjąć zatem, że izarytma 3.0 praktycznie określa granicę bezpośredniego wpływu fenowego.

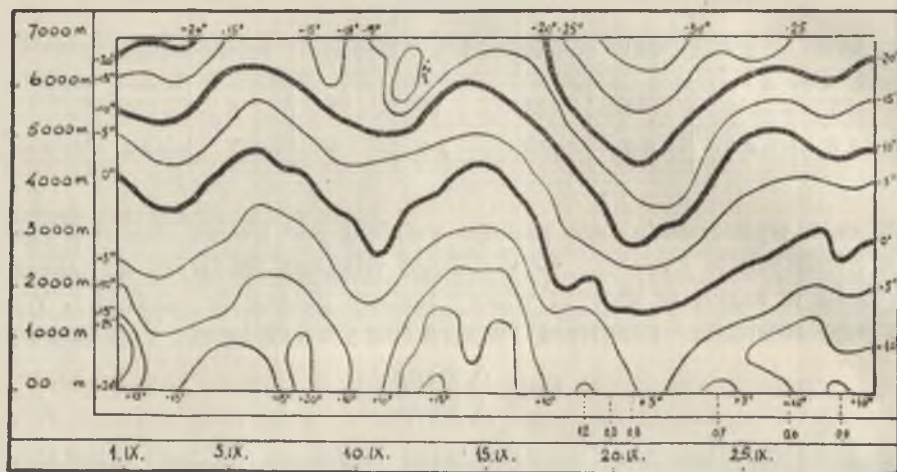
VII. SUSZA W POLSCE W R. 1951 W ŚWIELE NIEDOSYTÓW WILGOTNOŚCI POWIETRZA

Zmiany nieokresowe w cyrkulacji atmosferycznej zaznaczają się również na przebiegu niedosytu wilgotności powietrza. W ostatnich czasach anomalie niedosytu wilgotności powietrza wystąpiły w r. 1951 w ciągu miesięcy letnich i jesiennych, powodując okres posuszny w Polsce.

Okres niedoboru opadów trwał całe niemal lato (V—X), natomiast susza wystąpiła w miesiącach wrześniu i październiku, ogarniając całą Polskę.

Przyczyną suszy było długotrwałe zaleganie obszaru wyżowego, a więc i utrzymywanie się suchych mas kontynentalnych powietrza. Masy te były uwarstwione statecznie, poziom kondensacji był bardzo wysoki, wskutek czego nie tworzyły się chmury typu kłębiasto-deszczowego (rys. 5).

Na podstawie rozkładu pionowego temperatury powietrza w Legionowie we wrześniu 1951 r. można było stwierdzić, że poziom kondensacji znajdował się na wysokości około 2500 m, a niekiedy nawet na wysokości 4500 m. Na rysunku 6 został podany dla września 1951 r.



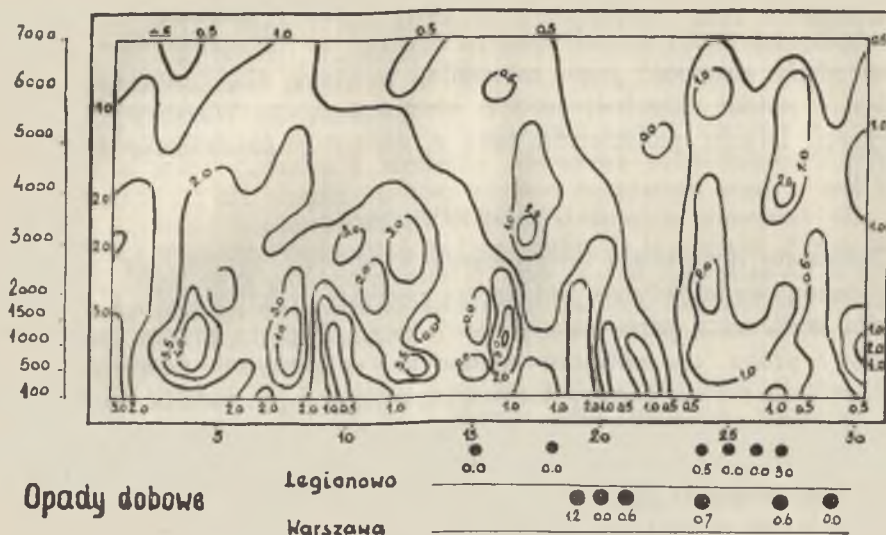
Rys. 5. Izoplety przebiegu temperatury powietrza w $^{\circ}\text{C}$ wraz z wysokością w mies. wrześniu 1951 na podstawie sondaży w Legionowie koło Warszawy
Isopleths of vertical distribution of temperature of air over Legionowo in September 1951.

rozkład niedosytu wilgotności powietrza na różnych poziomach wolnej atmosfery. Z przebiegu izopleth widać, że niedosyty osiągały duże wartości w ciągu 2 dekad września 1951 r., a w miarę słabnięcia obszaru wyżowego wartości ich malały. Wówczas to spadły sporadycznie nikiłe deszcze (zaznaczone na rys. 6 na podstawie spostrzeżeń w Legionowie i Warszawie).

Przebieg niedosytu wilgotności powietrza w r. 1951 odbiegał znacznie od wartości przeciętnych okresu 5-letniego, jak podano przykładowo na rys. 7 dla Białegostoku.

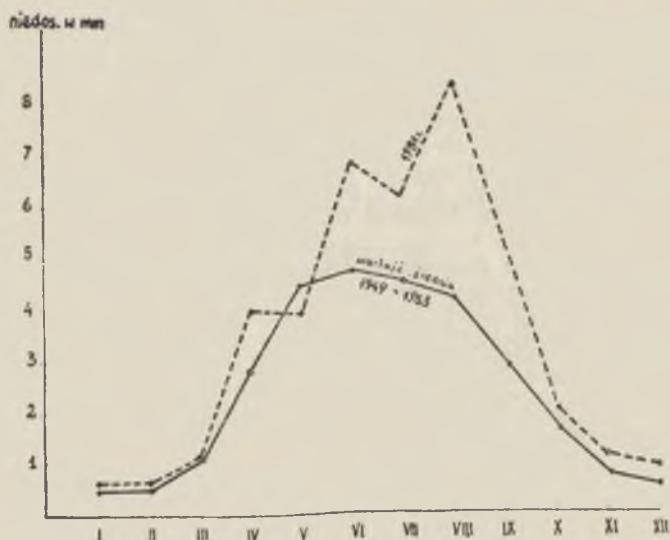
Rozkład niedosytu w okresie letnim 1951 r. został przedstawiony w postaci odchyień, w stosunku do wartości średnich 5-letnich rys. 14. Z porównania odchyień niedosytów wilgotności z odchyleniami opadów z tego samego okresu wynika, że wartościom dodatnim niedosytów odpowiadały niedobory opadów (tj. poniżej 100% wartości), natomiast na obszarach objętych wartościami ujemnymi, opady były wyższe.

Na określenie miary oceanizmu klimatycznego Wł. Zinkiewicz (70) wprowadza wzór, który nazwał wskaźnikiem oceanizmu. Opierając się na swoim wzorze wyliczył on dla Lublina wartości wskaźnika dla jesieni roku 1951 i 1952. W pierwszym wypadku otrzy-



Rys. 6. Izoplety przebiegu niedosytu wilgotności powietrza w mm wraz z wysokością w mies. wrześniu 1951 r. na podstawie sondaży w Legionowie koło Warszawy

Isoplethes of vertical distribution of saturation deficit of air over Legionowo in September 1951.



Rys. 7. Przebieg roczny niedosytu powietrza w Białymstoku w 1951 r. i średni przebieg roczny za lata 1949—1953

The annual run of saturation deficit of humidity of air in Białystok in 1951 and the mean run (1949—1953).

mał 12,7% a dla drugiego roku aż 165,7% miary oceanizmu. Powyższy, wskaźnik oceanizmu wypróbowałem również w niniejszej pracy. Wyniki potwierdziły słuszność jego założenia, bowiem dla posusznej jesieni 1951 r. i jesieni wilgotnej 1952 r. otrzymałem dla Warszawy w dwóch kolejnych latach: październik 1951 r. — 10%, październik 1952 r. — 186%.

UWAGI KOŃCOWE

Ogłoszone dotychczas opracowania niedosytu wilgotności powietrza były dokonywane jedynie pod kątem potrzeb praktycznych, a mianowicie dla wyliczenia parowania potencjalnego. Podjęta przeze mnie poraz pierwszy próba opracowania niedosytu wilgotności powietrza, przy zastosowaniu metod analizy klimatologicznej, doprowadziła do bliższego poznania przebiegu i rozkładu niedosytu, jak również jego powiązania kompleksowego, zarówno z innymi elementami meteorologicznymi jak też ze środowiskiem geograficznym.

Ważniejsze wyniki tej pracy dają się ująć następująco:

1. Najwyższe wartości niedosytu wilgotności występują na terenach o największym dodatnim bilansie radiacyjnym, tj. na czarnoziemach.
2. Stosunek sum niedosytu dziennego i nocnego do sumy całodobowej, jak również stosunek sum dla okresów hydrologicznych letniego i zimowego do sumy rocznej jest taki sam jak dla parowania.
3. Średnie miesięczne i roczne wartości niedosytu wilgotności powietrza z różnych okresów wykazują na ogół małe różnice.
4. Niedosyt wilgotności powietrza może być wykorzystany jako nowy element przy opracowaniach klimatologicznych.

LITERATURA

1. Bigelow F. H.: Studies on the phenomena of the evaporation of water over lakes and reservoirs. Monthly Weather Review 1910.
2. Bindemann H.: Die Verdunstungsmessungen der Preussische Landesamt für Gewässerkunde auf Grimnitzsee und an dem Werbellinsee bei Joachimsthal in der Uckermark. Berlin 1921.
3. Braślowski A. P. i Wikulina Z. A.: Normy isparenia s powierchnosti wodochraniliszcz. Gidrometeoizdat, Leningrad 1954.
4. Chałubińska A.: Izanomale rocznej temperatury w Polsce. Isanomalous lines of annual temperature in Poland. Ann. Univ. M. Curie-Skłodowska, Sectio B. Vol. IV, 2, Lublin 1949.
5. Chyliński St.: Pomiarzy parowania z wolnej powierzchni wód. Wiadomości Służby Hydrograficznej, z. 5, Warszawa 1938.
6. Dawidow W. K.: Isparenie s wodnej powierchnosti w jewropejskoj czasti SSSR. Gidrometeoizdat, 1944, (GGI).
7. Demiańczuk P. P.: Zdolność potencjalna parowania w przedziale wpływu Słońca. Potencjalnaja sposobnost' isparenia w interwale wliania słońca. Faculté potentielle de l'évaporation dans l'intervalle de l'influence du soleil. Wiadomości Służby Hydrologiczno-Meteorologicznej, t. III, z. 4. Warszawa 1954.

8. Demiańczuk P. P.: Zdolność potencjalna parowania w przedziale wpływu Słońca. Część II. Potencjalna sposobność isparzenia w interwale wliania sonca. Czast II. Faculté potentielle de l'évaporation dans l'intervalle de l'influence du soleil. Wiadomości Służby Hydrologiczno-Meteorologicznej, t. III, z. 5, Warszawa 1955. ,
9. Demiańczuk P. P.: Sprawdzenie stosowalności wzoru „ $P = \alpha \cdot B \cdot \beta_1$ ” do obliczania miesięcznej ilości wody z powierzchni wodnej, na materiale pomiarowym z jezior Grimnitz i Werbellin. Prowierka primeniaiemosti formuły „ $P = \alpha \cdot B \cdot \beta_1$ ” dla wyczeslenia miesiacznowo koliczestwa wody w mm isparennoj s wodnoj powierzchni na osnowanii materiała izmierenii dla ozer Grimnitz i Werbellin. Vérification de l'application de la formule „ $P = \alpha \cdot B \cdot \beta_1$ ” pour le calcul de la quantité mensuelle d'eau en mm évaporisée de la surface d'eau à la base des matériaux de mesurages des lacs Grimnitz et Werbellin. Wiadomości Służby Hydrologicznej i Meteorologicznej (Bull. du service Hydrologique et Météorologique). t. V, z. 1, Warszawa 1955.
10. Demiańczuk P. P.: Parowanie z wolnej powierzchni wodnej. Acta Geophysica Polonica, Kwart. Vol. IV, No 3, Państw. Wyd. Naukowe, Warszawa 1956.
11. Demiańczuk P. P.: Zdolność potencjalna parowania w przedziale wpływu Słońca, część III. Potencjalna sposobność isparzenia w interwale wliania sonca, czast III. Faculté potentielle de l'évaporation dans l'intervalle de l'influence du soleil. Partie III. Wiadomości Służby Hydrologicznej i Meteorologicznej (Bull. du Service Hydrologique et Météorologique), t. V, z. 4, Warszawa 1957.
12. Dębski K.: Parowanie z wolnej powierzchni zbiorników wodnych. Gospodarka Wodna, nr 10, Warszawa 1952.
13. Dębski K.: Gradienty równoleżnikowe parowania z powierzchni jezior na Niżu Polskim. Gospodarka Wodna, nr 2, Wrszawa 1953.
14. Dębski K.: Hydrologia Kontynentalna — (Hydrometria). Wydawnictwo Komunikacyjne, Warszawa 1955.
15. Gorczyński Wł.: O zmianach okresowych w ciągu doby temperatury i wilgotności powietrza w Warszawie. La marche diurne de la température et de l'humidité de l'air à Varsovie. Spraw. Tow. Nauk. Warszawskiego, Wydział Nauk Matematycznych i Przyrodniczych, Warszawa 1916.
16. Gorczyński Wł.: O wyznaczaniu stopnia kontynentalizmu według amplitud temperatury. Sur une méthode de calculer le degré du continentalisme en fonction de la température. Spraw. Tow. Nauk., Wydział Mat. i Przyrodn., Warszawa 1918.
17. Gorczyński Wł.: Czas trwania usłonecznienia w Gdyni z Gdańskiem oraz na Helu na tle innych stacji polskich i całego Bałtyku. The duration of bright sunshine in Gdynia, Dantzig and Hel, as compared with other Polish and Baltic regions. Spraw. Tow. Naukowego Warszawskiego, XXXII, 1939 Wydział III. Tow. Nauk Mat. i Przyrodn. Warszawski Gabinet Aktynometryczny Warszawa 1939.
18. Gumiński R.: Wilgotność powietrza w Polsce (wahania roczne i rozkład geograficzny). L'humidité de l'air en Pologne (la marche annuelle et la distribution géographique). Prace Meteorologiczne i Hydrologiczne, Warszawa 1927.
19. Hann J.: Handbuch der Klimatologie. Stuttgart 1908.
20. Hann J., Suring R.: Lehrbuch der Meteorologie. Leipzig 1940.
21. Hohendorf E.: O zastosowaniu metod wyznaczania niedosytów wilgotności powietrza ze średnich miesięcznych wartości temperatur i prężności pary wodnej. Wiadomości Służby Hyd.-Met., t. II, z. 1, Warszawa 1950.

22. Hohendorf E.: Miesięczne i roczne sumy niedosytów wilgotności powietrza w Polsce. Prace Państwowego Instytutu Hydrologiczno-Meteorologicznego, z. 41, Warszawa 1955.
23. Horton R. E.: A new evaporation formula. Monthly Weather Review, 1917.
24. Kalweit H.: Der Wasserhaushalt Berechnungsverfahren und Anwendungen auf Mitteldeutsche Flussgebiete. Veb. Verlag Technik, Berlin 1955.
25. Kendrew W. G.: Climatology, Oxford 1949.
26. Konecka-Betley K. i Truszkowska R.: Polska. Mapa Gleb. Podz. 1:750.000. Państw. Przeds. Wyd. Kartogr., Warszawa 1957.
27. Kosiba A.: W sprawie zagadnień hydrometeorologicznych dorzecza Odry i Wisły. On Hydrometeorological problems in Odra and Vistula basins. Czasopismo Geograficzne, t. XVII, Wrocław 1946.
28. Kosiba A.: Klimat Ziem Śląskich. Wydawnictwo Instytutu Śląskiego, Katowice — Wrocław 1948.
29. Kosiba A.: Zagadnienie bilansu wilgoci na Śląsku w świetle zmian wilgotności względnej. The problem of moisture balance in Silesia according to variations of relative humidity. Przegląd Meteorologiczny i Hydrologiczny, R. 1952, z. 3—4, Warszawa 1953.
30. Kostin S. i Pokrowska T.: Klimatologia. PWN, Warszawa 1957. (z jęz. ros. przełożyli S. Mączak i B. Siadek).
31. Koschmieder H.: Dynamische Meteorologie. Leipzig 1951.
32. Köppen W.: Grundriss der Klimakunde. Berlin — Leipzig 1931.
33. Kusin N. S.: Neue Methode zur Berechnung der Mittelwerte der Verdunstung von der Stromgebietsoberfläche und der Abflussmenge mit Vergleich der Berechnung und Beobachtungsergebnisse. Leipzig 1936.
34. Łajchtmann D. Ł.: O metodzie rachunku isparienia z powierzchni wodotemów. Meteorologija i Gidrologija, nr 4, Leningrad 1956.
35. Łutszewa A.: Praktyczeskaja gidrologia. Gidrometizdat, Leningrad 1950.
36. Lambor J.: Przyczyny pogłębiających się okresów suszy na ziemiach naszych. Gospodarka Wodna, nr 2, Warszawa 1953.
37. Lambor J.: Stopowienie środkowych obszarów Polski. Prace Państw. Inst. Hydrolog.-Meteorolog., z. 34, Warszawa 1954.
38. Meinzer O. E.: Hydrology. New York 1949.
39. Merecki R.: Niedosyt wilgotności w Królestwie Polskim. „Zdrowie”, nr 2, Warszawa 1899.
40. Merecki R.: Klimatologia Ziem Polskich, Warszawa 1915.
41. Ostromięcki J.: Projektowanie równowagi bilansu wodnego dla meliorowanych zlewni bagiennych. Wiadomości Służby Hydrolog.-Meteorologicznej cz. II, z. 2, Warszawa 1948.
42. Parczewski Wł.: Termodynamiczne przyczyny suszy w październiku 1951. Gazeta Obserwatora Państwowego Instytutu Hydrologiczno-Meteorologicznego, nr 12, Warszawa 1952.
43. Richardson B.: Evaporation as a function of insolation. Trans. Amer. Soc. of Civil Eng., vol. 95, 1931.
44. Rohwer C.: Evaporation from free water surfaces. U. S. Dpt. Agr. Techn., 1931.
45. Romer E.: Pogląd na klimat Polski. Czasopismo Geograficzne R. XVI, z. 3, Lwów 1938. Some methodical remarks to the climatological maps of Poland.
46. Romer E.: Rozmyślenia klimatyczne. Some reflections on the problems of climate. Czasopismo Geograficzne R. XVII, Wrocław 1939—1946.

47. Romer E.: Izogrady klimatyczne. PAU, Rozpr. Wydz. Mat. Przyrodn., t. 73. Dz. A. 1947, Kraków 1948.
48. Romer E.: Regiony klimatyczne Polski. Prace Wrocł. Tow. Nauk., Seria B, nr 16, Wrocław 1949.
49. Rundo A.: Sprawozdanie z obecnego stanu badań nad parowaniem w Polsce. Wiadomości Służby Hydrograficznej. t. II, z. 1, Warszawa 1939.
50. Rybczyński M., Pomianowski K., Różycki K.: Hydrologia. Część I. Opad — Odływ. Warszawa 1933.
51. Schmuck A.: Pomiar parowania. Measurements of evaporation. Czasopismo Geograficzne, t. XVIII, Wrocław 1947.
52. Schmuck A.: Wiatr a temperatura i parowanie we Wrocławiu. Prace Wrocł. Tow. Nauk., Seria B, nr 12, Wrocław 1949.
53. Schmuck A.: O parowaniu potencjalnym. Prace Wrocł. Tow. Nauk., Seria B, nr 25, Wrocław 1949.
54. Schmuck A.: Przebieg dobowy parowania we Wrocławiu. The diurnal course of evaporation at Wrocław. Przegląd Meteorologiczny i Hydrologiczny, Warszawa 1949 z. 1—4.
55. Schmuck A.: Stopień uwilgotnienia w Polsce w latach 1948—1951. Degree of moistening in Poland in 1948—1951. Przegląd Meteorologiczny i Hydrologiczny, Warszawa R. 1952, z. 3—4.
56. Schmuck A.: Parowanie z wolnej powierzchni wodnej w Polsce. PWN, Wrocław 1955.
57. Schmuck A.: Pomiar parowania na Odrze pod Wrocławiem (komunikat wstępny). Mesurage de la évaporation des eaux de l'Older près de Wrocław (communiqué préliminaire). Przegląd Geofizyczny (d. Przegląd Met. i Hydr.) Kwartalnik-Rocznik II (X), z. 1—2, Warszawa 1957.
58. Skibniewski L.: Czynniki wpływające na wysokość parowania z jezior. Gosp. Wodna, nr 2, Warszawa 1953.
59. Stenz E.: Zagadnienie klimatów suchych w świetle wyparowania. The problem of arid climates from the standpoint of evaporation. Studia Societatis Scientiarum Torunensis, Toruń 1949.
60. Stenz E.: O parowaniu z wolnej powierzchni zbiorników wodnych. Gosp. Wodna, nr 6, Warszawa 1953.
61. Stenz E.: Zachmurzenie Polski. Cloudiness in Poland. Przegląd Meteor. i Hydr., R. 1952, z. 1—2, Warszawa.
62. Szymkiewicz D.: Wilgotność powietrza a roślinność. Sylwan, (XI—XII, 1923), Lwów 1924.
63. Szymkiewicz D.: Jak należy charakteryzować wilgotność klimatu. Rocznik Astronomiczny, t. IV, Kraków 1925.
64. Szymkiewicz D.: Sur un nouveau procédé pour évaluer l'évaporation III-ème Conférence hydrologique des Etats baltiques. Min. Robót Publ., Warszawa 1930.
65. Thornthwaite: Atmospheric turbulence and the measurements of evaporation. Proceedings of the Second Hydraulics Conference, University of Iowa, Bull. 27, 1943.
66. Twierskoj P. H.: Kurs Meteorologii. Gidrometeoizdat, Leningrad 1951.
67. Wiszniewski W.: Klimatologiczna charakterystyka suszy w Polsce w 1951 r. The drought of 1951 in Poland and its climatological characteristics. Przegląd Met. i Hydr., R. 1952, z. 1—2, Warszawa.

66. Zajkow B. D.: Isparenije s wodnoj powierzchni prudow i malych wodochraniliszcz na terytorii SSSR, Trudy Gł. Gidr. Inst., wyp. 21 (75), Lenin-grad 1949.
69. Zinkiewicz Wł.: O parowaniu wody w Puławach w latach 1946—1947. Sur l'évaporation de l'eau à Puławy au cours des années 1946 et 1947. Ann. Univ. M. Curie-Skłodowska. S. B, vol. III, 8, Lublin 1947.
70. Zinkiewicz Wł.: Zagadnienie oceanizmu i kontynentalizmu klimatu Polski Das Problem des Ozeanismus und des Kontinentalismus in Polen. Ann. Univ. M. Curie-Skłodowska S. B, vol. VI, 1, Lublin 1951.

Р Е З Ю М Е

Разработка дефицита влажности воздуха в качестве указателя испарения имеет целью восполнить пробел, существующий в польской научной литературе.

На сети польских метеорологических станций дефицит влажности воздуха стал предметом наблюдений с августа 1948 г. До сих пор этот дефицит определялся единственно для экспериментальных целей на нескольких станциях, организованных при сельскохозяйственных учреждениях.

Являющийся результатом наблюдений материал, на который опирается настоящая разработка, происходит с 5-летнего периода (1949 — 1953), а для 5 местностей, расположенных в разных областях страны, с 10-летнего периода (1946 — 1955). При определении средних часовых значений дефицита для Варшавы за период 1886 — 1910 г. использовано материал, опубликованный Горчинским (15). — Аэрологические данные были заимствованы из аэрологического ежегодника за 1951 г.

Разработка была выполнена путём принятого в климатологии метода, следовательно при применении математико-статистического анализа, а также графического и картографического методов.

Многие авторы определяют средние месячные значения дефицита влажности воздуха по средним месячным значениям температуры и упругости водяного пара или же относительной влажности. Эти результаты при сравнении со средними месячными, полученными из ежедневных величин, оказались значительно ниже, так как упругость водяного пара является показательной функцией температуры, а не линейной.

Применяя поправку Ольдокона: $\epsilon_0 = A^2 \cdot 0,09 \frac{d^2 E}{dt^2}$

к климатическим условиям Польши, мы не получаем удовлетворительных результатов, ибо эта поправка не учитывает влияния фёнов и адвекций влажных масс воздуха.

При представлении годового суточного хода дефицита влажности воздуха для Варшавы в виде функций температуры:

$$D = F(t^{\circ})$$

оказалось, что дефицит влажности воздуха возрастает в предполуденные часы вместе с температурой до 15 часов (рис. 2). Наибольшая величина прироста наступает между 12 и 15 часами несмотря на незначительный рост температуры, что находится в связи с наибольшим развитием конвективных течений. Наибольшее снижения дефицита наступает по прекращении конвекции, т. е. в среднем после 20 часов.

Отношение сумм дневных часовых значений в интервале с 7 до 21 часа к значениям суточной суммы составляет 79% и равно значению, полученному из такого же отношения для испарения со свободной водной поверхности.

Среднее значения дефицита в периоды 5-летний (1949 — 1953) и 10-летний (1946 — 1955), определённые для разных областей страны, выказывают только незначительную разницу (таб. 4), что свидетельствует о неизменности их характера.

Средняя изменчивость дефицита влажности воздуха (таб. 7) вычислена по формуле:

$$z_0 = \frac{\sum_{i=1}^n D_i}{n}$$

где: D_i — является отклонением отдельного месяца от средней месячной,

n — является числом лет.

Как видно из таблицы (7), она относительно мала, 0,1—0,6 мм.

Географическое распределение дефицита влажности воздуха представлено на картах в виде суммы суточных значений (рис. 8—12).

Разрезы изоплетов вдоль меридианов, определённые по месячным картам (рис. 4), позволяют константировать следующие зависимости: 1) от географической широты, 2) от океанических и континентальных влияний и 3) от рельефа местности.

На основании сравнения дефицитов влажности воздуха с картой почв можно предполагать, что некоторые летние и годовые максимумы вызваны большим нагреванием нижнего слоя (чернозёмные почвы).

Фёнам выразительно сопутствует возрастание дефицита влажности воздуха, особенно во время его наибольшей интенсивности т. е. в апреле (рис. 3).

Для определения радиуса действия фёна был введен коэффициент фёнизации, который был вычислен на основе отношения при-

роста дефицита влажности воздуха в апреле к приросту в мае, когда значение дефицита, согласовано с ходом температуры, а фёны почти отсутствуют:

$$W = \frac{\Delta D_{III/V}}{\Delta D_{IV/V}}$$

на карте распределения коэффициента фёнизации (рис. 13) принята изолиния 3,0 в качестве предела непосредственного влияния фёна.

Засуха в Польше осенью 1951 г. проявилась в увеличении дефицита влажности воздуха как это наглядно показывает аэрологический разрез в Легионове за сентябрь 1951 г. (рис. 5 и 6).

Результаты работы представляются следующим образом:

1. Распределение дефицита влажности воздуха в Польше более дифференцировано, чем распределение абсолютной и относительной влажности, самые же большие значения приходится на местности с наиболее положительным радиационным балансом т. е. на чернотелы.

2. Отношение сумм дневного и ночного дефицита влажности воздуха к суточной сумме, равно как сумм дефицита в гидрологические летний и зимний периоды к годовой сумме являются такими же, как для испарения.

3. В работе показано, что дефицит влажности воздуха может быть использован, как новый элемент в климатических разработках.

Таб. 1. Отклонения в процентах — значения средних месячных действительных дефицитов — D_{rm} и средних месячных дефицитов — D_{sm} , определенных по методу Кальвейта как средних в период 1949 — 1953 по формуле:

$$\Delta = \frac{\pm D_{rm} - D_{sm}}{D_{sm}} \cdot 100$$

Таб. 2. Отклонения в процентах — значения средних месячных действительных дефицитов — D_{rm} и средних дефицитов, определенных по методу Ольдокопа — D_o

в период 1949 — 1953 по формуле: $\Delta = \frac{\pm D_{rm} - D_o}{D_o} \cdot 100$

Таб. 3. Суточные значения повышения и снижения дефицита влажности воздуха в мм Hg в Варшаве (1886 — 1910).

Таб. 4. Средние месячные дефициты влажности воздуха в мм Hg.

Таб. 5. Средние месячные и годовые дефициты в мм Hg, определенные на основании суточных значений (период 1949 — 1953).

Таб. 6. Средние месячные и годовые дефициты, определенные на основании ежедневных значений в мм Hg в 13-ом часу (период 1949 — 1953).

Таб. 7. Средняя месячная изменчивость дефицита влажности воздуха в мм Hg в период 1949 — 1953.

Таб. 8. Амплитуды средних месячных колебаний дефицита в период 1949 — 1953.

Таб. 9. Ветры и соответствующие им значения дефицита влажности воздуха в мм Hg в апреле (период 1949—1953). 1 — количество случаев, 2 — значение дефицита влажности воздуха в мм Hg.

- Рис. 1. Суточный ход дефицита влажности воздуха в мм Hg в Варшаве (1886 — 1910) — X — восход или же закат солнца.
- Рис. 2. Чертеж функции суточного хода дефицита влажности воздуха и температуры воздуха в Варшаве (1886—1910).
- Рис. 3. Годовые ходы дефицита влажности воздуха (1949 — 1953).
- Рис. 4. Изоплеты годового хода дефицита влажности воздуха вдоль меридиана 19,5° E (1949 — 1953).
- Рис. 5. Изоплеты хода температуры воздуха вместе с высотой в сентябре 1951 г. на основании зондажей в Легионове около Варшавы.
- Рис. 6. Изоплеты хода дефицита влажности воздуха в мм вместе с высотой в сентябре 1951 г. на основании зондажей в Легионове около Варшавы.
- Рис. 7. Годовой ход дефицита влажности воздуха в Белостоке в 1951 г. и средний годовой ход в 1949 — 1953 гг.
- Рис. 8. Отношение значения суммы суточных дефицитов влажности в гидрологический период XI — IV к сумме годового периода в процентах (1949 — 1953).
- Рис. 9. Отношение значения суммы суточных дефицитов влажности воздуха в летний гидрологический период V — X к сумме годового периода в процентах (1949 — 1953).
- Рис. 10. Годовая сумма суточных дефицитов влажности воздуха в мм Hg (1949—1953).
- Рис. 11. Сумма суточных дефицитов влажности воздуха в мм Hg в зимний гидрологический период XI — IV (1949 — 1953).
- Рис. 12. Сумма суточных дефицитов влажности воздуха в мм Hg в летний гидрологический период V — X (1949 — 1953).
- Рис. 13. Распределения коэффициента фенизации.
- Рис. 14. Отклонения значений суточных сумм дефицитов влажности воздуха в мм Hg в период V—X 1951 г. от средних значений (1949—1953).

SUMMARY

The purpose of the paper is to study the saturation deficit of air as an index of evaporation. The paper is meant to be a contribution to Polish meteorological literature, which has not been extensive so far.

In Polish meteorological stations observations of the saturation deficit of air were started in August 1948. Before August 1948 the saturation deficit of air was measured, for experimental purposes only, by some meteorological stations, directed by agricultural institutions.

The observation material on which the present paper is based covers the five-year period 1949—1953, and, for 5 localities in different regions of the country, the 10-year period 1946—1955. To determine the average hourly value of the saturation deficit for Warsaw, (for the period 1886—1910), materials published by Gorczyński (15) were used. The aerological data were derived from the aerological annual for 1951.

The study was carried out by methods adopted in climatology, using mathematical and statistical analyses, and graphic and cartographic methods.

Many research workers determine the average monthly values of the saturation deficit of air by using the average monthly temperatures and the pressure of water vapour or of relative humidity. These results, when compared with the monthly averages obtained by using daily values, are much lower, because the pressure of water vapour is an exponent function of temperature and not a linear one.

Using the correction of Oldekop $e_o = A^* \cdot 0.09 \frac{d^2 E}{dt^2}$

does not give satisfactory results in Polish climatological conditions, because the influence of föhn winds and the advection of humid air masses are not taken into consideration.

If we represent the annual daily course of the saturation deficit of air for Warsaw, as the function of temperature

$$D = F(t^\circ)$$

we see that the saturation deficit increases together with the temperature from before mid-day until 3 p. m. (Fig. 2). The biggest growth of saturation deficit takes place between 12 and 3 p. m. in spite of only a small increase of temperature, which remains in relation to the biggest development of convective currents. The lowest point of the deficit occurs after the convective currents have subsided, usually after 8 p. m.

The relation of the sums of the hourly daily values, from 7 a. m. to 8 p. m. to the whole daily sum is as much as 79 per cent, and is equal to the same relation as calculated for evaporation from a free water surface (Figs. 2, 3).

Mean values of the saturation deficit of air calculated for various regions of Poland for the five-year period (1949—1953) and the 10-year period (1946—1955) show slight variations (Table 3).

The average changeability of the saturation deficit of air (Table 4) was calculated by the formula

$$Z_o = \frac{\sum_{i=1}^n D_i}{n}$$

in which D_i is the deviation of a particular month from the monthly average and n stands for the number of years. Table 4 shows that this value is rather low, 0.1—0.6 mm.

The geographical distribution of the saturation deficit of air is shown on maps as the total of the daily values (Figs. 6, 7, 8).

An examination of isopleths drawn along the meridians, on the basis of monthly maps (Fig. 9), leads to the determination of the following dependences: 1) geographical latitude, 2) oceanic and continental influences, 3) relief of the terrain.

On comparing the distribution of the saturation deficit of air with the soil map, one may suppose that some summer and yearly maxima arise from the greater heating power of the humus soil.

It is known that föhn winds markedly affect the increase of saturation deficit, especially when it is most intense, i. e. in April (Fig. 3).

To assess the range of föhn winds, a coefficient of föhn wind effects was introduced. It was calculated from the relation of the increase in the saturation deficit of air in April to that in May, when the value of saturation is a parallel to the course of the temperature and föhn winds hardly exist.

$$W = \frac{\Delta D_{III/IV}}{\Delta D_{IV/V}}$$

On the map showing the distribution of the coefficient of föhn wind effects (Fig. 13) the izarythme 3.0 was admitted as the limitation of the direct influence of föhn wind.

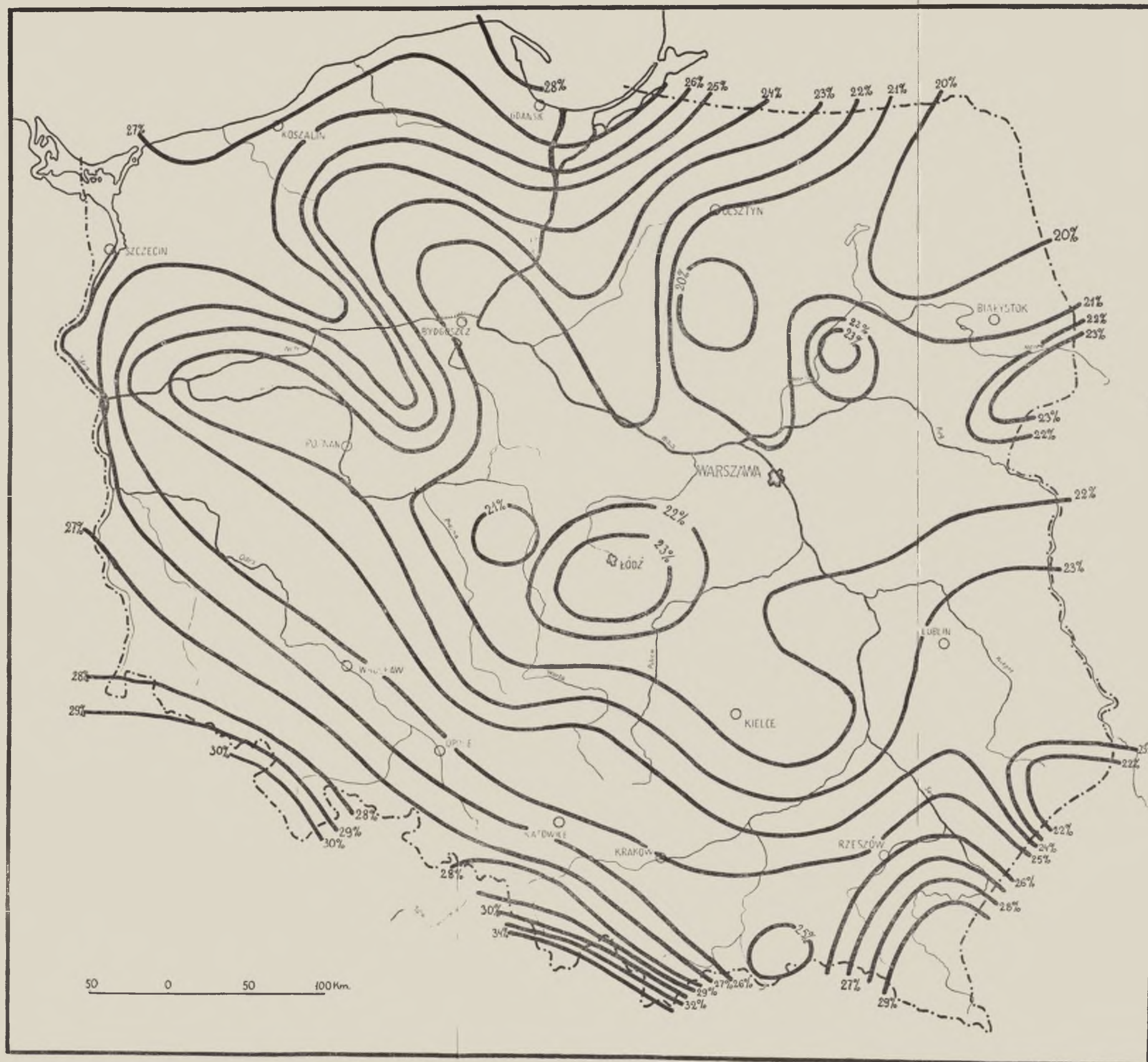
The drought in Poland, in the autumn of 1951, was distinguished by an increase of saturation deficit, as is shown on the aerological section for Legionowo for September 1951 (Fig. 6).

The results of the paper may be summarized as follows:

1. The distribution of saturation deficit in Poland is more varied than that of absolute and relative humidity, the highest values being characteristic of terrains of the highest positive radiation balance i. e. chernozyems and black humus soil.

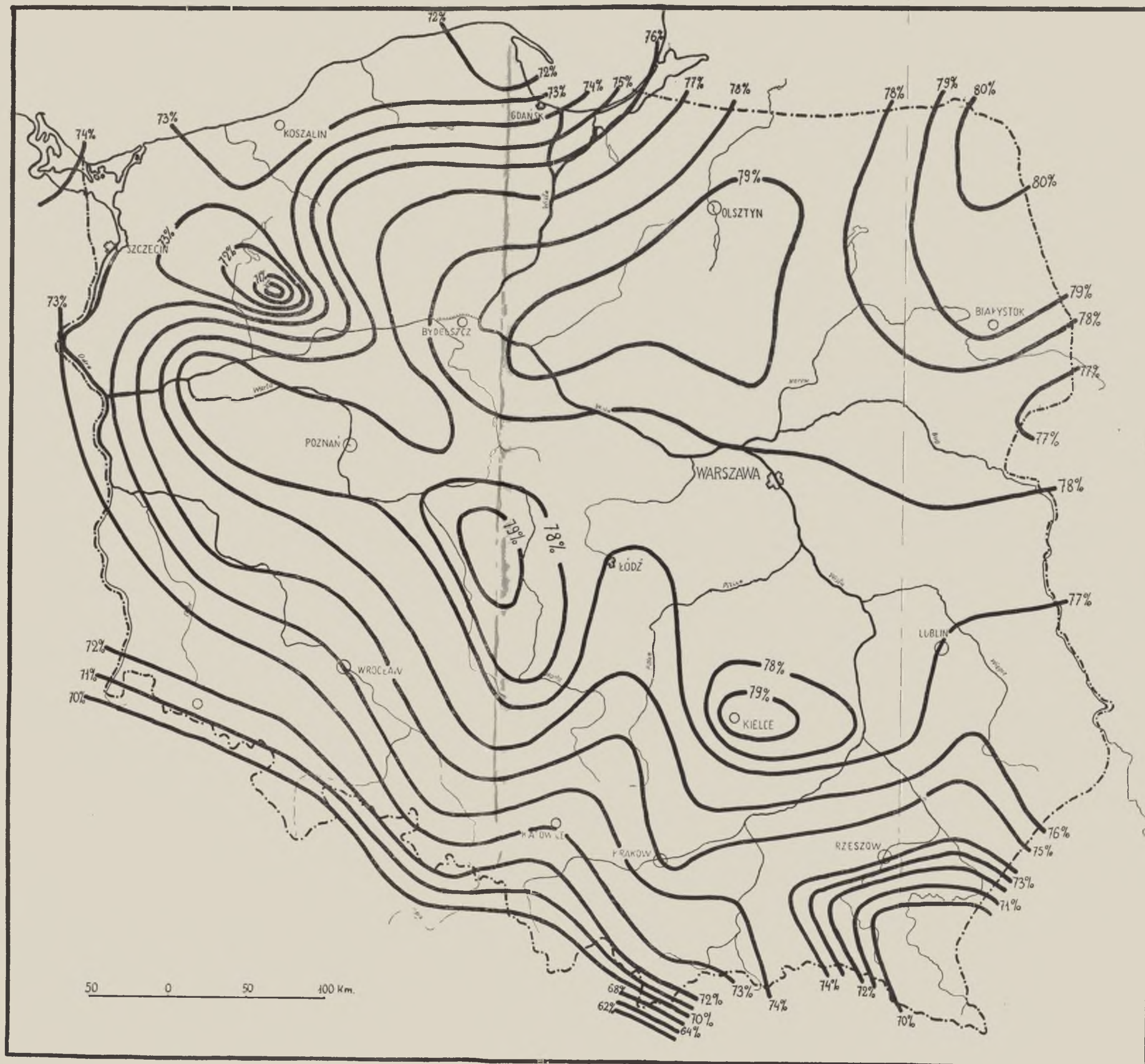
2. The relation of the sums of the daily and nightly deficit to the sum of that for 24 hours, as well as the relation of the sums of the saturation deficit for the hydrological summer and winter periods to the annual sum is the same as for evaporation.

3. The paper is an attempt to prove that the saturation deficit of air may be used as a new factor in climatological studies.



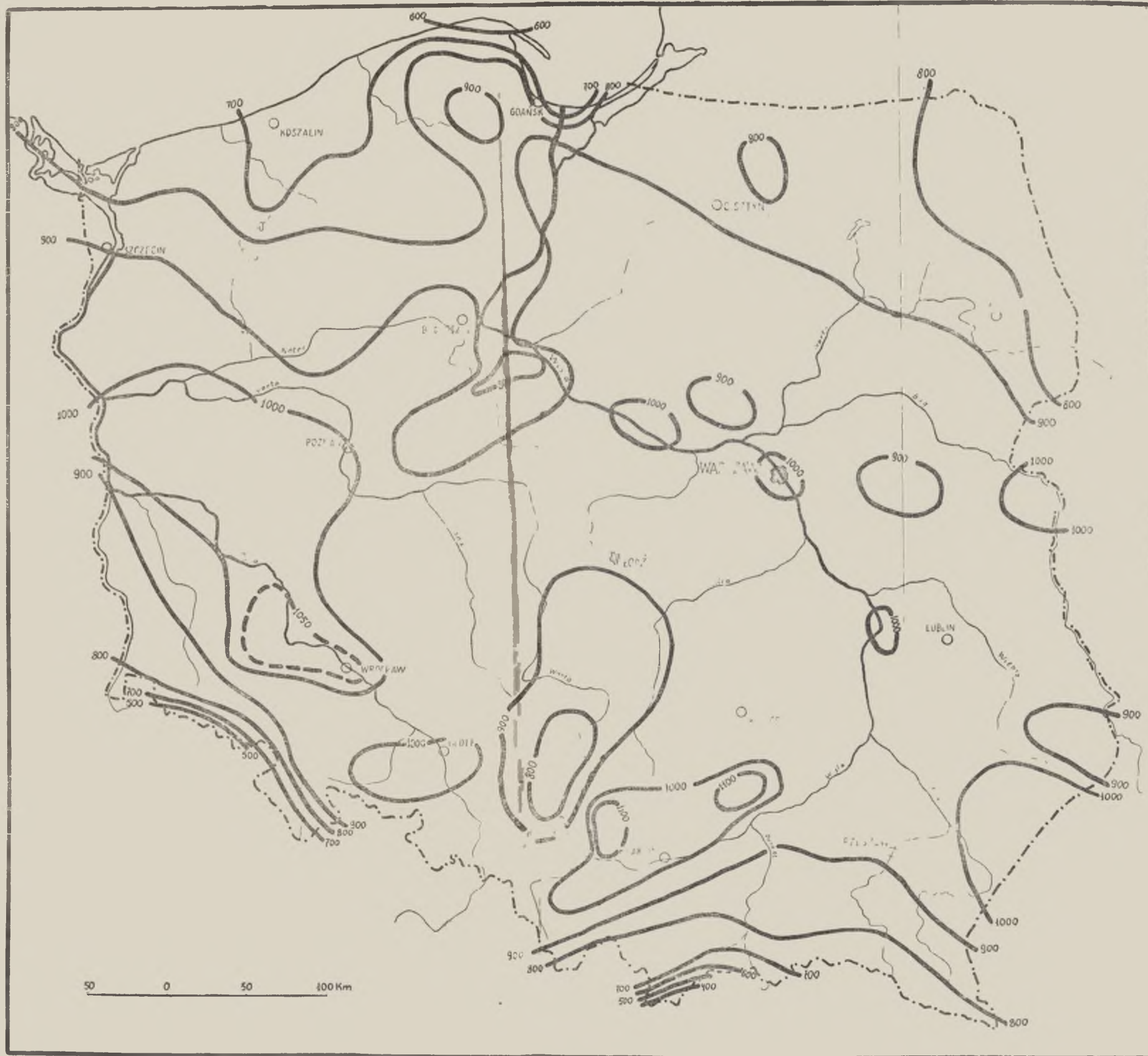
Rys. 8. Stosunek wartości sumy dobowych niedosytów wilgotności powietrza z okresu hydrologicznego zimowego (XI—IV) do sumy z okresu rocznego w procentach (1949—1953)

The relation of totals of daily values of saturation deficit from the winter hydrological period (XI—IV) to the total of annual period (1949—1953)



Rys. 9. Stosunek wartości sumy dobowych niedosytów wilgotności powietrza z okresu hydrologicznego letniego (V—X) do sumy z okresu rocznego w procentach (1945—1953)

The relation between daily totals of saturation deficit from the hydrological summer period (V—X) to the annual totals, calculated in percentages (1949—1953)

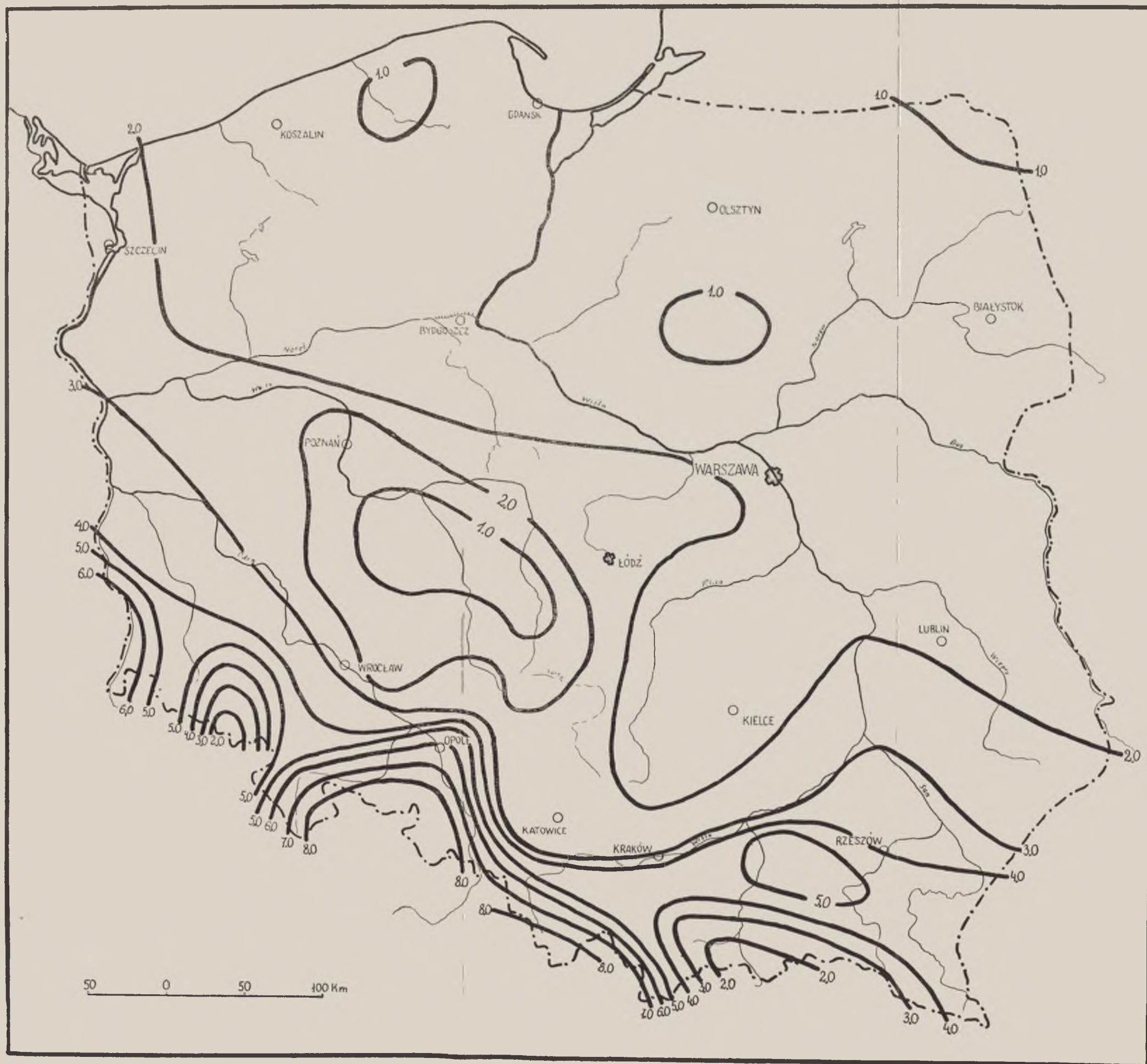


Rys. 10 Suma roczna dobowych niedożyków wilgotności powietrza w mm Hg (1949—1953)
 Year. The total of mean daily values of saturation deficit of air in mm Hg (1949—1953)

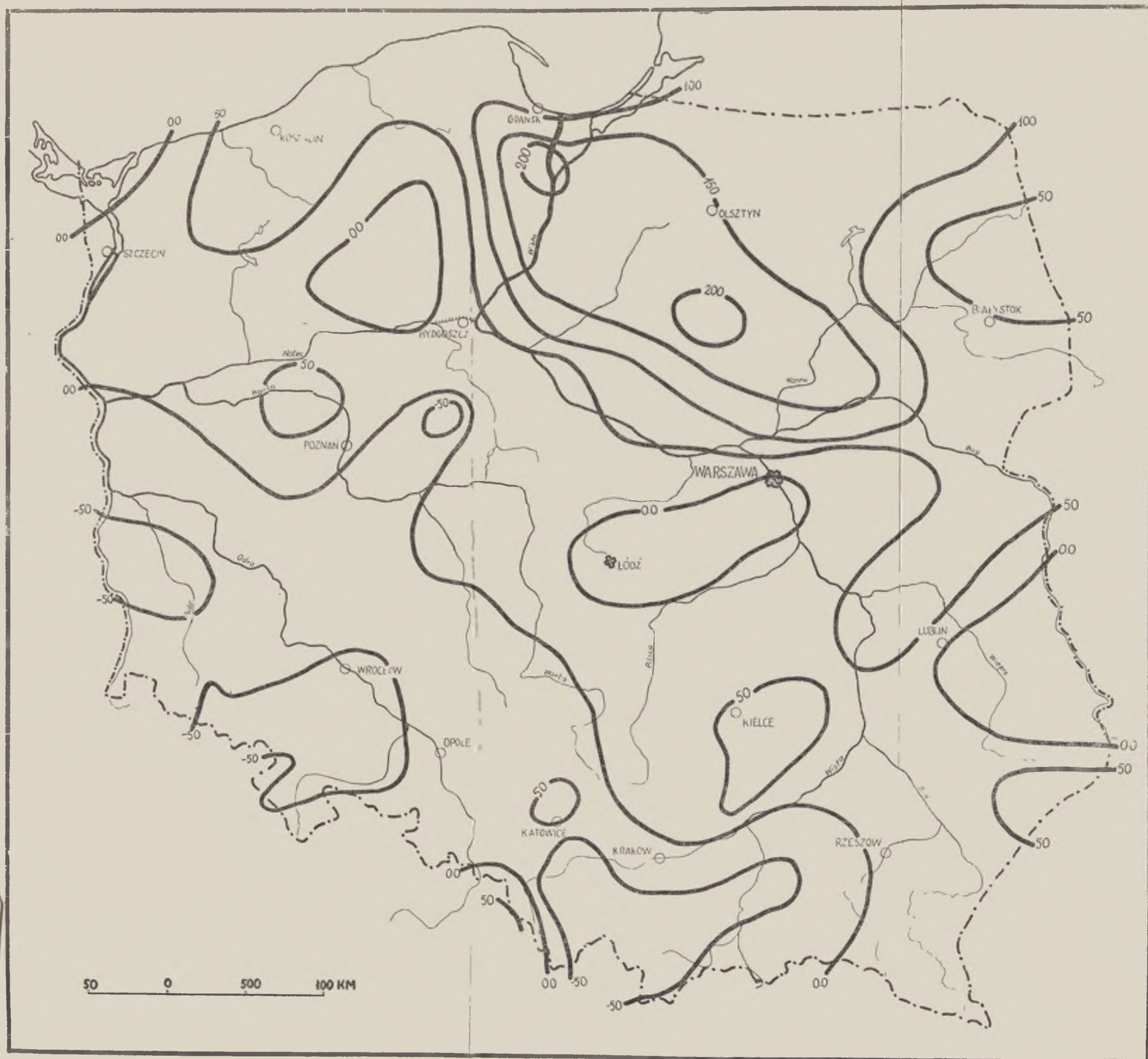


Rys. 11. Suma dobowych niedosytów wilgotności powietrza w mm Hg z okresu hydrologicznego zimowego XI—IV (1949—1953)

XI—IV. The total of mean daily values of saturation deficit of air in mm Hg (1949—1953)



Rys. 13. Rozkład współczynnika fenizacji
Distribution of the coefficient of föhn wind effects



Rys. 14. Odchylenia wartości sum dobowych niedosytów wilgotności powietrza w mm Hg z okresu V—X 1951 r. od wartości średnich (1949—1953)

The distribution of deviations of annual totals of saturation deficit of air in the period of May-October 1951 from total of mean period (1949—1953)

