

ANALIZA PRZEBIEGU PAROWANIA I EWAPOTRANSPIRACJI
OBLICZONYCH METODĄ AERODYNAMICZNĄ I PAROWANIA
Z EWAPOROMETRU KLASY „A” W WYBRANYCH
DNIACH W URSYNOWIE

Tomasz Rozbicki, Katarzyna Rozbicka

Katedra Inżynierii Wodnej i Rekultywacji Środowiska, Zakład Meteorologii i Klimatologii, SGGW
ul. Nowoursynowska 159, 02-776 Warszawa
e-mail: rozbicki@alpha.sggw.waw.pl

Streszczenie. Celem opracowania jest porównanie wielkości parowania obliczonego na podstawie pomiarów przepływu strumienia pary wodnej między powierzchnią wody a atmosferą, powierzchnią trawnika a atmosferą oraz wielkości parowania zmierzonego bezpośrednio za pomocą ewaporometru klasy „A”. Wielkości parowania oraz wartości elementów meteorologicznych pochodzą z kilku serii pomiarowych przeprowadzonych podczas wybranych dni w maju i w lipcu 2002 roku na stacji meteorologicznej Ursynów SGGW. Na podstawie gradientowych pomiarów psychrometrycznych wykonywanych w 30 minutowych odstępach czasu określone zostały wartości temperatury powietrza i gęstości pary wodnej na poziomie $z_1 = 5$ cm oraz $z_2 = 1$ m nad powierzchnią wody i nad powierzchnią trawnika. Dodatkowo, korzystając z anemometru indukcyjnego umieszczonego na wysokości $z_2 = 1$ m wyznaczona została średnia prędkość wiatru na tym poziomie (u_2). W każdym 30 minutowym przedziale czasowym na podstawie pomiarów z automatycznej stacji meteorologicznej wyznaczono wielkość parowania (E_o) z ewaporometru pan klasy „A” a na podstawie pomiarów psychrometrycznych obliczono średnią wartość przepływu strumienia pary wodnej nad powierzchnią wody (EW) i nad powierzchnią trawnika (ET) w ($\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$).

Słowa kluczowe: metoda aerodynamiczna, parowanie, ewapotranspiracja, ewaporometr pan klasy „A”

WSTĘP

Celem niniejszego opracowania jest analiza związku wielkości parowania obliczonego na podstawie pomiarów przepływu strumienia pary wodnej między powierzchnią wody a atmosferą, powierzchnią standardowego trawnika a atmosferą oraz parowania zmierzonego za pomocą ewaporometru klasy „A”.

Metody określania parowania można podzielić na bezpośrednie i pośrednie. Metody bezpośrednie polegają na pomiarze strat wody z naczynia wypełnionego pewną objętością wody (ewaporometru wodnego) lub obserwacji strat wody z urządzenia pomiarowego wypełnionego uwilgotnionym profilem glebowym wraz z pokrywającą go roślinnością (ewaporometru glebowego lub lizymetru). W metodach pośrednich oblicza się wielkość parowania za pomocą równań fizycznych, statystycznych oraz modeli symulujących proces przepływu pary wodnej [3]. Do metod pośrednich zaliczamy [1], [2], [5]:

- metody profilowe, w tym metodę aerodynamiczną i metodę bilansu cieplnego,
- metodę kowariancji wirów (eddy covariance) zwaną także metodą korelacji pulsacji (eddy correlation),
- metody kombinowane.

METODA AERODYNAMICZNA

Procesy zachodzące w przygruntowej warstwie powietrza można charakteryzować ilościowo w oparciu o trzy zasady zachowania: pędu, masy i energii. Masa i energia mogą być przekazywane w różnych kierunkach zarówno od powierzchni czynnej do atmosfery jak i od atmosfery do podłoża. Ogólne zasady przepływu dowolnej wielkości przez dowolny ośrodek zostały sformułowane następująco [1]:

1. Gęstość strumienia I_Q dowolnej wielkości Q w każdym punkcie pola przepływającej przez dany ośrodek jest wprost proporcjonalna do gradientu pola potencjału wielkości powodującej ten przepływ (grad Ω).
2. Gęstość strumienia I_Q dowolnej wielkości Q przepływającej pomiędzy dwoma punktami ośrodka jest wprost proporcjonalna do różnicy potencjałów w tych dwóch punktach pola wielkości powodującej ten przepływ a odwrotnie proporcjonalna do oporu r_Q , jaki stawia ośrodek przepływającemu strumieniowi.

$$I_Q = K_Q \cdot \text{grad } \Omega \quad \text{oraz} \quad I_Q = \frac{\Delta \Omega}{r_Q} \quad (1) \text{ i } (2)$$

gdzie: K_Q – współczynnik wymiany, który jest miarą zdolności ośrodka do przenoszenia danej wielkości fizycznej Q , r_Q – aerodynamiczny opór warstwy powietrza leżącej między powierzchnią czynną a poziomem pomiarowym.

W celu obliczenia wartości parowania, będącej efektem przepływu pary wodnej od podłoża do przypowierzchniowej warstwy powietrza w określonym przedziale czasowym powyższe zasady można uściślić i zapisać je w następującej postaci:

$$E = K_v \cdot \frac{\Delta \rho_v}{\Delta z} \quad \text{oraz} \quad E = \frac{\Delta \rho_v}{r_v} \quad (3) \text{ i } (4)$$

gdzie: E – wielkość parowania ($\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$),
 K_v – współczynnik wymiany dyfuzyjnej dla pary wodnej ($\text{m}^2\cdot\text{s}^{-1}$),
 $\frac{\Delta\rho_v}{\Delta z}$ – pionowy gradient gęstości pary wodnej ($\text{g}\cdot\text{m}^{-4}$ ($=\text{g}\cdot\text{m}^{-3}\cdot\text{m}^{-1}$)),
 r_v – współczynnik oporu aerodynamicznego ($\text{s}\cdot\text{m}^{-2}$).

W obliczeniach wykorzystujących metodę aerodynamiczną zakłada się następujące warunki [2]:

- stan równowagi obojętnej atmosfery,
- stabilność warunków meteorologicznych w trakcie wykonywania pomiarów,
- stałość przepływu wielkości wraz z wysokością czyli brak konwergencji i dywergencji strumieni,
- podobieństwo przepływu różnych wielkości (pędu, ciepła odczuwalnego i pary wodnej), z którego wynika podobieństwo współczynników charakteryzujących ten przepływ ($K_M = K_H = K_v$ oraz $r_M = r_H = r_v$).

W rzeczywistości, w przypowierzchniowej warstwie atmosfery spełnienie pierwszego warunku jest praktycznie niemożliwe. Parametrem, który pozwala na zastosowanie przedstawionej metody obliczeniowej dla warunków równowagi stałej i chwiejnej jest funkcja $(\Phi_M \Phi_x)^{-1}$ [dla wymiany ciepła i pary wodnej jest ona oznaczana odpowiednio: $(\Phi_M \Phi_H)^{-1}$ i $(\Phi_M \Phi_v)^{-1}$] określająca odchylenie krzywej charakteryzującej pionowy rozkład prędkości wiatru (pionowy profil wiatru) dla dowolnego stanu równowagi od regularnej krzywej logarymicznej, która jest charakterystyczna dla pionowego rozkładu prędkości wiatru przy równowadze obojętnej. Wartość funkcji $(\Phi_M \Phi_x)^{-1}$ oblicza się na podstawie liczby Richardsona Ri dla przygruntowej warstwy atmosfery [2], [6]:

$$Ri = \frac{g}{T_s} \cdot \frac{\frac{\Delta T}{\Delta z}}{\left(\frac{\Delta u}{\Delta z}\right)^2} \quad (5)$$

gdzie: g – przyspieszenie ziemskie,

T_s – średnia wartość temperatury powietrza w profilu (K),

$\frac{\Delta T}{\Delta z}$, $\frac{\Delta u}{\Delta z}$ – pionowy gradient temperatury powietrza i prędkości wiatru.

O znaku liczby Richardsona Ri decyduje pionowy gradient temperatury powietrza. Przyjęto, że jeżeli temperatura warstw leżących bliżej powierzchni jest wyższa od temperatury warstw leżących wyżej ($t_1 > t_2$) to różnica temperatur oraz gradient są ujemne. Taka sytuacja obrazuje stan równowagi chwiejnej lub lekko chwiejnej atmosfery i sprzyja konwekcyjnej wymianie materii i energii. Wartość funkcji $(\Phi_M \Phi_x)^{-1}$ oblicza się z zależności [1], [2]:

$$(\Phi_M \Phi_x)^{-1} = (1 - 16 \cdot Ri)^{\frac{3}{4}} \quad (6)$$

Dodatni (lub zerowy) gradient temperatury oznacza, że warstwy powietrza leżące bliżej podłoża są chłodniejsze od warstw leżących wyżej ($t_1 \leq t_2$). Taka sytuacja jest charakterystyczna dla izotermii lub inwersji termicznej a więc stanu równowagi stałej atmosfery tłumiącej konwekcję swobodną. Wartość funkcji $(\Phi_M \Phi_x)^{-1}$ oblicza się wówczas ze wzoru [1], [2]:

$$(\Phi_M \Phi_x)^{-1} = (1 - 5 \cdot Ri)^2 \quad (7)$$

Uwzględniając powyższe założenia, wielkość parowania wyrażona jako przepływ pary wodnej oblicza się następująco w sposób:

$$E = k^2 \cdot \frac{\Delta u \cdot \Delta \rho_v}{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right)^2} \cdot (\Phi_M \Phi_v)^{-1} \quad (8)$$

gdzie: E – wielkość parowania w ($\text{g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$), k – bezwymiarowa stała von Karmana ($= 0,4$).

Analogicznie jak w przypadku pionowego gradientu temperatury, znak ujemny różnicy gęstości pary wodnej ($\Delta \rho_v = \rho_{v2} - \rho_{v1} < 0$) oznacza, że wilgotność powietrza przy powierzchni jest większa niż w warstwie leżącej wyżej i w takim przypadku przepływ pary wodnej odbywa się od podłoża do atmosfery. Znak dodatni różnicy $\Delta \rho_v$ oznacza, że wilgotność warstw powietrza leżących bliżej podłoża jest mniejsza niż warstw leżących wyżej i w takim przypadku strumień pary wodnej skierowany jest do powierzchni. Reasumując, ujemny gradient gęstości pary wodnej determinujący ujemną wartość E oznacza parowanie wody a gradient dodatni i dodatnia wartość E oznacza kondensację pary wodnej. Taką też konwencję przyjęto w niniejszym opracowaniu.

MATERIAŁ I METODA

Wartości parowania oraz wartości elementów meteorologicznych pochodzą z kilku serii pomiarowych przeprowadzonych podczas wybranych dni: maja (11,16,17) oraz lipca (1,3,8-12,16,17,19) 2002 roku na stacji meteorologicznej Ursynów SGGW. Na podstawie gradientowych pomiarów psychrometrycznych wykonywanych w 30 minutowych odstępach czasu określone zostały wartości temperatury powietrza i gęstości pary wodnej na poziomie $z_1 = 5$ cm oraz $z_2 = 1$ m nad powierzchnią wody i nad powierzchnią trawnika.

Dodatkowo, korzystając z anemometru indukcyjnego umieszczonego na wysokości $z_2 = 1$ m, wyznaczona została średnia prędkość wiatru na tym poziomie (u_2). Założono, że prędkość wiatru na wysokości $z_1 = 5$ cm jest dużo mniejsza od prędkości wiatru na poziomie $z_2 = 1$ m. W związku z tym gradient prędkości wiatru jest zbliżony do wartości prędkości wiatru z poziomu z_2 .

$$u_2 \gg u_1 \Rightarrow \Delta u = u_2 - u_1 \approx u_2 \quad (9)$$

W każdym 30 minutowym przedziale czasowym na podstawie pomiarów z automatycznej stacji meteorologicznej pomierzono wartość parowania E_o z ewaporometru klasy „A” oraz obliczono średnią wartość strumienia przepływu pary wodnej E ($\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$) na podstawie pomiarów psychrometrycznych. Gradientowe pomiary psychrometryczne wykonywane były w większości przypadków równocześnie zarówno nad powierzchnią wody jak i nad powierzchnią trawnika.

Tabela 1. Harmonogram serii pomiarowych. Stacja: Ursynów SGGW okres: maj, lipiec 2002

Table 1. Time-table of measurement series. Station: Ursynów WAU period: may, july 2002

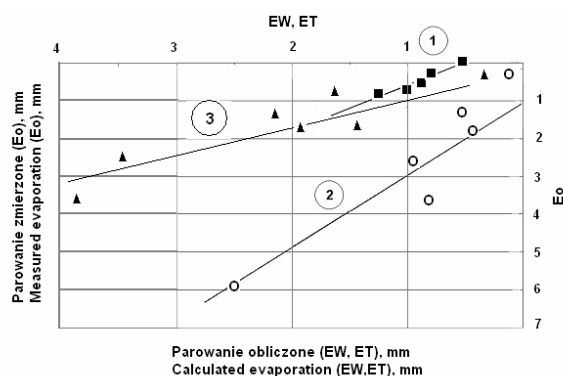
| Lp. | Data pomiaru Date of measurement | Czas pierwszego pomiaru Time of first measurement | Czas ostatniego pomiaru Time of last measurement | Liczba przedziałów 30 minutowych Number of 30 minutes intervals | Mierzone wielkości Measurement values |
|-----|-------------------------------------|--|---|--|--|
| 1 | 11.05 | 10:00 | 14:00 | 6 | EW, Eo |
| 2 | 16.05 | 12:00 | 14:00 | 4 | EW, Eo |
| 3 | 17.05 | 11:00 | 14:00 | 6 | EW, Eo |
| 4 | 1.07 | 10:00 | 14:00 | 8 | EW, ET, Eo |
| 5 | 3.07 | 10:00 | 19:00 | 18 | EW, Eo |
| 6 | 8.07 | 12:00 | 14:00 | 4 | EW, Eo |
| 7 | 9.07 | 09:03 | 14:00 | 9 | EW, ET, Eo |
| 8 | 10.07 | 10:00 | 14:00 | 8 | EW, ET, Eo |
| 9 | 11.07 | 06:30 | 19:00 | 25 | EW, ET, Eo |
| 10 | 12.07 | 06:00 | 19:00 | 26 | EW, ET, Eo |
| 11 | 16.07 | 10:00 | 14:00 | 8 | ET, Eo |
| 12 | 17.07 | 10:00 | 14:00 | 8 | EW, ET, Eo |
| 13 | 19.07 | 10:00 | 14:00 | 8 | EW, Eo |

Objaśnienia – Explanation: Eo – pomiar parowania z ewaporometru klasy „A”, measurement of class „A” pan evaporation, EW – pomiar przepływu pary wodnej nad powierzchnią wody, measurement of vapour flux over water surface, ET – pomiar przepływu pary wodnej nad powierzchnią trawnika, measurement of vapour flux over grass surface.

W pojedynczych dniach prowadzono pomiary tylko nad powierzchnią wody albo tylko nad powierzchnią trawnika. Pełny harmonogram serii pomiarowych przedstawiony został w tabeli 1. W celu porównania uzyskanych wyników wielkości strumienia pary wodnej E (wzór 8) zostały przeliczone na milimetry warstwy wody (uwzględniając powierzchnię ewaporometru i półgodzinny przedział czasowy) jako parowanie EW w przypadku wolnej powierzchni wody i jako ET w przypadku powierzchni standardowego trawnika.

WYNIKI I DYSKUSJA

Wstępna analiza wyników dotyczy sum parowania z kilkugodzinnych przedziałów czasowych dla poszczególnych serii pomiarowych. Na wykresie par wartości parowania z ewaporometru E_o i parowania obliczonego dla powierzchni wody EW (rys. 1) widać, że punkty są rozproszone i ustalenie związku między nimi jest trudne. Zauważa się jednak, że punkty te układają się w dwóch zbiorach (grupach). Zbiór 1 (na rysunku 1 oznaczony kwadratami) zawiera sumy parowania z 11, 16 i 17 maja oraz 1 lipca, natomiast do zbioru 2 (na rysunku 1 oznaczonego okręgami) należą sumy z siedmiu dni lipca: 3, 9, 10, 11, 12, 17 i 19. Dalsza analiza została przeprowadzona odrębnie dla obu grup punktów.



Rys. 1. Wykres punktowy par wartości parowania zmierzonego ewaporometrem klasy „A” (E_o) i parowania z wolnej powierzchni wody obliczonego metodą aerodynamiczną (EW) oraz parowania zmierzonego (E_o) i ewapotranspiracji ze standardowego trawnika obliczonej metodą aerodynamiczną (ET)

■ – Parowanie zmierzone i parowanie obliczone dla powierzchni wody – zbiór 1

○ – Parowanie zmierzone i parowanie obliczone dla powierzchni wody – zbiór 2

△ – Parowanie zmierzone i parowanie obliczone dla powierzchni trawnika – zbiór 3

Fig. 1. Scatter plot of evaporation values measured by the use of class „A” pan evaporimeter (E_o) vs evaporation calculated by aerodynamic approach method (EW) and measured evaporation (E_o) vs grass evapotranspiration calculated by aerodynamic approach (ET)

■ – Measured evaporation vs calculated evaporation for water surface – group 1

○ – Measured evaporation vs calculated evaporation for water surface – group 2

△ – Measured evaporation vs calculated evaporation for grass surface – group 3

W przypadku zbioru nr 1 analiza regresji wykazała, że związek między dziennymi sumami parowania jest bardzo silny; współczynnik korelacji wynosi 0,97 a uzyskana funkcja regresji, którą na rysunku 1 obrazuje prosta nr 1 ma postać:

$$E_o = 0,59 + 1,17 \cdot EW \quad (10)$$

Równanie jest istotne statystycznie na poziomie $\alpha = 1\%$. W dalszej kolejności zbadano, czy istnieje równie silny związek między wartościami parowania zmierzonego i obliczonego dla okresów 30 minutowych. Uzyskana funkcja regresji przyjmuje postać:

$$E_o' = 0 + 0,53 \cdot EW' \quad (11)$$

Jest ona istotna na poziomie $\alpha = 1\%$, ale ma znacznie niższą, choć także dosyć wysoką wartość współczynnika korelacji 0,69; jednak w tym wypadku równanie nie wyjaśnia ponad 50% przypadków (współczynnik determinacji wynosi 48%). Liczebność próby w tej analizie wynosi 24. Zwrócić należy jednak uwagę, że wartość wyrazu wolnego równania jest równa zero.

Podobną analizę przeprowadzono dla drugiego zbioru punktów. Tak jak w przypadku pierwszej grupy punktów, analiza regresji wykazała, że związek między obiema wielkościami jest silny; współczynnik korelacji wynosi 0,92 a uzyskana funkcja regresji, którą na rysunku 1 obrazuje prosta nr 2 przyjmuje postać:

$$E_o = -1,04 + 1,92 \cdot EW \quad (12)$$

Jest ona istotna statystycznie na poziomie $\alpha = 1\%$. Dla zbioru punktów nr 2, pomimo dość silnego związku dziennych sum parowania nie udało się znaleźć funkcji określającej związek między wartościami parowania zmierzonego i obliczonego dla okresów 30 minutowych. Liczebność próby w tym przypadku wynosi 102.

W przypadku zależności parowania zmierzonego i ewapotranspiracji ze standardowego trawnika (na rysunku punkty oznaczono trójkątami) analiza regresji wykazała, że związek między tymi dziennymi sumami parowania także jest bardzo silny; współczynnik korelacji wynosi 0,92 a uzyskana funkcja regresji, którą na rysunku 1 obrazuje prosta nr 3 ma postać:

$$E_o = 0,23 + 0,91 \cdot ET \quad (13)$$

Równanie jest istotne statystycznie na poziomie $\alpha = 1\%$. Podobnie jak w przypadku zbioru 2 nie udało się znaleźć funkcji określającej związek między wartościami parowania zmierzonego i ewapotranspiracji obliczonej dla okresów 30 minutowych. Liczebność próby w tej analizie wynosi 92.

WNIOSKI

Na podstawie analizy przebiegu parowania obliczonego metodą aerodynamiczną i parowania zmierzonego za pomocą ewaporometru klasy „A” w wybranych dniach maja i lipca 2002 roku w Ursynowie można sformułować następujące spostrzeżenia i wnioski podsumowujące:

1. Znalezienie związków między obliczoną wielkością parowania z wolnej powierzchni wody i parowaniem zmierzonym wymagało pogrupowania dni na dwa odrębne zbiory. Czynnikiem wyróżniającym oba zbiory jest to, że w przypadku pierwszej grupy dzienne sumy parowania obliczonego przewyższają sumy parowania zmierzonego. W przypadku grupy drugiej jest odwrotnie. Zestawiając to spostrzeżenie z faktem, że do pierwszego zbioru należą dni z maja i pierwszej dekady lipca a do zbioru drugiego tylko dni z lipca można przypuszczać, że takim czynnikiem różnicującym mogą być warunki termiczne lub solarne (tj promieniowanie słoneczne bezpośrednie). Większe promieniowanie słoneczne, wyższa temperatura powietrza i temperatura powierzchni gruntu mogą być przyczyną ogrzewania przyrządu powodując wzrost parowania zmierzonego. Sprawdzenie tej tezy wymagałoby jednak przeprowadzenia odrębnej analizy.

2. Istnieje silny związek między sumami dziennymi parowania zmierzonego zarówno obliczonego zarówno w odniesieniu do parowania z powierzchni wody jak i ewapotranspiracji. W przypadku okresów krótszych, 30 minutowych związek taki występuje jedynie w przypadku parowania z powierzchni wody dla dni z grupy pierwszej (maj, pierwsza dekada lipca).

3. Porównanie wielkości dziennych sum parowania i ewapotranspiracji uzyskanych za pomocą dwóch różnych, niezależnych metod – bezpośrednią (ewaporometryczną) i pośrednią (aerodynamiczną) jest jedną z form weryfikacji tych metod. Zadawalające wyniki, zwłaszcza w odniesieniu do dłuższych okresów (kilkugodzinnych) świadczą o przydatności obu metod w określaniu wielkości parowania i ewapotranspiracji. Należy jednak wspomnieć, że pomiary prowadzone były w wybranych dniach, bezopadowych, z ustabilizowanymi warunkami pogodowymi.

PIŚMIENNICTWO

1. **Kędziora A.:** Podstawy Agrometeorologii. PWN, Warszawa, 1995.
2. **Oke T.R.:** Boundary Layer Climates. Routledge, London & New York, 1987.
3. **Paszyński J., Miara K., Skoczek J.:** Wymiana energii między atmosferą a podłożem jako podstawa kartowania topoklimatycznego. Dokumentacja geograficzna nr 14 Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania Polskiej Akademii Nauk. Materiały PAN, Warszawa, 1999.
4. **Rozbicka K., Rozbicki T.:** Analiza przebiegu parowania obliczonego metodą aerodynamiczną i parowania z ewaporometru pan klasy „A” w wybranych dniach w Ursynowie. Przegl. Naukowy Inżynieria i Kształtowanie Środowiska, Z. 2(25), Wyd. SGGW, Warszawa, 2002.

5. **Ruimy A., Jarvis P.G., Baldocchi D.D., Saugier B.:** CO₂ Fluxes over Plant Canopies and Solar Radiation: A Review. Advances in Ecological Research N^o 26. Academic Press Ltd, New York, 1995.
6. **Stull R.B.:** Meteorology Today for Scientists and Engineers. A Technical Companion Book. West Publishing Co, Minneapolis/St. Paul, 1995.

ANALYSIS OF EVAPORATION AND EVAPOTRANSPIRATION
CALCULATED BY THE USE OF AERODYNAMIC APPROACH
METHOD AND CLASS „A” PAN EVAPORATION
ON SELECTED DAYS IN URSYNÓW

Tomasz Rozbicki, Katarzyna Rozbicka

Division of Meteorology and Climatology
Department of Hydraulics Engineering and Environmental Recultivation WAU
ul. Nowoursynowska 159, 02-776 Warszawa
e-mail: rozbicki@alpha.sggw.waw.pl

Abstract. The paper aims at comparing evaporation calculated on the basis of water vapor flux over water surface, grass surface and class “A” pan evaporation. Evaporation values and meteorological elements were measured during several series carried out in selected days on May and July 2002 in the station Ursynów WAU (Warsaw Agricultural University). Air temperature and vapor density were measured on two levels $z_1 = 5$ cm and $z_2 = 1$ m above water surface and grass in 30 minute time intervals. Mean wind velocity (u_2) on the level $z_2 = 1$ m was stated by the use of anemometer. Class “A” pan evaporation (E_o) was stated on the basis of automatic station data and mean values of water vapor flux over the water surface (EW) and the grass (ET) were calculated on the basis of psychrometric method for each 30 minute time interval.

Keywords: aerodynamic approach method, evaporation, evapotranspiration, class “A” pan evaporimeter