

Ćwiczenie 11-12

PAROWANIE

- CEL:**
- Poznanie różnych metod wyznaczania parowania z obszaru zlewni rzecznej
 - Kształcenie umiejętności wykorzystania dostępnych danych hydrometeorologicznych do oceny parowania
- METODA:** Obliczenia na podstawie materiałów statystycznych, tabel i wykresów
- MATERIAŁY:** Rocznik Meteorologiczny, dane o średnich miesięcznych temperaturach i opadach na obszarze zlewni Białej Łądeckiej
- LITERATURA:**
1. Alley. W. M.: 1984 - *On the treatment of evapotranspiration, soil moisture accounting, and aquifer recharge in monthly water balance models*. Water Resources Research 12: pp. 1226-1234.
 2. Dingman L. S.: 1994 - *Physical hydrology*. MacMillan Publishing Company, New York. pp. 256-302
 3. Jaworski J.: 1980 - *Podstawy metodyczne wyznaczania ewapotranspiracji aktualnej*. Mater. Bad. IMGW.
 4. Konstantinov A. R.: 1956 - *Obosnovanie metodiki rasceta isparenija po dannym meteorologiceskich stancii*. Trudy GGI. vyp. 54 (108).
 5. *Rekomendacii po rascetu isparenija s poverchnosti susi*. Leningrad 1976.
 6. Soczyńska U. (red.): 1993 - *Podstawy hydrologii dynamicznej*. Wyd. Uniw. Warszaw., Warszawa. s. 134-178

WPROWADZENIE

Istotnym elementem obiegu wody jest parowanie. Wartość jego i intensywność zależy przede wszystkim od stanu zasobów wodnych reprezentowanych przez opady atmosferyczne oraz od ilości energii, zależnej głównie od promieniowania słonecznego, niezbędnej do zmiany stanu skupienia wody w stan gazowy i od transportu pary wodnej z powierzchni parującej.

Wyróżnia się następujące rodzaje parowania:

- » parowanie z powierzchni wody
- » parowanie z gleby
- » transpirację roślin
- » intercepcję
- » sublimację

W strefie umiarkowanej na terenach pokrytych roślinnością dominują dwa procesy: parowanie z gleby i transpiracja roślin. Stąd łączone są one razem i określane jako ewapotranspiracja. Najczęściej nie interesuje nas wyznaczenie parowania z nieporośniętej powierzchni ziemi E_g lub ewapotranspiracji z powierzchni pokrytej przez konkretny rodzaj roślinności, ale całkowite parowanie z danego obszaru (zlewni). Całość zjawisk przechodzenia wody do atmosfery jako para wodna na danym obszarze określa się mianem parowania terenowego. Ponieważ głównym procesem parowania na obszarze zlewni jest ewapotranspiracja to często w literaturze termin ten jest wykorzystywany zamiennie z parowaniem terenowym (Dingman 1994). W tym przypadku ewapotranspiracja ET obejmuje

wszystkie rodzaje parowania występujące na danym terenie to jest parowanie z powierzchni wód stojących i płynących, z powierzchni gleby, z wnętrza roślin przez liście i łodygi (transpiracja), z wody opadowej zatrzymywanej chwilowo na pędach i liściach roślin (intercepcja) oraz biologiczne zużycie wody przez świat organiczny.

Pomiar parowania jest o wiele trudniejszy od pomiarów opadów czy przepływów a metody stosowane do pomiaru parowania są często mało praktyczne. Z tego względu dąży się do opracowania metod umożliwiających oszacowanie ewapotranspiracji (parowania terenowego) na podstawie zależności pomiędzy poszczególnymi składowymi bilansu wodnego lub na podstawie różnorodnych charakterystyk meteorologicznych.

Rozpatrując proces parowania wyróżnia się ewapotranspirację potencjalną i ewapotranspirację aktualną:

- ewapotranspiracja potencjalna (parowanie potencjalne) - jest to natężenie parowania jakie może wystąpić na dużym obszarze całkowicie i jednolicie pokrytym roślinnością przy nieograniczonej dostawie wody do gleby i bez adwekcyjnych zmian zasobów ciepła;
- ewapotranspiracja aktualna (parowanie aktualne, terenowe) - dotyczy warunków istniejących w rozpatrywanej chwili. Jest to aktualne parowanie z obszaru (np. zlewni) w czasie Δt .

OKREŚLENIE EWAPOTRANSPIRACJI POTENCJALNEJ

Istnieje szereg metod oszacowania ewapotranspiracji potencjalnej. Oparte są one między innymi na zależności z temperaturą powietrza czy wielkością promieniowania. Już w 1948 Thornthwaite przedstawił kompleksową formułę ujmującą wielkość parowania potencjalnego w funkcji średniej miesięcznej temperatury powietrza i długości dnia. Nowszą jego postać zaproponowali Willmott et al. (1985):

$$PE_i = \begin{cases} 0 & T < 0^\circ C \\ 16 \left(\frac{10T_i}{I} \right)^a & 0 \leq T < 26,5^\circ C \\ -415,85 + 32,24T_i - 0,43T_i^2 & T \geq 26,5^\circ C \end{cases} \quad (11.1)$$

gdzie: PE_i - ewapotranspiracja potencjalna [mm/miesiąc], T - średnia miesięczna temperatura powierzchni [$^\circ C$] I - roczny wskaźnik temperatury, a - współczynnik zależny od rocznego wskaźnika temperatury

$$I = \sum_{i=1}^{12} \left(\frac{T_i}{5} \right)^{1,514} \quad (11.2)$$

gdzie i - numer kolejnego miesiąca w roku, T_i - średnia miesięczna temperatura w i -tym miesiącu [$^\circ C$] (w miesiącu, gdy $T_i < 0$ składnik sumy przyjmuje się równy 0).

$$a = 6,75 \cdot 10^{-7} I^3 - 7,71 \cdot 10^{-5} I^2 + 0,0179 I + 0,492 \quad (11.3)$$

Obliczona wzorem 11.1 ewapotranspiracja potencjalna musi być skorygowana do długości danego miesiąca i średniej długości trwania dnia w tym miesiącu, ponieważ wzór ten został opracowany dla 30-dniowego miesiąca i 12 godzinowego trwania dnia (możliwego usłonecznienia). Skorygowaną ewapotranspirację wyznacza się z zależności:

$$PE_{s_i} = PE_i \frac{N}{30} \cdot \frac{D}{12} = PE_i \frac{N \cdot D}{360} \quad (11.4)$$

gdzie: D - średnia długość dnia w miesiącu i [h], N - liczba dni w miesiącu.

Długość dnia można wyznaczyć ze wzoru:

$$D = \frac{2 \cos^{-1}(-\operatorname{tg} \delta \cdot \operatorname{tg} \Lambda)}{\omega} \quad (11.5)$$

gdzie: δ - deklinacja Słońca, Λ - szerokość geograficzna, ω - prędkość obrotowa Ziemi ($15^\circ/\text{h}$)

Deklinację Słońca można w przybliżeniu wyznaczyć z zależności:

$$\delta = \frac{180}{\pi} (0,006918 - 0,399912 \cos \Gamma + 0,070257 \sin \Gamma - 0,006758 \cos 2\Gamma + 0,000907 \sin 2\Gamma - 0,002697 \cos 3\Gamma + 0,00148 \sin 3\Gamma) \quad (11.6)$$

gdzie δ podawana jest w stopniach, a Γ jest kątem dobowym.

TABELA 11.1. Średnie długości dnia [h] na różnych szerokościach geograficznych

Data	Deklinacja Słońca [$^\circ$]	Długość dnia [h] na szerokości geograficznej [$^\circ$]						
		49	50	51	52	53	54	55
15I	-21,03	8,50	8,36	8,22	8,07	7,91	7,74	7,56
15II	-12,32	10,06	9,99	9,91	9,84	9,75	9,67	9,58
15III	-1,59	11,76	11,75	11,74	11,73	11,72	11,71	11,70
15IV	9,54	13,49	13,54	13,60	13,66	13,72	13,78	13,85
15V	18,58	15,03	15,15	15,27	15,40	15,53	15,67	15,83
15VI	23,2	15,94	16,10	16,26	16,44	16,62	16,82	17,03
15VII	21,28	15,55	15,69	15,83	15,99	16,15	16,32	16,51
15VIII	13,56	14,15	14,23	14,31	14,40	14,49	14,59	14,69
15IX	2,53	12,39	12,40	12,42	12,43	12,45	12,46	12,48
15X	- 8,4	10,70	10,65	10,60	10,55	10,49	10,44	10,38
15XI	- 18,36	9,01	8,89	8,77	8,65	8,52	8,38	8,23
15XII	- 23,17	8,07	7,91	7,75	7,57	7,39	7,19	6,98

Oświetlenie Ziemi zależy od odległości Ziemi od Słońca oraz z powodu nachylenia osi ziemskiej, od lokalizacji Ziemi na orbicie okołosłonecznej. Pozycja Ziemi na tej orbicie określana jest przez kąt dobowy Γ , który opisany jest wzorem:

$$\Gamma = \frac{2\pi(J-1)}{365} \quad (11.7)$$

gdzie J jest numerem dnia w roku ($J=1$ dnia 1 stycznia, $J=365$ dnia 31 grudnia)

Z innych wzorów na ewapotranspirację potencjalną można wymienić:

» wzór Hamona (1963)

$$PE_H = 0,00138D[\rho_{v_{sat}}(T)] \quad (11.8)$$

gdzie PE_H w cm/d, D jest długością dnia w h, $\rho_{v_{sat}}(T)$ - wilgotność bezwzględna przy prędkości maksymalnej dla średniej dobowej temperatury w g/m^3 .

Dla idealnego gazu relacja pomiędzy prężnością pary wodnej a wilgotnością bezwzględną dana jest wzorem:

$$\frac{e}{(T + 237,3) \cdot \rho_v} = R_v \quad (11.9)$$

gdzie: e - prężność pary wodnej [hPa], T - temperatura powietrza [$^{\circ}\text{C}$], ρ_v - wilgotność bezwzględna, R_v - stała gazu (dla pary wodnej $R_v=4630$ gdy ρ_v w g/cm^3 i $R_v=4,63 \cdot 10^{-3}$ gdy ρ_v w g/m^3)

Ponieważ maksymalną prężność pary wodnej można wyrazić w funkcji temperatury powietrza:

$$e_{sat}(T) = 6,11 \exp\left(\frac{17,3T}{T + 237,3}\right) \quad (11.10)$$

gdzie: T - temperatura powietrza w $^{\circ}\text{C}$.

więc wilgotność bezwzględną przy prężności maksymalnej dla średniej dobowej temperatury można zapisać:

$$\rho_{v,sat}(T) = 1319,6 \frac{\exp\left(\frac{17,3T}{T + 237,3}\right)}{T + 237,3} \quad (11.11)$$

gdzie ρ_v w g/m^3 , T w $^{\circ}\text{C}$.

» Malmstrom (1969) uzależnia miesięczną ewapotranspirację potencjalną od prężności maksymalnej pary wodnej:

$$PE_M = 0,409[e_{sat}(T)] \quad (11.12)$$

gdzie: PE_M w $\text{cm}/\text{miesiąc}$, $e_{sat}(T)$ - maksymalna prężność pary wodnej [hPa] przy średniej miesięcznej temperaturze T dla miesiący, gdy przekracza ona 0°C

Podstawiając wzór 11.10 otrzymuje się:

$$PE_M = 2,499 \exp\left(\frac{17,3T}{T + 237,3}\right) \quad (11.13)$$

OKREŚLENIE EWAPOTRANSPIRACJI AKTUALNEJ

Obliczenie parowania terenowego z obszaru zlewni jest jednym z trudniejszych zagadnień hydrologii. Składają się na to zarówno trudności w pomiarach jak i trudności transponowania uzyskanych wyników na cały obszar zlewni. Wyróżnia się bezpośrednie i pośrednie metody oceny ewapotranspiracji. Metody bezpośrednie polegają na bezpośrednim pomiarze ilości parującej wody, natomiast metody pośrednie oparte są na równaniach fizycznych i statystycznych lub modelach opisujących czy stymulujących proces parowania.

Bezpośrednie pomiary ewapotranspiracji aktualnej wykonuje się za pomocą ewaporymetrów (lizymetrów). Ewaporymetry dają jedynie punktowe wartości pomiaru. Stąd poszukuje się innych metod oceny parowania. Metodami takimi są metody pośrednie. Wśród metod pośrednich wyznaczania ewapotranspiracji aktualnej (parowania terenowego) można wyróżnić metody oparte na:

- wzorach empirycznych (empirycznego powiązania wartości parowania z podstawowymi charakterystykami meteorologicznymi)

- bilansie wodnym
- ewapotranspiracji potencjalnej
- turbulentnym przepływie i wymianie masy
- bilansie energii
- analizie jakości wód

Średnie wartości ewapotranspiracji aktualnej na obszarze zlewni rzecznych można określić na podstawie średnich obszarowych wartości elementów, od których zależy parowanie, lub na podstawie punktowych wartości parowania określonych dla poszczególnych stacji meteorologicznych. Wartości średnie elementów meteorologicznych na obszarze zlewni określa się w sposób analogiczny jak wartości opadów. Sieć stacji meteorologicznych jest rzadsza niż sieć posterunków opadowych, dlatego w praktyce mamy do czynienia z sytuacją, gdzie na obszarze badanej zlewni:

- znajdują się dwie lub więcej stacji meteorologicznych
- jedna stacja meteorologiczna
- nie ma żadnej stacji meteorologicznej

W pierwszym przypadku wartości średnie elementów meteorologicznych określa się w sposób analogiczny jak wartości opadów. W przypadku drugim i trzecim dodatkowo należy przyjmować dane dla stacji meteorologicznych leżących w bliskim sąsiedztwie zlewni w podobnych warunkach topograficznych. Jeżeli na obszarze zlewni znajduje się jedna stacja meteorologiczna (przypadek drugi) można ją uznać za reprezentatywną dla całej zlewni i na podstawie jej notowań określić parowanie, traktując je jako średnie dla obszaru zlewni.

W zlewniach górskich, gdzie trzeba się liczyć z możliwością występowania pionowych gradientów parowania, wartości średnie należy wyznaczyć z uwzględnieniem topografii terenu. Posługiwać się można metodą analogiczną do metody hipsometrycznej obliczania opadów średnich. Jednak z uwagi na wspomnianą znacznie mniejszą liczbę stacji meteorologicznych w porównaniu z siecią posterunków opadowych, parowanie wyznacza się dla znacznie mniejszej ilości punktów niż opady. Trudno więc skonstruować krzywe gradientowe dla poszczególnych zlewni. W takich przypadkach korzystać zatem trzeba z krzywych gradientowych parowania (czy innych charakterystyk meteorologicznych) ustalonych dla większych obszarów.

METODA WZORÓW EMPIRYCZNYCH

W literaturze hydrologicznej spotkać można dużo wzorów empirycznych na obliczenie parowania. Najczęściej uzależnia się wielkość parowania od temperatury powietrza, prężności pary wodnej, niedosytu wilgotności powietrza, wysokości opadów, prędkości wiatru i ciśnienia atmosferycznego. Mają jednak one charakter przybliżony oraz regionalny i są wynikiem statystycznych porównań zależności wymienionych charakterystyk meteorologicznych z wartością parowania. Dla przykładu wzór Turca (Turc 1954) został opracowany na podstawie statystycznej analizy 254 dużych zlewni z obszaru całej kuli ziemskiej. Ujmuje ona zależność rocznego parowania (ewapotranspiracji) od rocznego opadu i średniej rocznej temperatury:

$$ET = \frac{P}{\sqrt{A + \frac{P^2}{L^2}}} \quad (11.14)$$

gdzie: A - stała, która w wyniku najlepszego dopasowania została określona na 0,9, P - opad atmosferyczny [mm], L - charakterystyka będąca funkcją temperatury:

$$L = 300 + 25T + 0,05T^3 \quad (11.15)$$

gdzie T jest średnią roczną temperaturą powietrza w °C.

Jednocześnie Turc wykazał, że maksymalna zmienność parametru A wynosi 35%, stąd wzór Turca powinien być wykorzystywany dla zlewni charakteryzujących się wieloma formami ukształtowania powierzchni terenu i zmiennymi warunkami glebowymi. Następuje wówczas uśrednienie wpływu poszczególnych elementów na wielkość parowania. Nie powinno się natomiast stosować tego wzoru do małych zlewni (Majtenyi 1972).

Opierając się na zależności ewapotranspiracji aktualnej od podstawowych charakterystyk meteorologicznych w zlewni górnej Wołgi P. S. Kuzin opracował wykresy miesięcznych sum parowania w zależności od średnich temperatur powietrza. K. Dębski (1959, 1970) zaadaptował ten sposób do warunków polskich. W ciągu roku wydzielił trzy okresy o różnej wilgotności:

- od grudnia do kwietnia o dużej wilgotności,
- maj, okres przejściowy od dużej do małej wilgotności,
- od czerwca do listopada o małej wilgotności.

Wysokość miesięcznego parowania w zależności od temperatury średniej miesięcznej zebrana jest w tabeli 11.2.

TABELA 11.2. Miesięczne sumy ewapotranspiracji aktualnej w zależności od miesięcznej temperatury powietrza (według Kuzina -Dębskiego)

Średnia temperatura powietrza w °C	Ewapotranspiracja aktualna w mm w okresie:			Średnia temperatura powietrza w °C	Ewapotranspiracja aktualna w mm w okresie:		
	XII-IV	V	VI-XI		XII-IV	V	VI-XI
24	-	-	128,0	6	35,0	-	18,5
22	-	-	107,0	5	31,5	-	16,5
20	119,0	106,0	86,0	4	28,0	-	14,5
19	111,0	96,0	77,0	3	25,5	-	13,0
18	103,0	87,0	69,0	2	23,0	-	11,5
17	95,0	78,0	62,0	1	20,5	-	10,0
16	87,0	70,0	55,0	0	18,0	-	9,0
15	79,0	62,5	50,0	-1	16,0	-	8,0
14	73,0	57,0	45,0	-2	14,0	-	7,0
13	67,0	51,0	40,0	-3	12,0	-	6,0
12	61,5	46,0	36,0	-4	10,0	-	5,0
11	56,0	42,0	32,5	-5	8,0	-	4,2
10	51,0	38,0	29,0	-6	7,0	-	3,6
9	47,0	-	26,0	-8	5,0	-	2,6
8	43,0	-	23,5	-10	3,0	-	2,0
7	39,0	-	21,0				

OKREŚLENIE EWAPOTRANSPIRACJI AKTUALNEJ NA PODSTAWIE BILANSU WODNEGO
 Najbardziej powszechną metodą wyznaczania parowania jest jedna z metod oparta na bilansie wodnym, którą można określić jako metodę bilansu wodnego obszaru. Opiera się ona na rozwiązaniu równania:

$$ET = P - H - G + \Delta R \quad (11.17)$$

gdzie: P - opad, H - odpływ rzeczny, G - odpływu lub dopływ wód podziemnych, ΔR - zmiany zasobów.

Głównymi problemami w tej metodzie są:

1. Uzyskanie wiarygodnych wartości opadów.
2. Uzyskanie wiarygodnych wartości odpływu.
3. Upewnienie się, że zmiany zasobów w okresie bilansowania są bez znaczenia.

Niekontrolowany dopływ lub odpływ wód podziemnych występuje przede wszystkim wówczas, gdy topograficzny dział wodny zlewni nie pokrywa się z działem podziemnym. Jeżeli istnieje zasadnicza zgodność między topograficznym i podziemnym działem wodnym, wartość ta jest na ogół nieznaczna (zasilanie głębszych warstw wodonośnych) w porównaniu z parowaniem aktualnym. Trudny do spełnienia jest również warunek braku zmian w zasobach. Należy wspomnieć, że na zmiany zasobów składają się zmiany retencji w strefie aeracji, zmiany retencji w strefie saturacji i zmiany retencji na powierzchni obszaru. W przypadku prowadzenia badań wieloletnich (co najmniej 10-letnich) powiększają się odpowiednio poszczególne składniki równania bilansu wodnego z wyjątkiem zmian retencyjnych ΔR , które zbliżają się do wartości zerowej, wskutek czego można je pominąć.

METODA ZALEŻNOŚCI EWAPOTRANSPIRACJI AKTUALNEJ OD EWAPOTRANSPIRACJI POTENCJALNEJ

Pomiędzy ewapotranspiracją potencjalną a ewapotranspiracją aktualną istnieje związek:

$$ET = k \cdot PE \quad (11.18)$$

gdzie: k - współczynnik zależny od metody wyznaczania PE , fazy rozwoju roślin oraz od wskaźnika zawartości wody w glebie. Wartości k zostały określone dla warunków w Polsce i można je znaleźć w różnych opracowaniach (np. Matula, Dworska 1974).

Inną metodą opartą na zależności ewapotranspiracji aktualnej od potencjalnej jest metoda miesięcznego bilansu wodnego. Thornthwaite i Mather (1955) opracowali prosty model, który wykorzystuje miesięczne wartości opadów i ewapotranspiracji potencjalnej do estymowania miesięcznych wartości ewapotranspiracji aktualnej. Metoda ta została szerzej w literaturze polskiej opisana przez Wojciechowskiego (1968). Istotą tej metody jest uwzględnienie zmian wilgotności gleby. Z tych względów ważne jest wyjaśnienie dwóch terminów:

- Polowa pojemność wodna - jest to maksymalna ilość wody, którą można zmagazynować w glebie, mierzona zwykle przez swobodne odwadnianie grawitacyjne nasyconej próbki. Gleba nasycona wysycha do połowej pojemności wodnej w ciągu około 1 do 5 dni, zależnie od tekstury, a po osiągnięciu tego stanu w zasadzie nie obserwuje się dalszego ruchu wody w dół pod wpływem sił ciężkości. Tabela 11.3 zawiera pojemności polowe wybranych gleb.
- Początkowa pojemność wodna S_0 - jest to wilgotność na początku obserwacji.

Jeżeli dostawa wody (opad plus topnienie śniegu) na obszarze zlewni jest większa od ewapotranspiracji potencjalnej ($W_m > PE_m$, gdzie $m=1,2,\dots,12$ (numer kolejnego miesiąca)), to wilgotność gleby w końcu miesiąca m można obliczyć jako:

$$S_m = \min\left\{\left[(W_m - PE_m) + S_{m-1}\right], S_{\max}\right\} \quad (11.19)$$

Jeżeli $W_m < PE_m$ wilgotność w glebie dana jest wzorem:

$$S_m = S_{m-1} \exp\left(-\frac{PE_m - W_m}{S_{\max}}\right) \quad (11.20)$$

Miesięczną wartość aktualnego parowania wyznacza się z zależności:

$$\begin{aligned} ET_m &= PE_m && \text{jeżeli } W_m > PE_m \\ ET_m &= W_m + S_{m-1} - S_m && \text{w pozostałych przypadkach} \end{aligned} \quad (11.21)$$

TABELA 11.3. Polowa pojemność wodna i maksymalna pojemność wodna gleb w strefie korzeniowej.

Gatunek gleby	Polowa pojemność wodna [mm]	Zasięg strefy korzeniowej [m]	Stosowalna pojemność w strefie korzeniowej S_{max} [mm]
Płytko zakorzenione uprawy (szpinak, groch, fasola, burak, marchew, etc.)			
drobny piasek	100	0,50	50
glina drobno-piaszczysta	150	0,50	75
glina pylasta	200	0,62	125
glina ilasta	250	0,40	100
ił	300	0,25	75
Średnio-głęboko zakorzenione uprawy (zboża, bawełna, tytoń)			
drobny piasek	100	0,75	75
glina drobno-piaszczysta	150	1,00	150
glina pylasta	200	1,00	200
glina ilasta	250	0,80	200
ił	300	0,50	50
Głęboko zakorzenione uprawy (alfa-alfa, pastewne, krzewy)			
drobny piasek	100	1,00	100
glina drobno-piaszczysta	150	1,00	150
glina pylasta	200	1,25	250
glina ilasta	250	1,00	250
ił	300	0,67	200
Sady			
drobny piasek	100	1,50	150
glina drobno-piaszczysta	150	1,67	200
glina pylasta	200	1,50	300
glina ilasta	250	1,00	250
ił	300	0,67	200
Gęsty stary las			
drobny piasek	100	2,50	250
glina drobno-piaszczysta	150	2,00	300
glina pylasta	200	2,00	400
glina ilasta	250	1,60	400
ił	300	1,17	350

Często, kiedy opad występuje w postaci śniegu, trudno jest obliczyć dostawę wody W_m w danym miesiącu. Jeżeli jednak zawartość wody w pokrywie śnieżnej poddana jest pomiarom, to dostawę wody można obliczyć jako:

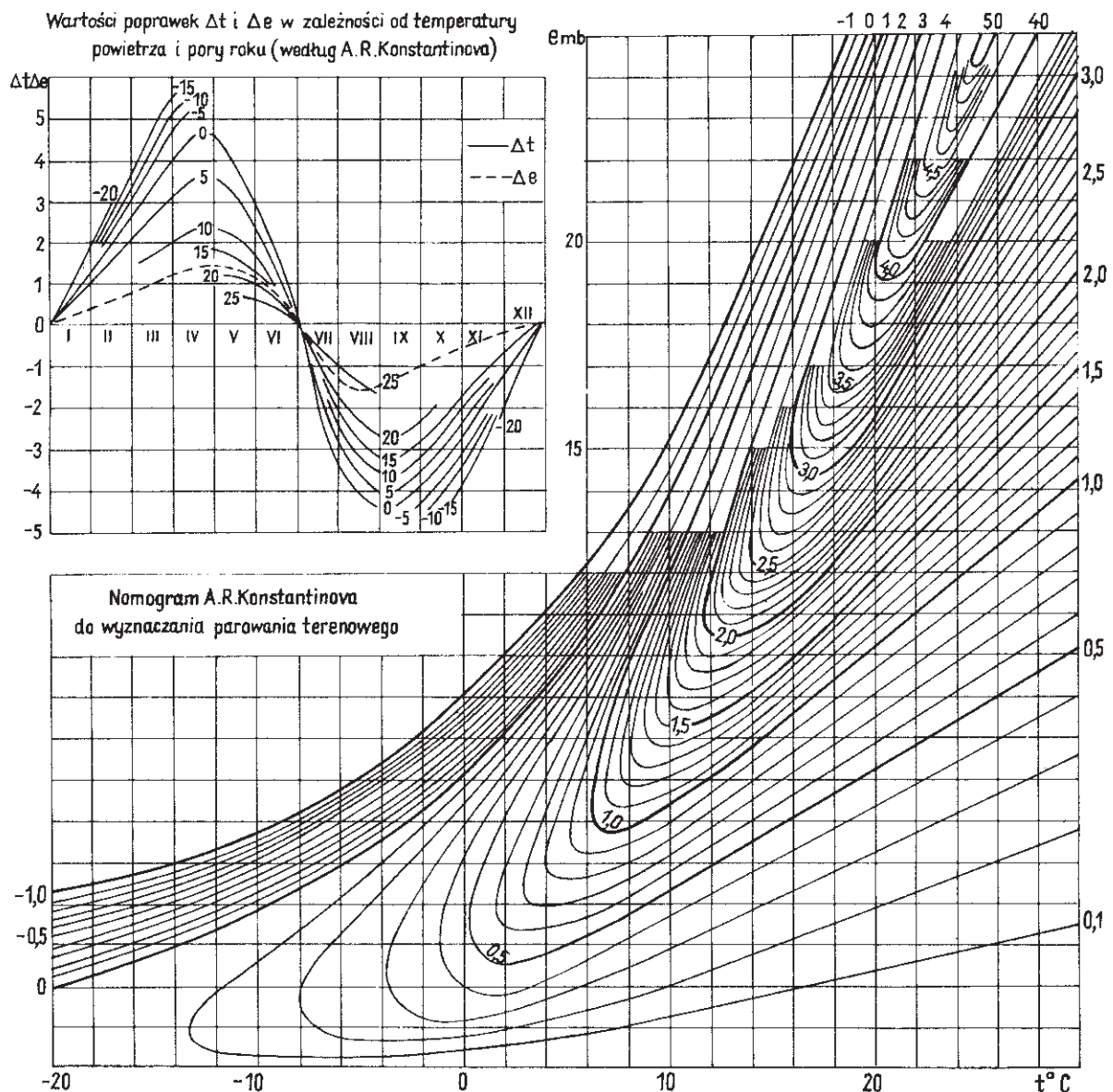
$$W_m = P_m + SOG_{m-1} - SOG_m \quad (11.22)$$

gdzie P_m jest opadem a SOG_m jest ekwiwalentem wody w pokrywie śnieżnej.

METODA DYFUZJI TURBULENTNEJ

Popularną w Polsce metodą obliczania ewapotranspiracji aktualnej, opartą na teorii dyfuzji turbulentnej, jest metoda Konstantinowa. Wyznaczenie strumienia ciepła utajonego za pomocą metody dyfuzji turbulencyjnej wymaga znajomości pionowych gradientów wilgotności powietrza i prędkości wiatru nad powierzchnią czynną. Dla uniknięcia konieczności wykonywania tych pomiarów Konstantinow ustalił empiryczne związki między tymi pionowymi gradientami a wartościami temperatury powietrza i prężności pary wodnej w powietrzu, mierzonymi standardowo na wysokości 2 m w klatkach meteorologicznych. Następnie biorąc za podstawę równanie dyfuzji turbulentnej

ustalił związek między parowaniem aktualnym ET (mm) a temperaturą powietrza T ($^{\circ}\text{C}$) i prężnością pary wodnej w powietrzu e (hPa). Związek ten w postaci nomogramu jest przedstawiony na ryc. 11.1. Konstantinow uwzględnił fakt, że w okresie przejścia zimowo-wiosennego, promienie słoneczne najpierw ogrzeją powierzchnię czynną i od niej nagrzewa się powietrze. Zatem powietrze przy powierzchni Ziemi jest cieplejsze niż na poziomie 2 m. W związku z tym do temperatury powietrza, zmierzonej na wysokości 2 m, wprowadza się poprawkę ΔT dodatnią w okresie od stycznia do czerwca. Analogiczna sytuacja zachodzi w odniesieniu do prężności pary wodnej w powietrzu, do której wprowadza się poprawkę Δe dodatnią. W okresie przejścia letnio-jesiennego zachodzi sytuacja odwrotna. Powietrze przy powierzchni czynnej jest chłodniejsze, niż na wysokości 2 m i jest konieczne wprowadzenie ujemnej poprawki dla temperatury powietrza i ciśnienia pary wodnej. Wielkości odpowiednich poprawek (ΔT i Δe) odczytuje się z nomogramu (ryc. 11.1).



RYCINA 11.1. Nomogram Konstantinowa

Jeżeli znane są wartości temperatury i ciśnienia pary wodnej w powietrzu na wysokości 2 m oraz wartości odpowiednich poprawek (ΔT i Δe) nomogram Konstantinowa pozwala na określenie dobowej sumy parowania ET (mm). Według zaleceń Konstantinowa, w ten sposób można określić średnią dobową sumę parowania w okresach dekadowych, miesięcznych i rocznych na podstawie wartości średnich temperatury powietrza i ciśnienia pary wodnej z tych przedziałów czasu. Odczytaną z nomogramu sumę parowania mnoży się przez odpowiednią liczbę dni występujących w danym przedziale czasu otrzymując sumę parowania w danym okresie. Sam Konstantinow wykazał, że miesięczne sumy parowania obliczone tą metodą mogą być obciążone błędem sięgającym 25-35%. Stąd w zasadzie metodę tę powinno się wykorzystywać do obliczenia parowania dla okresu roku.

Należy zaznaczyć, że istnieje szereg wersji opisywanej metody opracowanych przez autora w kolejnych pracach. Paszyński i Krawczyk (1970) analizowali kolejne modyfikacje pierwotnego (z 1956 roku) nomogramu Konstantinowa wykorzystując go do obliczenia średnich miesięcznych wartości parowania terenowego na niektórych stacjach meteorologicznych w Polsce. W wyniku przeprowadzonych prób ustalili, że wśród kolejnych wersji metody Konstantinowa najbardziej przydatną dla warunków Polski jest wersja opublikowana w latach 1956 i 1960.

W niektórych pracach opublikowanych w Polsce (np. Dębski 1967, Kiciński 1965, Dynowska, Tłałka 1982), wbrew zaleceniom Konstantinowa, postuluje się obliczanie miesięcznych, półrocznych i rocznych sum parowania aktualnego jako sum odpowiednich wartości dobowych parowania.

ZADANIE

1. Na podstawie Roczników Meteorologicznych i innych dostępnych źródeł zebrać informacje z posterunków meteorologicznych położonych na obszarze zlewni Białej Łądeckiej i w najbliższej okolicy, na temat średnich rocznych temperatur powietrza i prężności pary wodnej dla lat 1976-80 (hydrologicznych).
2. Wyznaczyć średnią roczną temperaturę powietrza i średnią roczną prężność pary wodnej na obszarze zlewni Białej Łądeckiej w roku 1976 i wieloleciu 1976-80.
3. Obliczyć parowanie w roku 1976 i wieloleciu 1976-80 wzorem Turca i nomogramem Konstantinowa.
4. Na podstawie danych o średniej miesięcznej temperaturze i opadach na obszarze zlewni Białej Łądeckiej obliczyć parowanie w roku 1976 metodą miesięcznego bilansu wodnego Thornthwaita i Mathera oraz wykorzystując tabelę Kuzina-Dębskiego.
5. Obliczyć parowanie w wieloleciu 1976-80 metodą bilansu wodnego zakładając, że zmiany retencji w tym okresie są niewielkie i można je pominąć.
6. Porównać wyniki oceny parowania poszczególnymi metodami w roku 1976 i wieloleciu 1976-80

Średnie miesięczne wartości temperatury i opadu na obszarze zlewni Białej Łądeckiej w roku 1976

Miesiąc	1975			1976								
	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
Temperatura [°C]	-0,2	-1,8	-3,6	-2,5	-3,0	3,7	9,9	13,2	15,5	11,8	9,7	8,1
Opad [mm]	57	31	129	12	35	30	163	75	180	101	166	60

SPRAWOZDANIE Z ĆWICZENIA

Sprawozdanie powinno zawierać:

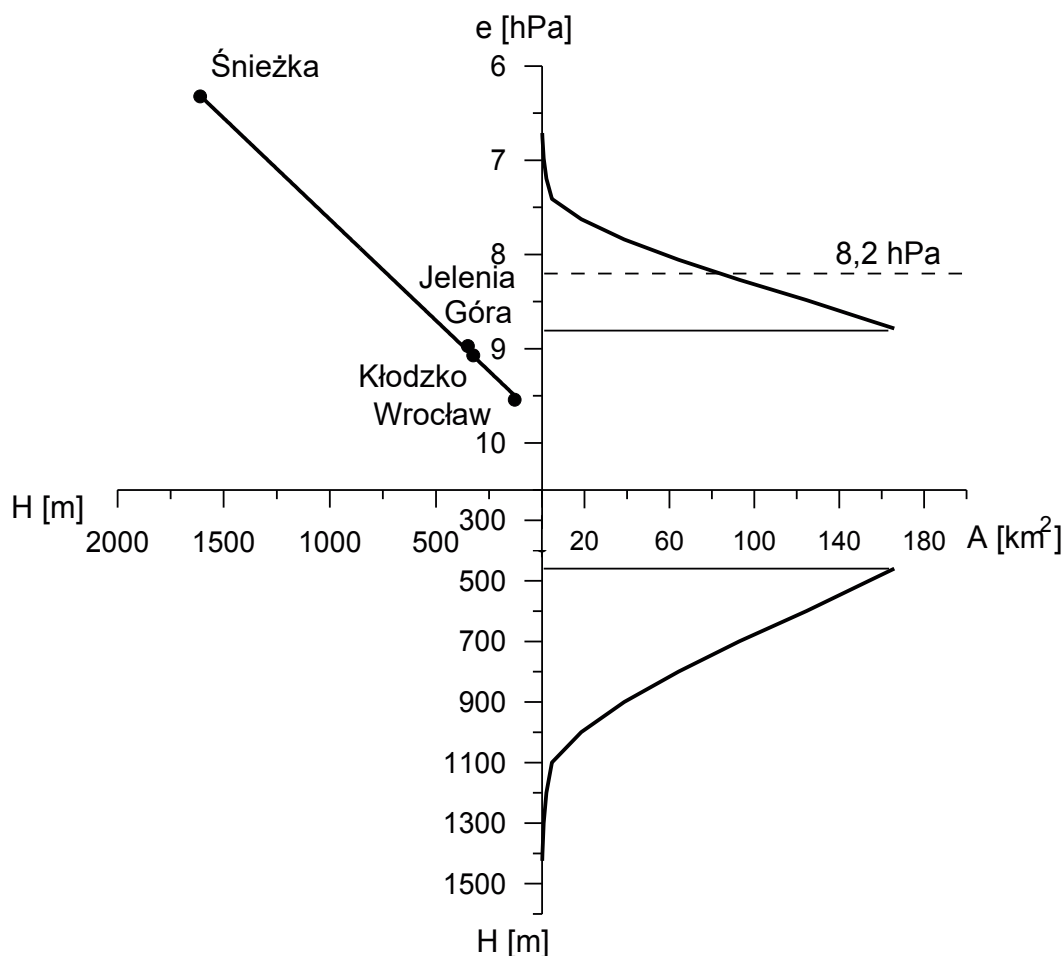
- Tabele z danymi do obliczeń

Średnie roczne temperatury i prężności na wybranych stacjach w latach 1976-80

Posterunek	Wysokość Położenia [m npm]	Lata					1976-80
		1976	1977	1978	1979	1980	
Temperatura powietrza							
Bystrzyca Kłodzka	370	7,1	7,8	6,5	7,1	6,1	6,9
Długopole Zdrój	420	6,8	7,4	6,6	6,8	6,2	6,8
Lądek Zdrój	460	6,6	7,3	6,4	6,4	5,7	6,5
Bolesławów	600	5,8	6,6	5,7	6,1	5,0	5,8
Prężność pary wodnej							
Wrocław	122	9,1	10,0	9,3	9,1	9,2	9,3
Kłodzko	316	8,6	9,4	8,7	8,9	8,8	8,9
Jelenia Góra	342	8,5	9,2	8,6	8,6	8,7	8,7
Śnieżka	1603	5,8	6,3	5,8	6,0	5,8	5,9

- Wyznaczenie średniej temperatury i prężności pary wodnej na obszarze zlewni Białej Łądeckiej w roku 1976 i wieloleciu 1976-80

Charakterystyki te obliczono stosując metodę hipsometryczną. W przypadku prężności pary wodnej najbliższe dostępne w Rocznikach Meteorologicznych dane pochodzą ze stacji Kłodzko. Prężność pary wodnej wykazuje jednak silne uzależnienie od wysokości położenia stacji pomiarowej stąd do oszacowania średniej wartości tej charakterystyki na obszarze zlewni Białej Łądeckiej wykorzystano krzywą gradientową opracowaną na podstawie stacji z całego Dolnego Śląska



Wyznaczenie średniej prężności pary wodnej na obszarze zlewni Białej Łądeckiej w roku 1976

Wyznaczone średnie wartości na obszarze zlewni Białej Łądeckiej wynoszą odpowiednio:

Okres	1976	1976-80
Temperatura [°C]	5,1	5,0
Prężność pary wodnej [hPa]	8,2	8,4

- Wyznaczenie parowania dla roku 1976

» metoda miesięcznego bilansu wodnego Thornthwaita-Mathera:

Obliczenie miesięcznych wartości ewapotranspiracji potencjalnej wzorem 11.1:

$$I=21,81$$

$$a=0,853$$

Długość dnia obliczono wzorem 11.5 wykorzystując deklinację Słońca podaną w tabeli 11.1 oraz szerokość geograficzną 15°17' (15,28°)

Maksymalną pojemność wodną w strefie korzeniowej S_{max} przyjęto 300 mm (gęsty stary las, glina drobno-piaszczysta). Początkową pojemność wodną S_0 w miesiącu poprzedzającym obliczenia założono jako maksymalną, czyli 300 mm.

Miesięczny bilans wodny zlewni Białej Łądeckiej dla roku 1976

Miesiąc	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	Rok
T [°C]	-0,2	-1,8	-3,6	-2,5	-3,0	3,7	9,9	13,2	15,5	11,8	9,7	8,1	5,07
PE [mm]	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	25,1	58,1	74,3	85,2	67,5	57,1	49,0	416,3
Długość dnia [h]	8,32	9,97	11,74	13,56	15,18	16,14	15,73	14,25	12,41	10,63	8,86	7,87	-
PEs [mm]	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	33,8	78,7	91,1	88,1	61,8	42,2	33,2	428,9
W [mm]	57	31	129	12	35	30	163	75	180	101	166	60	1039
S [mm]	300	300	300	300	300	300	300	284,3	300	300	300	300	-
ET [mm]	0	0	0	0	0	33,8*	78,7	90,7	88,1	61,8	42,2	33,2	428,5

* wprowadzie opady w kwietniu 1976 roku były niższe od ewapotranspiracji potencjalnej, jednak był to pierwszy miesiąc z średnią temperaturą powyżej 0°C. Stąd w miesiącu tym dochodziło zapewne do dodatkowej dostawy wody pochodzącej z topnienia pokrywy śnieżnej. Ilość ta była zapewne większa od zaobserwowanej różnicy pomiędzy opadem a ewapotranspiracją potencjalną

» metoda Kuzina-Dębskiego (na podstawie tabeli 11.2)

Miesiąc	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	Rok
T [°C]	-0,2	-1,8	-3,6	-2,5	-3,0	3,7	9,9	13,2	15,5	11,8	9,7	8,1	5,07
ET [mm]	8,8	14,4	11,2	13,0	12,0	14,0	50,6	69,0	33,0	60,0	49,5	43,5	379,0

- Obliczenie parowania wzorem Turca

» dla roku 1976 (opad 1039 mm)

$$L = 300 + 25 \cdot 5,1 + 0,05 \cdot 5,1^3 = 434,13$$

$$ET = \frac{1039}{\sqrt{0,9 + \frac{1039^2}{434,13^2}}} = 403,6 \text{ mm}$$

» dla wielolecia 1976-80 (opad 1135 mm)

$$L = 300 + 25 \cdot 5,0 + 0,05 \cdot 5,0^3 = 431,25$$

$$ET = \frac{1135}{\sqrt{0,9 + \frac{1135^2}{431,25^2}}} = 405,7$$

- Obliczenie parowania metodą Konstantinowa

» dla roku 1976

Ponieważ obliczenia wykonuje się dla okresu roku wykorzystując średnie roczne wartości temperatury i prężności pary wodnej nie wyznacza się poprawek a jedynie z części zasadniczej wykresu wyznacza się dobową wartość parowania. Dla $T=5,1^{\circ}\text{C}$ i $e=8,2$ hPa otrzymano 0,6. Wartość ta pomnożona przez liczbę dni w roku 1976 (366) daje wartość parowania $ET=219,6$ mm

» dla wielolecia 1976-80

Dla $T=5,0^{\circ}\text{C}$ i $e=8,4$ hPa otrzymano dobową wartość parowania równą 0,53 mm. Wartość ta pomnożona przez liczbę dni w roku (365) daje wartość parowania $ET=193,4$ mm

- Obliczenie parowania w wieloleciu 1976-80 metoda bilansu wodnego:

Przyjmując, że $\Delta R = 0$ i brak jest odpływu lub dopływu wód podziemnych ($G = 0$) wzór 11.17 przybiera postać $ET=P-H$. Na podstawie wcześniejszych ćwiczeń średni roczny opad i odpływ dla wielolecia 1976-80 wynosi:

opad $P = 1135$ mm

odpływ $H = 650$ mm

Stąd ewapotranspiracja wynosi:

$$ET = 1135 - 650 = 485 \text{ mm}$$

- Zestawienie wyników oceny ewapotranspiracji aktualnej

Metoda	Lata	
	1976	1976-80
Miesięcznego bilansu wodnego	428	-
Kuzina-Dębskiego	379	-
Wzoru Turca	404	406
Konstantinowa	220	193
Bilansu wodnego	-	485

Podsumować wyniki zwracając uwagę na rozbieżności w wielkości oszacowanej ewapotranspiracji.