

OSZACOWANIE EWAPOTRANSPIRACJI TERENÓW ZNAJDUJĄCYCH
SIĘ W STREFIE BEZPOŚREDNIEGO ODDZIAŁYWANIA MAŁYCH
ZBIORNIKÓW WODNYCH KRAJOBRAZU ROLNICZEGO

Jacek Leśny, Radosław Juszcak

Katedra Agrometeorologii, Akademia Rolnicza, ul. Piątkowska 94b, 61-691 Poznań
e-mail: jlesny@au.poznan.pl

Streszczenie. W pracy podjęto próbę oszacowania parowania z powierzchni zbiorników wodnych o różnej wielkości oraz ewapotranspiracji rzeczywistej z terenów bezpośrednio do nich przyległych. Szacunkowe obliczenia wykonano dla zbiorników o kształcie okrągłym i o powierzchni 100, 1000, 10000 i 100000 m². Przyjęto, że tereny tworzące strefę bezpośredniego oddziaływania zbiornika na poziom wód gruntowych, uwilgotnienie gleb, a zarazem na wielkość ewapotranspiracji rzeczywistej znajdują się w odległości 100 m od brzegów zbiornika. Parowanie z wolnej powierzchni wodnej wyznaczono ze wzoru Iwanowa. Ewapotranspirację rzeczywistą (ETR) z terenów otaczających zbiornik wyliczono korzystając z Modelu Bilansu Ciepłego (MBC), który opracowano w Katedrze Agrometeorologii Akademii Rolniczej w Poznaniu. Rozpatrując kompleks zbiornik wodny-tereny do niego przyległe o łącznym zasięgu 100 m od brzegów zbiornika, okazuje się, że im większa powierzchnia całkowita takiego układu tym większy jest udział parowania ze zbiornika w stosunku do parowania całkowitego. ETR analizowanych powierzchni jest ściśle uzależnione od przebiegu średnich miesięcznych wartości niedosytu. Im większy niedosyt i większa powierzchnia ewaporacyjna, tym większa wartość ETR powierzchni o większych rozmiarach w stosunku do powierzchni o rozmiarach mniejszych. Co więcej, im większe rozmiary zbiorników wodnych (a zarazem całej powierzchni ewaporacyjnej), tym bardziej ETR analizowanych powierzchni zbliża się do parowania samego zbiornika wodnego.

Słowa kluczowe: ewapotranspiracja, ewaporacja, zbiornik wodny

WYKAZ OZNACZEŃ

α – albedo,

R_{SO} – irradycja na powierzchnię poziomą na granicy atmosfery ($W \cdot m^{-2}$),

Rn – saldo promieniowania ($W \cdot m^{-2}$),

G – strumień ciepła w glebie ($W \cdot m^{-2}$),

ETR – ewapotranspiracja rzeczywista (mm),

u – uśłonecznienie względne (%),
 t – temperatura powietrza ($^{\circ}\text{C}$),
 e – ciśnienie pary wodnej (hPa),
 f – wilgotność względna powietrza (%),
 f_r – faza rozwojowa rośliny,
 i – dekada,
 V – prędkość wiatru na wysokości 2 m ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$),
 D – niedosyt ciśnienia pary wodnej (hPa),
 n – liczba dni,
 t_s – średnia miesięczna temperatura powietrza ($^{\circ}\text{C}$),
 e_s – średnie miesięczne ciśnienie pary wodnej (hPa),
 D_s – średni miesięczny niedosyt wilgotności powietrza (hPa),
 V_s – średnia miesięczna prędkość wiatru na wysokości wiatromierza (10-15 m) ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$),
28,34 – współczynnik przeliczający gęstość strumienia energii wykorzystanej na parowanie ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) na milimetry na dobę.

WSTĘP

Małe zbiorniki wodne odgrywają istotną rolę w kształtowaniu struktury bilansu wodnego i cieplnego terenów do nich przyległych [1,7,14]. Kształtując mikroklimat graniczących z nimi użytków, zbiorniki te istotnie wpływają zarazem na zmianę warunków wzrostu, dojrzewania i plonowania roślin uprawnych.

Zbiorniki wodne intensyfikują obieg wody w procesie parowania [4,8,17]. Wpływ zbiorników wodnych na zwiększenie wewnętrznego obiegu wody (w procesie parowania) jest relatywnie tym większy, im mniejsza powierzchnia takiego akwenu [7,19]. Z powierzchni małego zbiornika paruje do 30% wody więcej, niż z powierzchni dużego, przy przeciętnych prędkościach wiatru w Polsce wynoszących około $4 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ [7]. Co więcej, parowanie z powierzchni zbiornika wodnego jest znacznie większe od parowania terenowego w zlewni tego zbiornika [3]. Pamiętać jednak należy, że zbiorniki wodne kształtują również poziom wód gruntowych, a tym samym i uwilgotnienie gleb w strefie aeracji terenów do nich bezpośrednio przyległych [2,9,10,11,12]. Przyjąć zatem można, że znaczenie zbiorników wodnych jako tych elementów krajobrazu, które niewątpliwie zwiększają parowanie, może być znacznie większe, ponieważ wpływają one na ewapotranspirację terenów znajdujących się w strefie bezpośredniego oddziaływania takiego zbiornika. Z tego też względu, wszelkie analizy wielkości parowania ze swobodnej powierzchni wody powinny być rozpatrywane na tle ewapotranspiracji terenów przyległych, tworzących mikrozwlewnię zbiornika.

METODY BADAWCZE

W pracy podjęto próbę oszacowania parowania z powierzchni zbiorników wodnych o różnej wielkości oraz ewapotranspiracji rzeczywistej z terenów bezpośrednio do nich przyległych. Wszelkie obliczenia wykonywano przy założeniu, że zbiorniki wodne i otaczające je strefy bezpośredniego oddziaływania zbiornika, stanowią jedną powierzchnię ewaporacyjną o odmiennych mechanizmach parowania. Parowanie z wolnej powierzchni wody (ewaporacja) jest procesem typowo fizycznym (odbywa się bez udziału roślin), a parowanie ze strefy przyległej (ewapotranspiracja) ma charakter fizyczno-biologiczny (odbywa się z udziałem roślin).

Szacunkowe obliczenia wykonano dla zbiorników o kształcie okrągłym i o powierzchni 100, 1000, 10000 i 100000 m². Przyjęto, że tereny tworzące strefę bezpośredniego oddziaływania zbiornika na poziom wód gruntowych, uwilgotnienie gleb, a zarazem na wielkość ewapotranspiracji rzeczywistej znajdują się w odległości 100 m od brzegów zbiornika [4]. W bezpośrednim otoczeniu zbiornika wodnego, w odległości 10 m od jego brzegów, znajduje się strefa przybrzeżna pełniąca funkcję strefy buforowej pomiędzy zbiornikiem a lądem (z reguły są to zakrzaczenia i zadrzewienia, lub mokradła). Przy przyjętych powierzchniach zbiorników wodnych, strefy przybrzeżne zajmują powierzchnie 669, 1435, 3859 i 11524 m², natomiast strefy 90 m (za strefą przybrzeżną) mają powierzchnie odpowiednio 34290, 41190, 63000, 131990 m². Przy tak przyjętym modelu powierzchni ewaporacyjnej, procentowy udział powierzchni zbiorników wodnych w stosunku do całkowitej powierzchni analizowanego układu, jest tym większy im większe są rozmiary tego zbiornika (tab. 1).

Analizy wykonywano dla lat 1982 i 1993. Rok 1982 był rokiem bardzo suchym (suma roczna opadów nie przekroczyła 370 mm), o średniej temperaturze rocznej 8,9°C (tab. 2). Średnia roczna wartość niedosytu wynosiła 3,7 hPa, a średnia prędkość wiatru (na wysokości 2 m) 3,2 m·s⁻¹. Z kolei, rok 1993 był bardzo mokry (suma roczna opadów – 826 mm), a średnia temperatura roczna wynosiła 8,3°C. Średnia roczna wartość niedosytu była jednak wyższa niż w 1982 i wynosiła 5,2 hPa, podczas gdy średnia prędkość wiatru (na wysokości 2 m) 1,8 m·s⁻¹. W obu latach, średnia roczna wilgotność względna wynosiła około 73%.

Parowanie z wolnej powierzchni wodnej wyznaczono metodami empirycznymi korzystając ze wzoru Iwanowa [7]. Ewapotranspirację rzeczywistą z terenów otaczających zbiornik wyliczono korzystając z Modelu Bilansu Ciepłego (MBC), który opracowano w Katedrze Agrometeorologii Akademii Rolniczej w Poznaniu [7,13,15,16]. W modelu wykorzystano standardowe dane meteorologiczne (temperatura powietrza t na 2 m nad poziomem gruntu, niedosyt wilgotności D , prędkość wiatru V , usłonecznienie względne u , aktualne ciśnienie pary wodnej e) oraz informacje o fazie rozwojowej roślin pokrywających badany obszar.

Tabela 1. Rozmiary powierzchni ewaporacyjnych kompleksów zbiornik wodny-tereny do niego przyległe oraz procentowe udziały powierzchni zbiornika wodnego, stref przybrzeżnych i 90 metrowych stref występujących dookoła stref przybrzeżnych, określone w stosunku do całkowitej powierzchni takiego układu

Table 1. Sizes of evaporation surfaces of pond-adjoining area complexes and percentage share of pond area, coastal zones and 90 m width areas around the coastal zones, calculated in relation to the whole area of the complex

Powierzchnie ewaporacyjne Evaporation surfaces					Udział procentowy powierzchni ewaporacyjnych w stosunku do rozmiarów powierzchni P Percentage share of evaporation surfaces area in relation to size of area P			
Pzw	Ps10	Ps90	Ps100	P	Pzw	Ps10	Ps90	Ps 100
m ²					%			
100	669	34292	34961	35061	0,3	1,9	97,8	99,7
1000	1435	41191	42626	43626	2,3	3,3	94,4	97,7
10000	3859	63006	66865	76865	13,0	5,0	82,0	87,0
100000	11524	131992	143516	243516	41,1	4,7	54,2	58,9

Pzw – zbiornik wodny, Ps10 – strefa przybrzeżna o szerokości 10 m, Ps90 – tereny występujące w odległości 90 m od strefy przybrzeżnej, Ps100 – tereny znajdujące się w promieniu 100 m od brzegów zbiornika, P – cała powierzchnia ewaporacyjna (zbiornik wodny-tereny przyległe)

Pzw – water reservoirs, Ps10 – coastal zone within 10 m from the shore of the pond, Ps90 – areas within 90 m from the coastal zone of the pond, Ps100 – areas within 100 m from the shore of the pond, P – the whole area of evaporation surface (pond and adjoining areas)

Metoda MBC pozwala na wyznaczenie ewapotranspiracji rzeczywistej na podstawie ilości energii, jaka dochodzi ze słońca do układu ziemia-atmosfera. Energia ta jest określana poprzez napromieniowanie na powierzchnię poziomą na granicy atmosfery, gdzie za powierzchnię poziomą przyjmuje się powierzchnię równoległą do płaszczyzny horyzontu miejsca obserwacji. Gęstość strumienia napromieniowania na powierzchnię poziomą poza atmosferą (R_{s0}), określono na podstawie metody opisanej przez Kędziore [7]. Fazę rozwojową roślin przyjęto na podstawie badań i danych opracowanych przez Karlińskiego i Kędziore [5], Kędziore [6] i Leśnego [13]. Saldo promieniowania (Rn) wyznaczono na podstawie wzoru Blacka i Brunta:

$$Rn = (1 - \alpha) \cdot R_{s0} \cdot (0,22 + 0,54 \cdot u) - 5,67 \cdot 10^{-8} \cdot (t + 273)^4 \cdot (0,56 - 0,08 \cdot \sqrt{e}) \cdot (0,1 + 0,9 \cdot u) \quad (1)$$

Wartości albedo przyjmowano na podstawie tabel podawanych przez Kędziore [7]. Strumień ciepła w glebie G , w biegu dobowym jest określany jako wielkość zależna od salda promieniowania, szaty roślinnej i pory dnia [14,18].

Wartości G w sezonie wegetacyjnym wyznaczono na podstawie formuły zaproponowanej przez Kędzioreę (1999). Do formuły tej wprowadzono jednak niewielką modyfikację, dzięki której liczby oznaczające miesiące zastąpiono dekadami. Wzór ten przyjmuje następującą postać:

$$G = 0,2 \cdot Rn \cdot (1 - 0,75 \cdot f_r) \cdot \left(\sin \frac{\pi}{18} (i - 5) \right) \quad (2)$$

Poza sezonem wegetacyjnym, późną jesienią i zimą, wartości strumienia ciepła wymienianego z glebą interpolowano.

Strumień energii zużywanej na parowanie wody (LE) określano, wykorzystując wyprowadzone przez Leśnego [13] równanie na współczynnik agrometeorologiczny (W_u), oraz równanie wyliczające na jego podstawie współczynnik Bowena. Równania, którymi się posłużono, mają postać:

$$W_u = \frac{10 \cdot V}{t} \cdot \left(\frac{D \cdot \sqrt{R_{s0}}}{0,5 + u} \right)^{\arctg(\pi \cdot 0,33 \cdot f)} \quad (3)$$

$$\beta_u(W_u) = \frac{1,67}{W_u - 0,33} + 0,04 \quad (4)$$

$$LE = - \left(\frac{Rn + G}{1 + \beta_u(W_u)} \right) \quad (5)$$

Równania 3 do 5 można stosować zarówno dla wyznaczania wartości dobowych jak i dekadowych [13].

Strumień ciepła jawnego S wyliczono na podstawie równania bilansu cieplnego powierzchni czynnej:

$$S = -(Rn + LE + G) \quad (6)$$

Strumień ciepła utajonego LE , dla dobowego przedziału czasowego można prze-liczyć na wartość ewapotranspiracji rzeczywistej ETR (mm) za pomocą wzoru:

$$ETR = n \cdot \frac{LE}{28,34} \quad (7)$$

Poza okresem wegetacyjnym od listopada do lutego wielkość ewapotranspiracji wyznaczono jako średnią wartość ze wzorów Tichomirowa (8) oraz Iwanowa (9) [7].

$$LE = 0,71 \cdot D \cdot (15 + 3V_s) \quad (8)$$

$$LE = 0,17 \cdot (t_s + 25)^2 \cdot \frac{D_s}{e_s + D_s} \quad (9)$$

ETR całej powierzchni ewaporacyjnej (zbiornik wodny-strefa przyległa) obliczono jako średnią ważoną, przy czym wagami są powierzchnia zbiornika, powierzchnia 10 m pasa strefy przybrzeżnej i powierzchnia 90 m pasa wokół strefy przybrzeżnej. Przyjęto, że parowanie ze strefy przybrzeżnej jest tak samo intensywne jak w lesie liściastym. Z kolei, w strefie 90 metrowej przyległej do strefy przybrzeżnej, oszacowana wielkość parowania jest wypadkową parowania z powierzchni różnych użytków otaczających zbiornik wodny. Założono również, że w danym roku, dla każdej powierzchni ewaporacyjnej wartości podstawowych elementów meteorologicznych przedstawionych w tabeli 2 mają stałą wartość i nie zmieniają się wraz ze zmianą powierzchni zbiorników wodnych.

Tabela 2. Średnie miesięczne wartości temperatury t , niedosytu D , prędkości wiatru na 2 m V , wilgotności względnej f i opadu P w latach 1982 i 1993

Table 2. Mean monthly value of temperature t , water vapour deficit D , wind speed at 2 m high V , relative humidity f and precipitation in years 1982 and 1993

Miesiące Months	1982					1993				
	t (°C)	D (hPa)	V (m·s ⁻¹)	f (%)	P (mm)	t (°C)	D (hPa)	V (m·s ⁻¹)	f (%)	P (mm)
1	-3,8	0,63	2,50	86,7	25,7	0,9	1,12	2,44	84,25	74,1
2	-1,4	1,00	1,75	82,3	14,6	-0,3	0,74	1,34	87,54	39,1
3	4,6	1,65	3,94	83,2	33,7	2,6	1,36	2,75	83,24	32,7
4	5,9	3,04	4,18	65,2	51,7	10,1	9,05	1,81	49,88	13,8
5	13,3	4,53	2,99	67,7	38,6	16,8	7,87	1,77	64,55	89,6
6	16,8	6,28	4,48	65,4	34,6	15,2	14,04	1,97	50,12	113,1
7	19,6	7,71	3,34	64,0	19,8	16,1	5,55	1,93	74,29	125,3
8	19,3	8,32	3,28	60,6	40,9	16,1	5,92	1,42	73,04	82,1
9	15,7	5,73	3,17	66,0	11,2	12,2	12,65	1,47	49,96	84,8
10	10,2	3,06	3,55	74,0	24,1	8,2	2,56	1,47	80,05	23,8
11	5,5	2,02	2,55	79,1	27,8	-0,3	0,59	1,49	90,10	42,3
12	1,4	0,89	2,68	87,3	47,0	2,5	0,89	2,01	88,34	105,6
Średnia Average	8,9	3,7	3,2	73,5		8,3	5,2	1,8	72,9	
Suma Sum					370					826

Celem wyznaczenia faz rozwojowych roślin porastających tereny przyległe do zbiorników wodnych, przyjęto, że w analizowanych latach struktura użytkowania gruntów jest identyczna ze strukturą użytków rolnych i lasów na obszarze dawnego województwa poznańskiego (tab. 3).

Tabela 3. Struktura użytkowania gruntów na terenie województwa poznańskiego (źródło: Roczniki Statystyczne GUS)

Table 3. Structure of land use in the Poznań voivodship

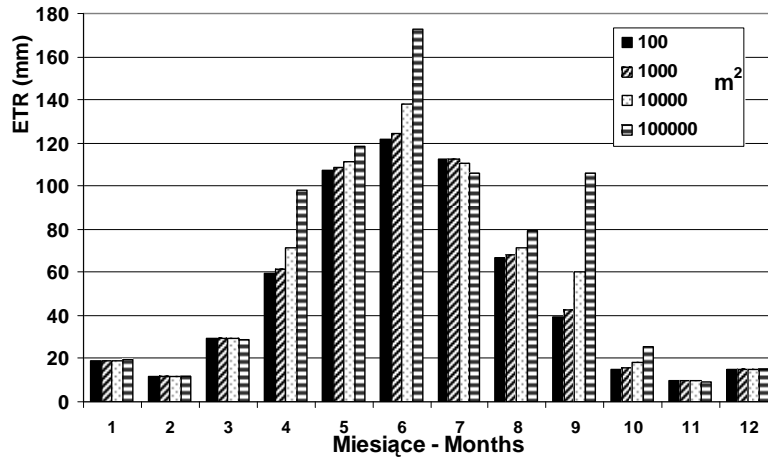
Użytki rolne i lasy Arable lands and forests	1982		1993	
	km ²	%	km ²	%
Rzepak – Rape	107	1,8	267	4,5
Ziemniaki – Potatoes	511	8,8	305	5,1
Buraki cukrowe – Sugar beet	280	4,8	238	4,0
Zboża jare – Spring cereals	1152	19,8	1024	17,1
Zboża ozime – Winter cereals	1433	24,6	1770	29,6
Użytki zielone – Grasslands	643	11,0	650	10,9
Lasy liściaste i sady Deciduous forests and orchards	353	6,1	365	6,1
Lasy iglaste – Coniferous forests	1352	23,2	1366	22,8
Ogółem – total	5831	100,0	5985	100,0

WYNIKI I DYSKUSJA

Wyniki obliczeń ewapotranspiracji rzeczywistej różnych użytków przedstawiono w tabeli 4. Z tabeli tej wynika, że dla roku suchego 1982 ETR ziemniaków, rzepaku, buraków cukrowych, zbóż jarych i ozimych jest od około 7 do 12%, a w przypadku użytków zielonych i zbiorników wodnych od 1,7 do 2,4% wyższe niż w roku mokrym 1993. Jedynie w lasach oszacowane wartości ETR są większe w roku mokrym niż w suchym od 0,3% (w lasach liściastych) do 1,1% (w lasach iglastych). W obu analizowanych latach, najwyższe wartości ETR obliczono dla zbiorników wodnych i lasów (przekraczają one 700 mm). ETR pozostałych użytków kształtuje się na poziomie od 490 do 610 mm.

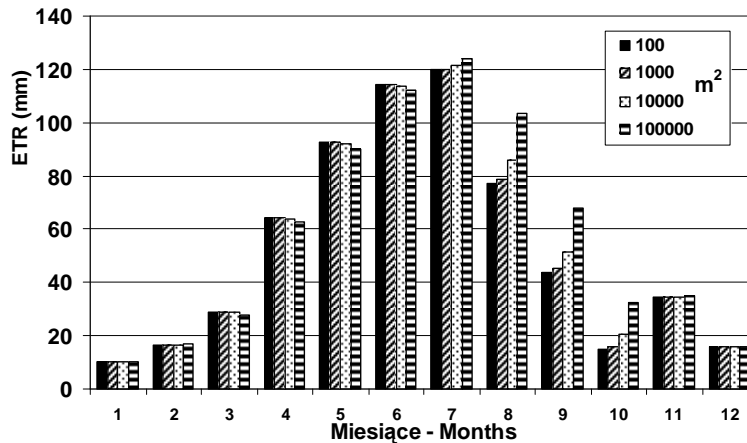
Uwzględniając strukturę użytkowania gruntów w terenach przyległych do zbiorników wodnych (tab. 3) oraz obliczone wartości ETR dla poszczególnych typów użytków (tab. 4) oszacowano wartości ewapotranspiracji rzeczywistej dla układu zbiornik wodny-tereny przyległe znajdujące się w odległości do 100 m od brzegu zbiornika. Przebieg średnich miesięcznych wartości ETR obliczonych dla analizowanych powierzchni ewaporacyjnych przy uwzględnieniu różnych rozmiarów zbiorników wodnych w roku suchym i mokrym przedstawiono na rysunkach 1 i 2.

W rocznym przebiegu średnich miesięcznych wartości ewapotranspiracji rzeczywistej, obliczonej dla różnych powierzchni ewaporacyjnych w roku suchym i mokrym, zauważyć można dużą zależność wielkości ETR od warunków meteorologicznych oraz od rozmiarów analizowanych powierzchni (rys. 1 i 2).



Rys. 1. Przebieg średnich miesięcznych wartości ETR obliczonych dla kompleksu zbiornik wodny-tereny przyległe, dla zbiorników o różnych powierzchniach, w roku suchym 1982

Fig. 1. Course of mean monthly value of ETR calculated for a complex of pond-plus-adjointing areas, for reservoirs with different areas, in a dry year of 1982



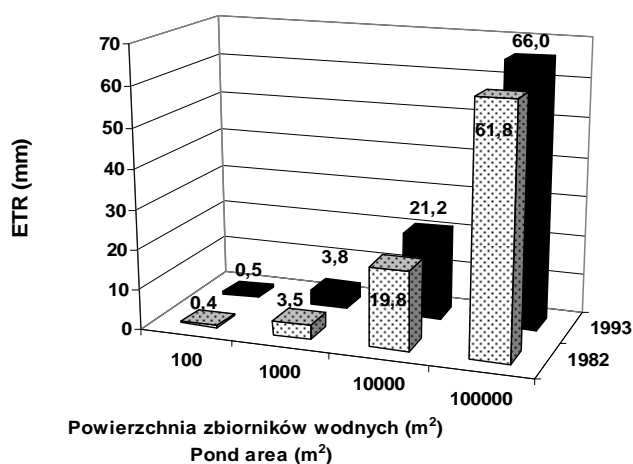
Rys. 2. Przebieg średnich miesięcznych wartości ETR obliczonych dla kompleksu zbiornik wodny-tereny przyległe, dla zbiorników o różnych powierzchniach, w roku mokrym 1993

Fig. 2. Course of mean monthly value of ETR calculated for a complex of pond-plus-adjointing areas, for reservoirs with different areas, in a wet year of 1993

Przyjąć można, że w okresie rocznym wielkości ewapotranspiracji rzeczywistej zwiększają się od stycznia do czerwca (w roku mokrym) i do lipca (w roku suchym), a następnie zmniejszają się do końca roku kalendarzowego. Ten typowy przebieg wartości ETR ulega jednak pewnym zakłóceniom wynikającym z przyjętych w stosowanym modelu założeń upraszczających. Jest to szczególnie widoczne, gdy porównamy ze sobą przebieg wartości ETR, obliczonej dla okresu wegetacyjnego za pomocą Modelu Bilansu Ciepłego, z wartościami ETR obliczonymi dla okresu od listopada do lutego ze wzorów Tichomirowa i Iwanowa (jako średnia arytmetyczna). O ile bowiem w okresie wegetacyjnym obserwujemy wyraźny wzrost ewapotranspiracji do czerwca, lub lipca i wyraźny, regularny spadek wartości ETR do końca października, o tyle poza okresem wegetacyjnym (grudzień i styczeń w roku mokrym oraz listopad i grudzień w roku suchym) występuje nietypowe dla tej pory roku zwiększenie wartości ETR, które nie wynika z przebiegu warunków meteorologicznych (rys. 1 i 2). Przyjmując, że oszacowane za pomocą Modelu Bilansu Ciepłego wartości ETR dla okresu wegetacyjnego są bliskie wartościom rzeczywistym występującym w warunkach terenowych (co wielokrotnie zostało już potwierdzone wynikami badań [7,13,15,16]), można wysunąć tezę, że obliczanie ewapotranspiracji rzeczywistej poza sezonem wegetacyjnym za pomocą wzorów Iwanowa i Tichomirowa może być obciążone znacznym błędem, którego konsekwencją jest zawyżanie wielkości ETR w skali całego roku. Z pewnością jest to istotny mankament metody MBC, który ogranicza możliwości obliczenia ETR dla miesięcy od listopada do końca lutego.

W roku mokrym (1993), w okresie od kwietnia do czerwca oraz od sierpnia do października, obserwujemy wyraźny wzrost wielkości ETR wraz ze wzrostem rozmiarów powierzchni ewaporacyjnej (rys. 2). Podobną zależność stwierdzić można dla roku suchego (1982) w miesiącach od lipca do października (rys. 1). Zastanawiające jest jednak to, że w pozostałych miesiącach okresu wegetacyjnego w latach 1982 i 1993 zależność ta ma charakter odwrotny – im większa powierzchnia ewaporacyjna tym mniejsze ETR. Taki charakter przebiegu wielkości ETR w poszczególnych miesiącach okresu wegetacyjnego jest silnie skorelowany z przebiegiem przede wszystkim średnich miesięcznych wartości niedosytu (patrz tabela 2). Różnice wielkości ETR w poszczególnych miesiącach okresu wegetacyjnego pomiędzy poszczególnymi powierzchniami ewaporacyjnymi są tym większe, im większa jest wartość niedosytu i mniejsza wartość wilgotności względnej. Sytuacja taka jest bezpośrednią konsekwencją postaci wzorów Tichomirowa i Iwanowa, w których na ostateczną wielkość oszacowanej ewapotranspiracji bardzo duży wpływ ma wartość niedosytu i wilgotności względnej powietrza. Jest to szczególnie wyraźnie widoczne w sierpniu i wrześniu 1982 roku oraz we wrześniu 1993 roku. Obliczone w tym okresie wartości ETR dla powierzchni o największych rozmiarach są o około 25 mm w sierpniu i wrześniu roku suchego oraz o 35 mm we wrześniu roku mokrego wyższe od wartości ETR oszacowanych w tych miesiącach dla najmniejszych powierzchni ewaporacyjnych.

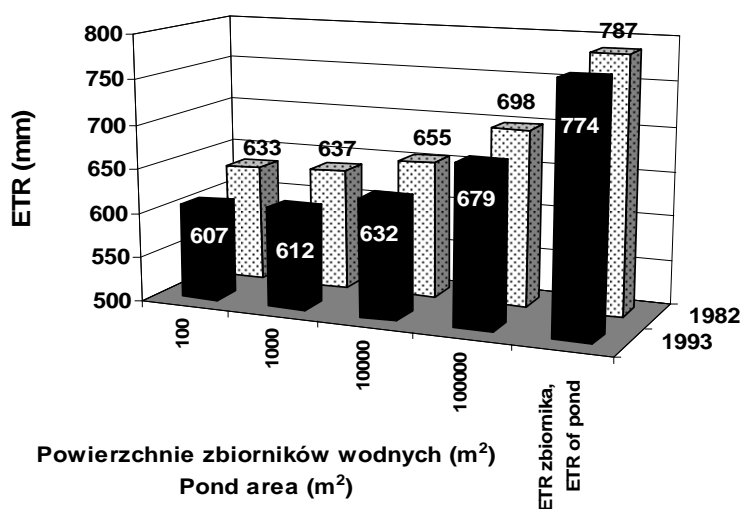
Oszacowane wartości ewapotranspiracji rzeczywistej w roku suchym 1982 są większe niż w roku mokrym 1993 (rys. 3). Zarówno w roku suchym jak i w mokrym ETR analizowanych powierzchni ewaporacyjnych jest tym większe im większe rozmiary układu zbiornik wodny-tereny do niego przyległe. W roku suchym (1982) ETR powierzchni ewaporacyjnych waha się od 633 mm do 698 mm, podczas gdy w roku mokrym (1993) ETR tych powierzchni kształtuje się na poziomie 607-679 mm. Różnice w wielkości ewapotranspiracji pomiędzy poszczególnymi powierzchniami ewaporacyjnymi wahają się od 19 do 25 mm i są tym większe im mniejsze rozmiary takiej powierzchni. Pomimo, że bezwzględna wartość ewapotranspiracji rzeczywistej wzrasta wraz z rozmiarami powierzchni ewaporacyjnej, to jednak im większa jest ta powierzchnia, tym mniejsze są różnice wielkości ETR pomiędzy powierzchniami o tych samych rozmiarach w latach suchych i mokrych. Wynika to z tego, że im większa powierzchnia zbiornika wodnego, tym mniejszy (w przyjętym modelu powierzchni ewaporacyjnej) procentowy udział terenów przyległych do zbiornika, w stosunku do powierzchni całego układu (tab. 1). Im większe rozmiary zbiorników wodnych (a zarazem całej powierzchni ewaporacyjnej), tym bardziej ETR analizowanych powierzchni zbliża się do parowania samego zbiornika wodnego. Należy się spodziewać, że przy dostatecznie dużych powierzchniach analizowanego układu (zbiornik wodny-tereny przyległe), parowanie z takiej powierzchni będzie bliskie parowaniu ze zbiornika, które jest liczone ze wzoru Iwanowa.



Rys. 3. Wielkości ETR dla powierzchni ewaporacyjnych o różnych rozmiarach zbiorników wodnych oraz ETR zbiornika wodnego liczone ze wzoru Iwanowa, w latach 1982 i 1993

Fig. 3. Values of ETR for evaporation areas with different sizes of water reservoirs as well as ETR of a pond calculated with the Iwanow equation, in the years 1982 and 1993

Chcąc określić wpływ rozmiarów zbiorników wodnych na zwiększenie ewapotranspiracji rzeczywistej analizowanego układu zbiornik wodny-tereny do niego przyległe, obliczono ETR terenów przyległych (bez zbiorników wodnych), a następnie określono różnicę wielkości ewapotranspiracji całkowitej (obliczonej dla całego układu zbiornik wodny-tereny przyległe) i ewapotranspiracji terenów przyległych (rys. 4). Różnice te określono dla różnych rozmiarów kompleksów zbiornik wodny-tereny przyległe. Ponieważ wspomnianą wartość wyznaczono w mm, określona różnica jest wielkością, o jaką zmniejszyłoby się parowanie na wspomnianym terenie, gdyby obszar zbiornika był użytkowany rolniczo, lub gdyby był porośnięty lasem. Określone różnice wartości ETR stanowią niejako „nadwyżkę” parowania z kompleksu zbiornik wodny-tereny przyległe ponad średnią wartość ETR terenów przyległych bez zbiornika. Różnice te są tym większe, im większe rozmiary zbiorników wodnych i całych powierzchni ewaporacyjnych (zbiornik wodny-tereny przyległe). Co więcej, wartości obliczonych różnic są większe w roku mokrym, niż suchym. Tak więc, im większa powierzchnia zbiornika wodnego i bardziej mokry rok, tym większy jest udział ewapotranspiracji z wolnej powierzchni wody w całkowitej wartości parowania terenowego obliczonego dla układu zbiornik wodny-tereny przyległe.



Rys. 4. Różnice pomiędzy ETR całej powierzchni ewaporacyjnej (zbiornik wodny-tereny przyległe), a ETR terenów przyległych, w latach 1982 i 1993

Fig. 4. Differences between ETR of the whole evaporation surface (water reservoir and adjoining areas), and ETR of adjoining areas, in the years 1982 and 1993

PODSUMOWANIE

W analizowanych powierzchniach ewaporacyjnych na wielkość (w skali roku) parowania ma wpływ powierzchnia zbiornika wodnego i jego bezpośredniego otoczenia. Rozpatrując układ zbiornik wodny-strefa przybrzeżna-strefa bezpośredniego oddziaływania o łącznym zasięgu 100 m od brzegów zbiornika, okazuje się, że im większa powierzchnia całkowita takiego układu tym większy udział parowania ze zbiornika w stosunku do parowania całkowitego.

Obliczone wartości ETR są większe w latach suchych, aniżeli w latach mokrych. Jest to wynikiem zarówno wzrostu parowania z otoczenia zbiornika, jak i samego zbiornika. ETR analizowanych powierzchni ewaporacyjnych jest ściśle uzależnione od przebiegu średnich miesięcznych wartości niedosytu. Im większy niedosyt i większa powierzchnia ewaporacyjna, tym większa wartość ETR powierzchni o większych rozmiarach w stosunku do powierzchni o rozmiarach mniejszych. Co więcej, im większe rozmiary zbiorników wodnych (a zarazem całej powierzchni ewaporacyjnej), tym bardziej ETR analizowanych powierzchni zbliża się do parowania samego zbiornika wodnego.

PIŚMIENNICTWO

1. **Chojnicki B.H.:** Rola małych zbiorników śródpolnych w kształtowaniu bilansu cieplnego i wodnego krajobrazu rolniczego. Praca doktorska, Biblioteka AR Poznań, 124, 2002.
2. **Drainage principles and applications:** Inst. for Land and Improvement. Wageningen, The Netherlands, Vol. II: 374, III, 374, 1979.
3. **Drwal J., Lange W.:** Niektóre limnologiczne odrębności oczek wodnych. Geneza i rozmieszczenie oczek. Zeszyty Naukowe Wyd. Biol. Geogr. i Ocean. UG, Geografia, 14, 69-83, 1985.
4. **Juszczak R.:** Inwentaryzacja i waloryzacja małych zbiorników wodnych na obszarze zlewni Rowu Wysokość. Praca doktorska, Biblioteka AR Poznań, 194, 2004.
5. **Karliński M., Kędziora A.:** Rozważania metodyczne przy układaniu kalendarza przyrody dla województwa szczecińskiego. PTPN, Pr. Kom. Nauk Roln. i Kom. Nauk Leśn., 24, 159-175, 1968.
6. **Kędziora A.:** Określenie mikro- i makroskalowej struktury bilansu cieplnego różnych ekosystemów. W: Raport tematu CPBP 04.10.003.02.03. Poznań, 1987.
7. **Kędziora A.:** Podstawy Agrometeorologii. Państw. Wyd. Roln. i Leśn., Poznań: 263 ss, 1999.
8. **Koc J., Polakowski B.:** Charakterystyka zagłębień bezodpływowych na Pojezierzu Mazurskim w aspekcie przyrodniczym, urządzenioworolnym i rolniczym. W: Użytki ekologiczne w krajobrazie rolniczym (Red. Olaczek R.). Wyd. SGGW, 39, 25-56, 1990.
9. **Kosturkiewicz A., Fiedler M.:** Oczka wodne w eksploatacji systemów drenarskich na terenach bogato urzeźbionych. Zesz. Nauk. AR Wrocław, Konf. VIII, 266, 191-199, 1995.
10. **Kosturkiewicz A., Fiedler M.:** Retencja odpływów drenarskich w bilansie wodnym śródpolnego oczka wodnego i jakość retencjonowanych wód. Zesz. Nauk. AR Wrocław, Konf. XI, 289, 83-91, 1996.
11. **Kosturkiewicz A., Szafranki Cz., Czopor S., Korytowski M., Stasik R.:** Związki stanów wód w śródleśnych oczkach wodnych ze stanami wód gruntowych w przyległych siedliskach leśnych. W: Funkcjonowanie geosystemów w zróżnicowanych warunkach morfoklimatycznych – monitoring, ochrona, edukacja. (Red. A. Karczewski, Z. Zwoliński), Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich, Poznań, 237-250, 2001.

12. **Kosturkiewicz A., Szafranski Cz., Korytowski M., Stasik R.:** Bilanse wodne śródlęśnych oczek wodnych. *Czasopismo Techniczne Inżynieria Środowiska*, 8, 63-71, 2002.
13. **Leśny J.:** Analiza wpływu pokrywy roślinnej na strukturę bilansu cieplnego powierzchni czynnej. Praca doktorska, Biblioteka AR Poznań, 156, 1998.
14. **Liang X., Wood E. F., Lettenmaier D.P.:** Modeling ground heat flux in land surface parametrization schemes. *J. Geophys. Res.*, 104(D8), 9581-9600, 1999.
15. **Olejniak J.:** The empirical method of estimating mean daily and mean ten-day values of latent and sensible-heat near the ground. *J. Appl. Meteorol.*, 12, 1358-1369, 1988.
16. **Olejniak J.:** Modelowe badania struktury bilansu cieplnego i wodnego zlewni w obecnych i przyszłych warunkach klimatycznych. Praca habilitacyjna, *Rocz. AR w Pozn., Rozpr. Nauk.*, 268, 1996.
17. **Ryszkowski L., Kędziora A.:** Mała retencja wody w krajobrazie rolniczym. *Zesz. Nauk. AR Wrocław, Konf. XI*, 289, 217-225, 1996.
18. **Santanello J.A., Friedl M.A.:** Diurnal covariation in soil heat flux and net radiation. *J. Appl. Meteor.*, 42, 851-862, 2003.
19. **Smith S.V., Renwick W.H., Bartley J.D., Buddemeier R.W.:** Distribution and significance of small, artificial water bodies across the United States landscape. *The Science of the Total Environment*, 299: 21-36, 2002.

EVALUATION OF EVAPOTRANSPIRATION OF AREAS LOCATED WITHIN THE ZONE OF DIRECT IMPACT OF SMALL WATER RESERVOIRS IN AGRICULTURAL LANDSCAPE

Jacek Leśny, Radosław Juszcak

Department of Agrometeorology, University of Agriculture
ul. Piątkowska 94b, 61-691 Poznań
e-mail: jlesny@au.poznan.pl

Abstract. An attempt of ETR estimation of ponds and surrounding areas is presented in this paper. Estimated calculation was carried out for circular reservoirs with surface areas equal to 100, 1000, 10000 and 100000 m². It was assumed that an impact of ponds on these areas was manifested in a 100 m width zone in the form of ground water level fluctuation, soil humidity as well as quantity of evapotranspiration. Evaporation from a water surface was calculated with the Iwanow equation. Evapotranspiration of adjoining areas was estimated by the Heat Balance Model (MBC) developed at the Department of Agrometeorology of Agricultural University in Poznań. Taking into account a complex of pond-adjoining areas within 100 m from the shore of the pond under consideration, it turned out that the larger the area of such a complex, the larger percentage share of evaporation from the pond surface in relation to the total evapotranspiration of the whole complex. The value of ETR of analyzed surfaces depends mainly on the value of water vapour deficits. Thus, the bigger the water vapour deficit and the larger the area of evaporation surfaces, then the larger the value of ETR of surfaces with large area in relation to the ETR of surfaces with small area. What is more, the larger the area of ponds (as well as the whole evaporation surfaces), then the ETR of analyzed surfaces is closer to the value of pond evaporation.

Keywords: evapotranspiration, evaporation, water reservoir