



Mariusz SIEDLECKI, Włodzimierz PAWLAK,
Krzysztof FORTUNIAK, Mariusz ZIELIŃSKI
Katedra Meteorologii i Klimatologii, Uniwersytet Łódzki

WSTĘPNE WYNIKI OCENY ZMIENNOŚCI PAROWANIA TERENOWEGO NAD POŁEM UPRAWNYM Z WYKORZYSTANIEM METODY KOWARIANCYJNEJ, METODY PENMANA-MONTEITHA I POMIARÓW EWAPOROMETRYCZNYCH

PRELIMINARY RESULTS OF ASSESSMENT OF THE SEASONAL VARIABILITY OF AREAL EVAPOTRANSPIRATION OVER CULTIVATED FIELD USING THE EDDY COVARIANCE METHOD, PENMAN – MONTEITH METHOD AND PAN EVAPORATION TECHNIQUE

Parowanie terenowe, obok opadów atmosferycznych, jest jednym z głównych elementów bilansu wodnego, a szczegółowe poznanie tego procesu w obszarach rolniczych ma istotne znaczenie z punktu widzenia ekonomii i technologii upraw.

Z uwagi na fakt, że parowanie terenowe jest dość skomplikowanym procesem, na który ma wpływ wiele czynników, jego dokładne pomiary są bardzo trudne. W badaniach nad oszacowaniem strat wody w wyniku parowania stosuje się wiele metod oceny tego procesu, opartych na różnych założeniach. Do pierwszej grupy można zaliczyć metody bezpośrednie, wykorzystujące przyrządy pomiarowe w postaci ewaporometrów i lizymetrów. Kolejna grupa metod pozwala na oszacowanie parowania terenowego za pomocą zależności ewapotranspiracji od podstawowych parametrów meteorologicznych. Do tej grupy zalicza się metody oparte na bilansie wodnym, bilansie cieplnym, metody dyfuzji turbulencyjnej

(metoda Konstantinowa, metoda gradientowa), metody kombinowane (np. metoda Penmana).

W ostatnim dwudziestolecu coraz szerzej jest stosowana metoda kowariancji wirów, pozwalająca na bezpośredni pomiar pionowego turbulencyjnego strumienia pary wodnej netto, a więc parowania terenowego. Wyniki takich pomiarów prezentują zwykle podstawowe statystyki na temat strumienia ciepła utajonego w różnych typach środowiska (na podstawie kilkudniowych lub kilkumiesięcznych serii pomiarowych, np. Soegaard, 1999; Jacobs i in., 2003), a także charakterystykę parowania terenowego na tle wybranych czynników bezpośrednio wpływających na jego tempo (zwykle na podstawie dłuższych serii pomiarowych, np. Kelliher i in., 1993; Wilson, 2002; Burba, Verema, 2005; Suyker, Verema, 2008). Coraz szerzej jest również poruszane zagadnienie porównania wyników pomiarów kowariancyjnych z innymi metodami od lat wykorzystywanymi w oszacowaniu ewapotranspiracji w celu ulepszenia wyników modelowania tego procesu (np. Jacobs i in., 2002; Vourlitis i in., 2002; Yan, Shugart, 2010).

Podstawowym celem pracy jest zaprezentowanie wstępnych wyników oceny parowania terenowego na podstawie pomiarów prowadzonych nad polem uprawnym w Polsce Środkowej z wykorzystaniem metody kowariancyjnej, a także porównanie tych wyników z oszacowaniem ewapotranspiracji za pomocą metody Penmana-Monteitha i pomiarów ewaporometrem.

Większość badań z zakresu parowania terenowego skupia się na określeniu tego parametru w odniesieniu do określonych rodzajów upraw (np. Szkutnicki, Jaworski, 1999; Suyker, Verema, 2008; Żyromski i in., 2012), co jest bardzo ważne z punktu widzenia efektywności i ekonomiki określonych upraw. Jednak z uwagi na fakt, że na znacznym obszarze Polski Środkowej, Wschodniej i Południowej układ pól cechuje się znacznym rozdrobnieniem z dużą różnorodnością upraw, oszacowanie ewapotranspiracji w takim krajobrazie wymaga pomiarów uwzględniających specyfikę użytkowania terenu. Dlatego też w celu realizacji wymienionych celów badawczych pomiary przeprowadzono w miejscu zbiegania się (z różnych kierunków) długich i wąskich pól z różnymi uprawami. Stosując metodę kowariancji, przyjmuje się, że obszar źródłowy mierzonych strumieni turbulencyjnych (w zależności od warunków stratyfikacji) przyjmuje odległość kilkuset metrów (wokół punktu pomiarowego), dlatego też w opinii autorów opisane warunki pomiarów pozwalają na realizację postawionych celów.

Metoda Penmana-Monteitha, powszechnie stosowana w ocenie ewapotranspiracji, wymaga szeregu parametrów meteorologicznych mających istotny wpływ na otrzymywane rezultaty oraz wyniki bilansu wodnego upraw. Porównanie wyników uzyskanych z modelu Penmana-Monteitha z wynikami pomiarów kowariancyjnych dostarcza nowych informacji na temat dokładności tej metody, szczególnie z punktu widzenia możliwości jej zastosowania (coraz powszechniej) w obliczeniach przebiegów dobowych parowania terenowego (np. Allen i in., 2003)

oraz modelowania tego procesu z wykorzystaniem numerycznych modeli pogody (Best, 1998). Ponadto informacje dotyczące porównania dostarczają informacji na temat możliwości zastosowania metody Penmana-Monteitha do uzupełniania luk pomiarowych w pomiarach kowariancyjnych (Foken, 2008).

Dane i metody

Pomiary przeprowadzono w miejscowości Annosław (woj. łódzkie), położonej w środkowej Polsce, ok. 65 km na wschód od Łodzi (51°45'1.04"N; 20°25'3.22"E; 165 m n.p.m.). Lokalizacja punktu pomiarowego reprezentuje warunki typowe dla środkowej i wschodniej Polski krajobrazu rolniczego z mozaiką długich (100-200 m) i wąskich pól (10-20 m). W najbliższym sąsiedztwie (w promieniu do 500 m od punktu pomiarowego) dominowały gleby bielcowe, na których w roku 2013 występowały uprawy: ziemniaków, mieszanki zbożowej, malin, truskawek, porzeczek i jabłoni.

Zestaw przyrządów pomiarowych wykorzystywany w metodzie kowariancyjnej obejmuje: anemometr soniczny (RMYoung 81000, USA), umożliwiający pomiar 3 składowych prędkości wiatru, i analizator gazowy (LI7500, LI-COR, Inc., Lincoln, USA), pozwalający na określenie fluktuacji zawartości pary wodnej. Dane te były rejestrowane z częstością 10 Hz. Składniki bilansu radiacyjnego mierzone z wykorzystaniem bilansomierza CNR1 (Kipp&Zonen, Holandia), a przebieg temperatury i wilgotności powietrza na wysokości 2 m i 0,2 m za pomocą czujników HMP 35 (Vaisala, Finlandia). Dodatkowo stanowisko wyposażono w przyrządy pomiarowe określające strumień ciepła w gruncie (HFP01SC, Campbell Scientific, Inc. USA), temperaturę gruntu (T107, Campbell Scientific, Inc. USA), wilgotność gruntu (CS616, Campbell Scientific, Inc. USA) i opady atmosferyczne.

Wyniki pomiarów z zastosowaniem opisanych przyrządów pomiarowych posłużyły do wyznaczenia strumienia pary wodnej z zastosowaniem metody kowariancyjnej. W metodzie tej pionowy strumień turbulencyjny pary wodnej E obliczony jest następująco:

$$E = \overline{\rho \cdot w' \cdot q'} \quad (1)$$

gdzie: ρ – gęstość powietrza, w' – fluktuacje pionowej prędkości wiatru, q' – fluktuacje gęstości właściwej, przy czym jako dodatni przyjęto strumień od powierzchni Ziemi do atmosfery. W obliczeniach przyjęto tradycyjne uśrednianie Reynoldsa w przedziałach półgodzinnych, a ponadto zastosowano standardowe kroki weryfikacji danych, takie jak: eliminacja sztucznych impulsów elektrycznych, obroty układów współrzędnych, korekcje ze względu na temperaturę i wilgotność powietrza, poprawkę WPL (Webb i in., 1980) oraz poprawki na straty spektralne (Fortuniak, 2010). Kolejnym krokiem zastosowanym w procesie przygotowania

danych była weryfikacja postulatu o stacjonarności czasowej szeregu w przedziale uśredniania (Foken, 2008; Fortuniak, 2010). Zagadnienie to zostało rozwiązane z wykorzystaniem trzech testów: Fokena (Foken, 2008), Mahrta (Mahrt, 1998) i testu Dutaura z modyfikacjami Affre (Dutaur i in., 1999; Affre i in., 2000), a za kryterium stacjonarności przyjęto wartości progowe, gdy statystyki testu nie przekraczały wartości 0,3 (test Fokena), 2 (test Mahrta) i 0,2 (test Dutaura i Affre). Gdy chociaż jeden z testów spełniał kryterium stacjonarności, przyjęto, że dane spełniają postulat niestacjonarności szeregu. Ponadto dokonano weryfikacji danych pod kątem opadów atmosferycznych i warunków wystąpienia oszronienia przyrządów, a dane z takich sytuacji również zostały pominięte w dalszej analizie. Tak przyjęte kryteria weryfikacji jakości danych pomiarowych oraz błędy wynikające z zakłóceń przyrządów pomiarowych powodują luki w serii pomiarowej. Uwzględniając wymienione kryteria i eliminując pomiary w warunkach deszczu lub szronu, uzyskano odsetek dobrych danych ok. 85%.

Zastosowane kryteria oceny jakości danych powodują, że otrzymane wyniki pomiarowe cechują się lukami, które w wyznaczaniu sum dobowych, miesięcznych lub rocznych mogą powodować zaniżanie rzeczywistej ewapotranspiracji. Dlatego też w kolejnym kroku zastosowano procedurę uzupełniania luk w serii pomiarowej strumienia pary wodnej. W tym celu zastosowano metodę polegającą na wyznaczeniu średniego dobowego przebiegu wartości Q_e wyznaczonego w okresie 14 dni (Foken, 2008). Procedurę tę zastosowano do uzupełniania kilkugodzinnych luk w pomiarach, natomiast w przypadku brak pomiarów w dłuższych okresach (np. w terminie od 6 VI do 4 VII 2013 r. przerwa spowodowana problemami z zasilaniem elektrycznym) nie zastosowano opisywanego schematu uzupełniania danych.

Wyniki pomiarów parowania terenowego z wykorzystaniem metody kowariancyjnej porównano z wynikami uzyskanymi na podstawie szeroko stosowanej metody Penmana-Montietha (Monteith i in., 1965). W metodzie tej pionowy turbulencyjny strumień pary wodnej wyznaczono następująco:

$$Q_e = \frac{\Delta \cdot (Q^* - Q_g) + \rho \cdot c_p \cdot \frac{[e_s - e_a]}{r_a}}{\Delta + \gamma \cdot \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)} \quad (2)$$

gdzie: Q_e – pionowy strumień ciepła utajonego (W m^{-2}), Q^* – bilans radiacyjny (W m^{-2}), Q_g – strumień ciepła w gruncie (W m^{-2}), γ – stała psychrometryczna ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$), ρ – gęstość powietrza (kg m^{-3}), c_p – ciepło właściwe ($\text{J kg}^{-1} ^\circ\text{C}^{-1}$), Δ – nachylenie krzywej saturacji (kPa K^{-1}), e_s – ciśnienie pary wodnej w stanie nasycenia (kPa), e_a – aktualne ciśnienie pary wodnej (kPa), r_a – opór aerodynamiczny, r_s – opór powierzchniowy.

Następnie pionowy strumień pary wodnej (E) została wyznaczony jako

$$E = \frac{Q_e}{\lambda} \quad (3)$$

gdzie: λ – ciepło parowania ($J \cdot g^{-1}$) zostało wyznaczone jako funkcja temperatury powietrza (t):

$$\lambda = 2499,607 - 2,38576 \cdot t + 5,168067 \cdot 10^{-3} \cdot t^2$$

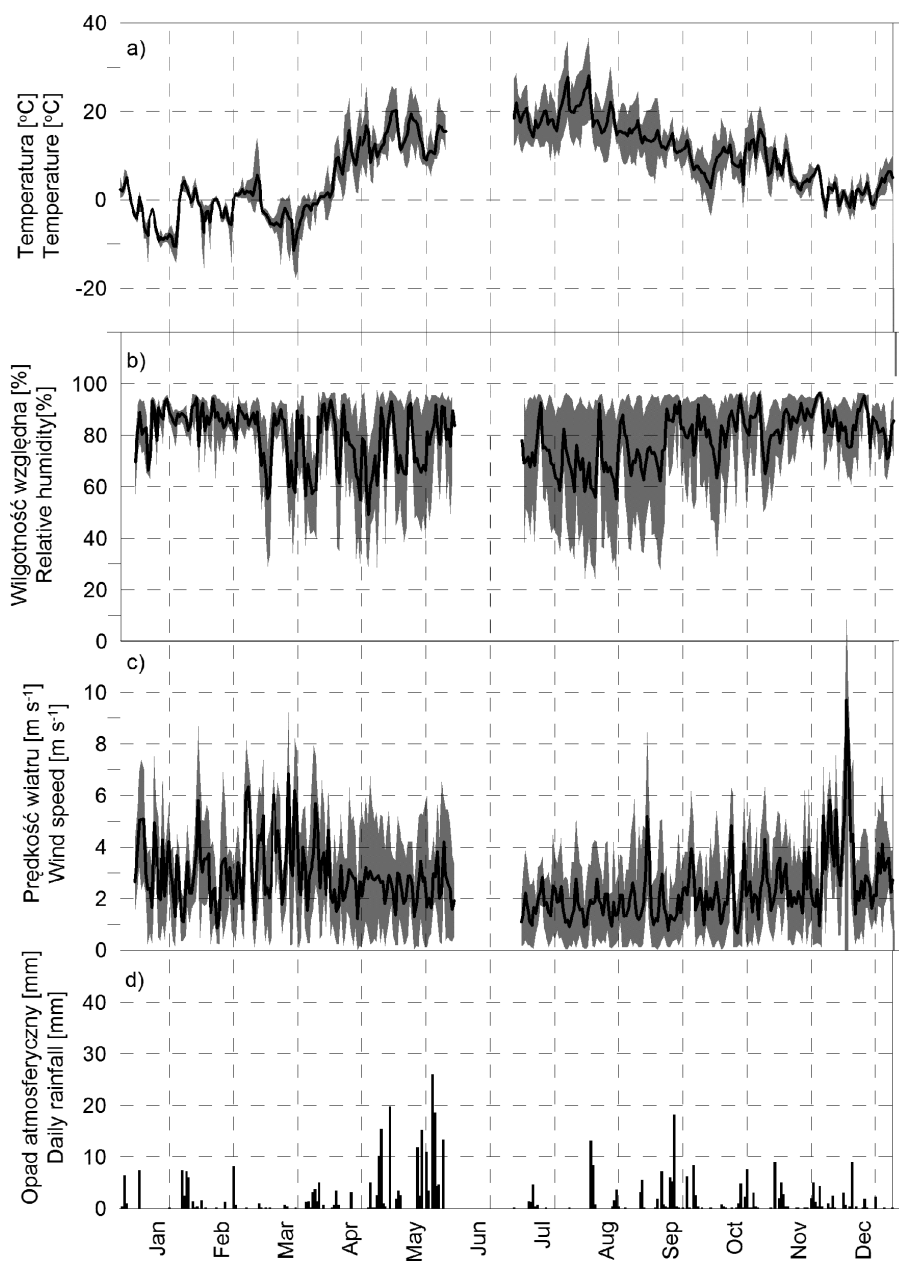
Opór aerodynamiczny został oszacowany za pomocą równania opartego na pionowym profilu prędkości wiatru, przy czym parametry równania obliczono oddzielnie dla typów stałej i chwiejnej atmosfery (więcej szczegółów np. w Fortuniak, 2010). Natomiast do określenia oporu powierzchniowego wykorzystano szereg równań uwzględniających takie parametry, jak natężenie promieniowania słonecznego, deficyt wilgotności, temperaturę powietrza i wilgotność gruntu (Best, 1998).

Od połowy maja 2013 uruchomiono pomiary parowania z wolnej powierzchni wody mierzone ewaporometrem EWP-101-R (Aster, Polska). Ewaporometr umieszczono na wysokości 50 cm na gruncie, w klatce z daszkiem żaluzjowym, chroniącej przed opadami atmosferycznymi i zwierzętami, ale zapewniającej swobodny przepływ powietrza. Zaprogramowano pomiar ewaporacji w przedziałach godzinnych, które następnie posłużyły do wyznaczenia sum dobowych.

Warunki pogodowe

Warunki termiczne

W okresie badań warunki pogodowe należały do raczej typowych. Zima należała do chłodnych, a średnie miesięczne były (ok. $-1,5$ – $-1^\circ C$) niższe od średnich wieloletnich (IMGW-PIB), z charakterystycznymi kilkudniowymi okresami ze średnią temperaturą dobową poniżej $-10^\circ C$, zaobserwowanymi na stanowisku pomiarowym (rys. 1a). Wiosna roku 2013 była stosunkowo chłodna, anomalie sezonowe wyniosły ok. $-1^\circ C$ (na podstawie IMGW-PIB). Szczególnie marzec i pierwsza połowa kwietnia roku 2013 zaznaczyły się średnią temperaturą dobową na poziomie $0^\circ C$ (rys. 3a). Okres letni był stosunkowo ciepły (anomalie temperatury w Polsce Środkowej ok. $1,5^\circ C$). Na posterunku pomiarowym stwierdzono w lipcu i sierpniu kilka kilkudniowych okresów z maksymalną temperaturą powyżej $30^\circ C$. Okres jesienny był ciepły – anomalie miesięczne temperatury osiągały $0,5$ – $1^\circ C$ (IMGW-PIB). Co prawda na posterunku pomiarowym pierwsze przymrozki zanotowano już w październiku (rys. 1a), ale pogody mroźne wystąpiły dopiero w grudniu.



Rys. 1. Przebieg wybranych warunków pogodowych na posterunku pomiarowym w roku 2013: linia ciągła – średnie dobowe, szary obszar – maksymalne i minimalne wartości dobowe

Fig. 1. The course of selected weather conditions on measurement point in 2013: solid line – mean daily data, shaded area – minimum-maximum daily range

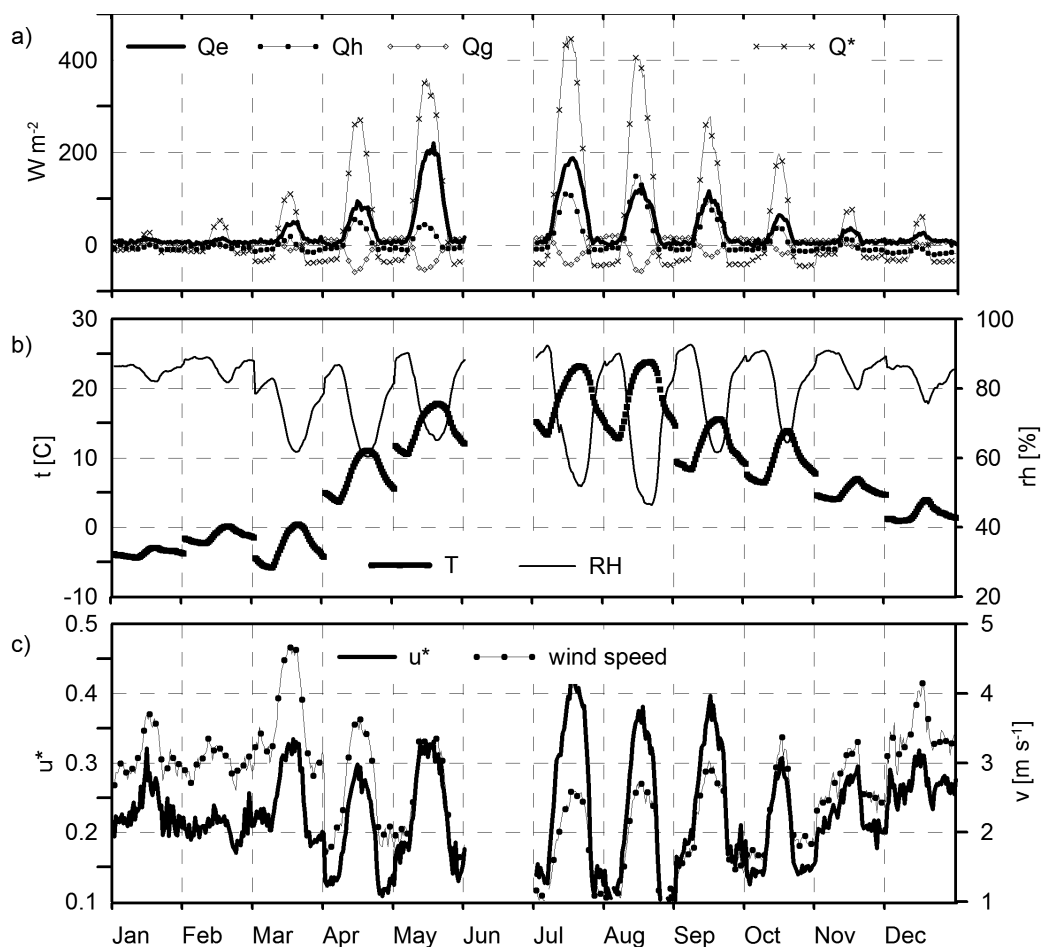
Opady

Pod względem opadowym rok 2013 został określony jako wilgotny (IMGW-PIB). Z punktu oceny parowania terenowego na uwagę zasługuje okres wiosenny, który był bardzo wilgotny. Maj i czerwiec tego roku w środkowej Polsce cechował się dużymi opadami (odpowiednio 200 i 170% normy; IMGW-PIB). Potwierdzeniem tego jest również przebieg sum dobowych opadów atmosferycznych na badanym stanowisku; w maju i na przełomie maja i czerwca widać kilkudniowe okresy ciągłych i dość wydajnych opadów (rys. 1d), co doprowadziło do dość silnego nawilgotnienia terenu badań. Praktycznie przez cały czerwiec w najbliższym otoczeniu punktu pomiarowego we wszystkich zagłębieniach (np. międzyrzędach upraw polowych i rowach melioracyjnych) utrzymywała się woda powierzchniowa.

Wyniki

W pierwszej kolejności poddano analizie średnie przebiegi dobowe parowania terenowego w poszczególnych miesiącach (rys. 3) na tle średnich dobowych przebiegów wybranych elementów meteorologicznych (rys. 2). Zaprezentowano sumy godzinne parowania terenowego, wraz z przebiegiem wartości maksymalnych i minimalnych (wartości maksymalne i minimalne z każdej godziny) oraz przebiegiem dobowym średniego zróżnicowania sum godzinnych parowania (wyznaczonego jako średnia suma godzinna $\pm$ odchylenie standardowe). W okresie od marca do października przebieg dobowy strumienia pary wodnej charakteryzuje się wyraźnym cyklem dobowym, z wartościami maksymalnymi w godzinach południowych i minimum w godzinach nocnych i porannych (rys. 3). Od marca do lipca zaznacza się wyraźny wzrost natężenia promieniowania słonecznego, prowadzący do systematycznego wzrostu wartości bilansu radiacyjnego (rys. 2a), jak i pozostałych elementów bilansu cieplnego. W okresie tym charakterystyczny jest wyraźny wzrost wartości strumienia ciepła utajonego (Q_e) – średnie maksymalne wartości dobowe zmieniają się od 77 do 200 Wm^{-2} (rys. 2b). Od marca do maja również rosną wartości ciepła w gruncie. W godzinach południowych średnie wartości Q_g zmieniają się od -57 do -85 Wm^{-2} (wartości ujemne oznaczają przepływ ciepła w głąb gruntu). Stosunkowo niewielki jest natomiast wzrost strumienia ciepła jawnego. Od marca do czerwca średnie wartości Q_h w godzinach południowych zmieniają się w zakresie od 30 do 60 Wm^{-2} , co oznacza, że wzrost dostaw energii słonecznej w pierwszej kolejności był zużywany na parowanie i ogrzanie gruntu.

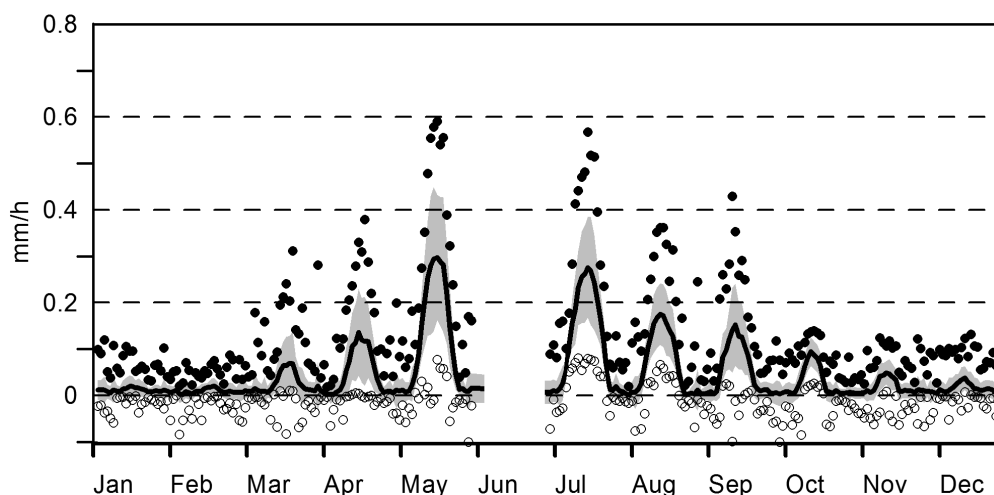
W lipcu wystąpiły najwyższe wartości natężenia promieniowania słonecznego, a wartości bilansu radiacyjnego w godzinach południowych przekraczały 400 Wm^{-2} . Jednakże duże wartości promieniowania słonecznego w lipcu nie przekładają się na najwyższą ewapotranspirację. Wartości strumienia ciepła utajonego w godzinach



Rys. 2. Średni przebieg dobowy wybranych parametrów w poszczególnych miesiącach; a) Q^* - bilans radiacyjny, Q_e - strumień ciepła utajonego, Q_h - strumień ciepła jawnego, Q_g - strumień ciepła w gruncie; b) T - temperatura powietrza, rh - wilgotność względna; c) u^* - prędkość tarcia, v - prędkość wiatru

Fig. 2. Mean daily course of selected meteorological parameters; a) Q^* - radiation balance, Q_e - latent energy fluxes, Q_h - sensible heat fluxes, Q_g - ground heat fluxes; b) T - temperature of air, rh - relative humidity, c) u^* - friction velocity, v - wind speed

południowych osiągają $150-160 W m^{-2}$, wzrastają natomiast wartości strumienia ciepła jawnego. W lipcu i sierpniu średnie wartości Q_h w godzinach południowych zawierają się w zakresie $100-150 W m^{-2}$, praktycznie zrównują się z wartościami Q_e . Wskazuje to na osłabienie ewapotranspiracji, spowodowane mniejszymi opadami atmosferycznymi (sierpień, wrzesień), jak i zmianą fazy dojrzewania roślin (dojrzewanie zbóż, żniwa). Rola roślinności staje się kluczowa w rozpatrywaniu



Rys. 3. Podstawowe statystyki przebiegu dobowego parowania terenowego nad polem uprawnym na podstawie pomiarów z wykorzystaniem metody kowariancji wirów: linia ciągła – średnie sumy godzinne, obszar szary – średnia $\pm$ odchylenie standardowe sum godzinnych, kropki pełne i puste – zanotowane wartości maksymalne i minimalne

Fig. 3. The selected characteristics of daily course of evapotranspiration based on eddy covariance method: solid line – mean hourly sum of evapotranspiration, shaded area – mean $\pm$ standard deviation of hourly sum of evapotranspiration, dots – observed maximum and minimum values of evapotranspiration

tempa parowania terenowego i jego zróżnicowania w poszczególnych etapach okresu wegetacyjnego w warunkach pola uprawnego. Rozwój roślinności decyduje o transpiracji, który jest głównym elementem parowania terenowego, a rozwinięty system korzeniowy umożliwia wyparowanie wody z głębszych warstw gruntu. Również wysokość roślin wpływa na turbulencję, a tym samym i wielkość strumienia pionowego pary wodnej.

Okres zimy (od listopada do lutego) cechuje się bardzo małymi wartościami strumienia ciepła jawnego, ciepła utajonego i ciepła w gruncie, przy jednoczesnym braku wyraźnego cyklu dobowego w przebiegu tych wartości.

Strumień turbulencyjny ciepła utajonego pozwala (po przeliczeniu) na zaprezentowanie wybranych charakterystyk parowania terenowego nad polem uprawnym (rys. 3). W miesiącach zimowych sumy godzinne parowania terenowego są niewielkie, a najwyższe średnie sumy godzinne nieznacznie przekraczają 0,02 mm/h, a maksymalne wartości oscylują wokół 0,1 mm/h. Od marca do maja (w ślad za wartościami strumienia ciepła utajonego) wzrasta parowanie terenowe, szczególnie w godzinach południowych, kiedy to średnie sumy godzinne wzrastają od 0,1 do 0,29 mm/h (rys. 3). W okresie letnim zaznacza się również wzrost zmienności ewapotranspiracji. Wartości odchylenia standardowego w maju

i lipcu w godzinach południowych zawierają się w zakresie 0,12-0,17 mm/h. Maksymalne (zmierzone) wartości parowania terenowego zmieniają się od ok. 0,2-0,38 mm/h w marcu do ok. 0,4-0,6 mm/h w maju i lipcu. Należy przy tym zaznaczyć, że wskutek niedoskonałości przyrządów pomiarowych (krople deszczu na analizatorze gazowym) wyniki pomiarów uniemożliwiają zaobserwowanie prawdopodobnie najwyższych wartości parowania w czasie ciepłych dni po krótkich opadach atmosferycznych.

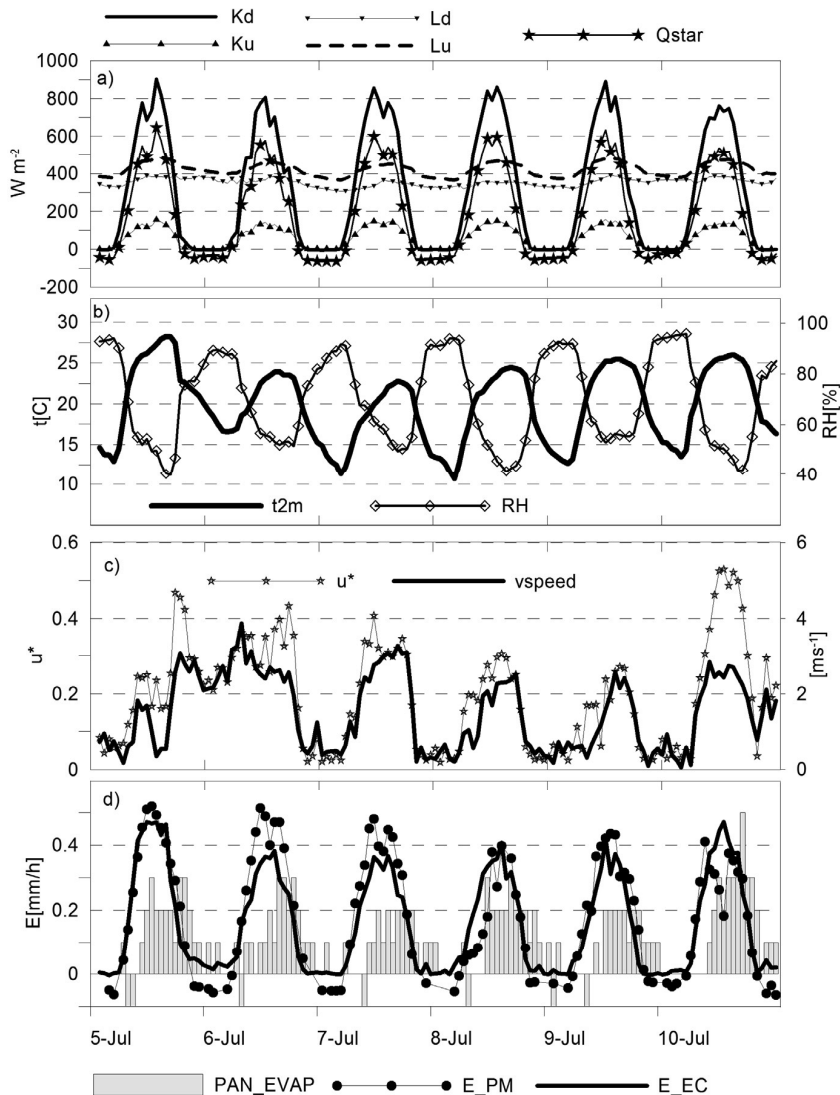
Metoda kowariancji umożliwia również wskazanie poziomu kondensacji. Wartości ujemne oznaczają strumień pary wodnej skierowany do powierzchni. W okresie letnim w godzinach porannych najwyższe wartości kondensacji przekraczają 0,1 mm/h, natomiast w godzinach południowych w lipcu i sierpniu nie zaobserwowano zjawiska kondensacji, a najniższe wartości parowania terenowego wyniosły ok. 0,1 mm/h.

W drugiej połowie lata (sierpień) i jesienią parowanie terenowe słabnie. Średnie sumy godzinne w południe maleją od 0,18 mm/h w sierpniu do 0,08 mm/h w październiku. Wysoka temperatura i stosunkowo wysokie wartości bilansu radiacyjnego w sierpniu i wrześniu skutkują dość wysokimi wartościami maksymalnej ewapotranspiracji (0,2 do 0,4 mm/h). Od października w przebiegu wartości maksymalnych parowania zaznacza się gwałtowny spadek do ok. 0,1 mm/h.

W kolejnym kroku badawczym podjęto próbę porównania wyników pomiarów parowania terenowego metodą kowariancyjną z wynikami uzyskanymi z zastosowania metody Penmana-Monteitha oraz wynikami pomiarów ewaporacji otrzymanych z zastosowania ewaporometru EWP – 101.

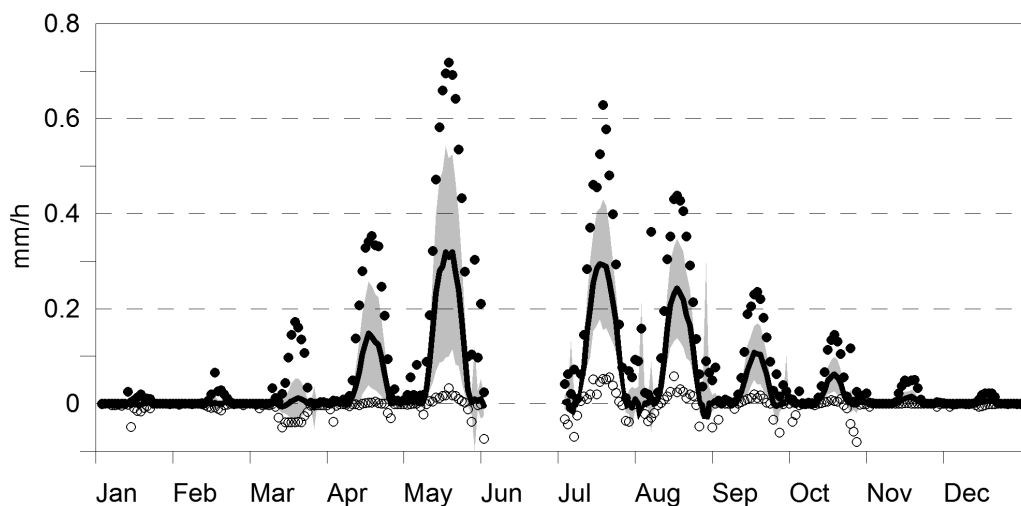
W przebiegu wartości godzinnych w kilkudniowym okresie słonecznej, ciepłej i bezopadowej pogody (5-10 VII 2013) można zauważyć bardzo dużą zgodność wyników otrzymanych metodą Penmana-Monteitha z pomiarami turbulencyjnymi (rys. 4), szczególnie w godzinach dziennych. Większe różnice charakterystyczne są dla godzinach nocnych, kiedy to wyniki otrzymane metodą Penmana-Monteitha wskazują kondensację na poziomie ok. 0,1 mm/h, natomiast wyniki pomiarów kowariancyjnych oscylują ok. 0 mm/h. Ta obserwowana rozbieżność (nie tylko na prezentowanym wykresie, ale i w całym analizowanym okresie) jest powodowana prawdopodobnie przez dwa czynniki: metodykę obliczenia oporu powierzchniowego i aerodynamicznego stosowaną w metodzie Penmana-Monteitha oraz pewne mankamenty pomiaru strumieni turbulencyjnych pary wodnej w godzinach nocnych. W nocy, w warunkach słabej turbulencji lub jej braku (małe wartości prędkości tarciowej, rys. 4d), dokładne określenie strumienia pary wodnej z zastosowaniem metody kowariancyjnej staje się znacznie utrudnione, a otrzymywane wyniki mogą być obciążone błędem.

W kolejnym kroku porównania metody kowariancyjnej z metodą Penmana-Monteitha opracowano (podobnie jak w przypadku pomiarów kowariancyjnych) podstawowe statystyki w postaci średnich przebiegów dobowych, zmienności



Rys. 4. Przebieg dobowy ewapotranspiracji (E_{EC} – metoda kowariancyjna, E_{PM} – metoda Penmana - Monteitha) oraz ewaporacji (ewaporometr EWP – PAN_EVAP) na tle dobowego przebiegu składników bilansu radiacyjnego (K_d – promieniowanie krótkofalowe padające, K_u – promieniowanie krótkofalowe odbite, L_d – promieniowanie zwrotne atmosfery, L_u – promieniowanie Ziemi), temperatury powietrza (t_{2m}) wilgotności względnej (RH), prędkości wiatru ($vspeed$) i prędkości tarcowej (u^*) w dniach 5-10 VII 2013

Fig.4. The daily course of evapotranspiration (E_{EC} – eddy covariance method, E_{PM} – Penman – Monteith method) and evaporation (pan evaporation measurement – PAN_EVAP) compared with daily course of radiation balance components, air temperature and relative humidity during the period 5-10 July 2013

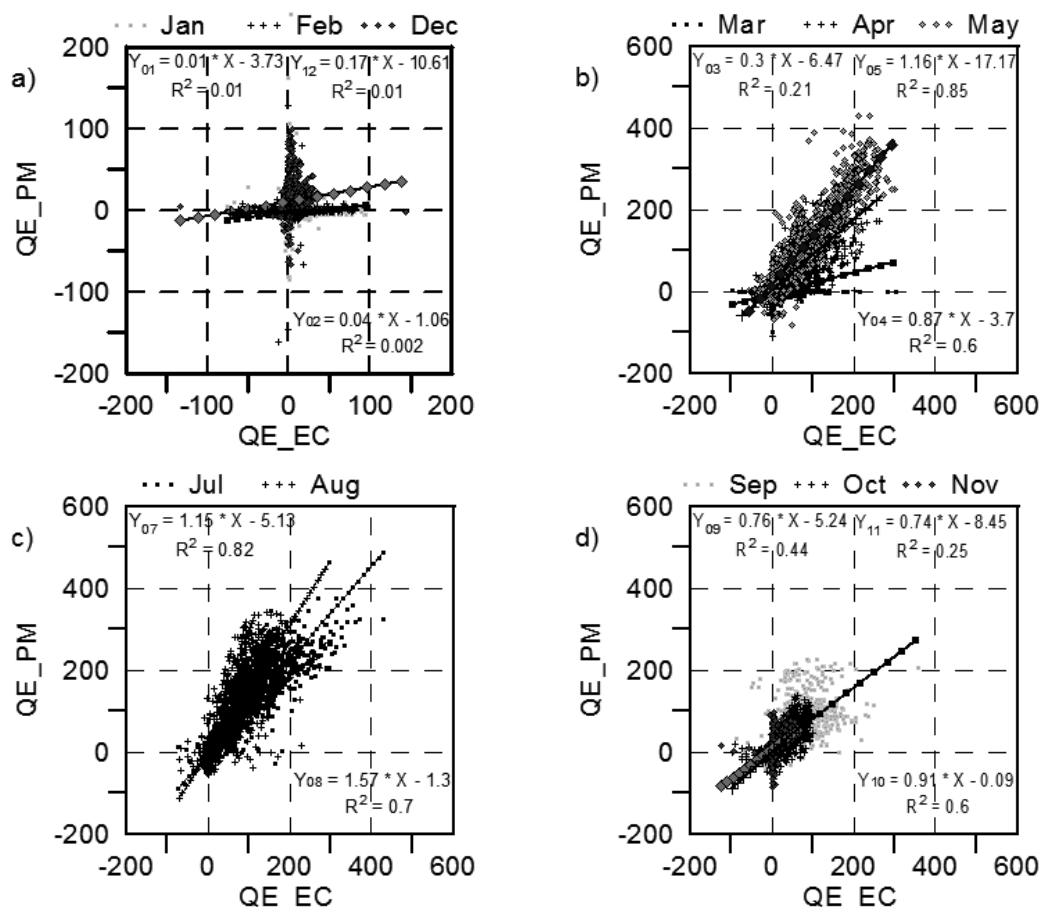


Rys. 5. Podstawowe statystyki przebiegu dobowego parowania terenowego nad polem uprawnym na podstawie pomiarów z wykorzystaniem metody Penmana-Monteitha: linia ciągła – średnie sumy godzinne, obszar szary – średnia $\pm$ odchylenie standardowe sum godzinnych, kropki pełne i puste – zanotowane wartości maksymalne i minimalne

Fig. 5. The selected characteristics of daily course of evapotranspiration based on Penman-Monteith method: solid line – mean hourly sum of evapotranspiration, shaded area – mean $\pm$ standard deviation of hourly sum of evapotranspiration, dots – observed maximum and minimum values of evapotranspiration

i przebiegów wartości ekstremalnych sum godzinnych parowania terenowego (rys. 5). Otrzymane wyniki są dość zbliżone do tych uzyskanych z pomiarów strumieni turbulencyjnych, szczególnie gdy brany jest pod uwagę okres wegetacyjny – od kwietnia do września. Bardzo zbliżone są średnie sumy godzinne, szczególnie w południe, ponadto obliczone wartości parowania cechują się nieco większą średnią zmiennością (większe wartości odchylenia standardowego w stosunku do tych otrzymanych z pomiarów kowariancyjnych). Ponadto procedura obliczeniowa Penmana-Monteitha wskazała wyższe wartości maksymalne. W maju w zakresie pomierzonych wartości bilansu radiacyjnego, ciepła w gruncie, wilgotności powietrza i pozostałych parametrów wykorzystywanych w modelu Penmana-Monteitha maksymalne wartości parowania terenowego przewyższały 0,6 mm/h (rys. 5), podczas gdy pomierzone wartości (przy zachowaniu kryteriów selekcji poprawnych danych) zawierały się w zakresie 0,4-0,6 mm/h (rys. 3).

Porównując otrzymane wyniki z obu metod w całym okresie pomiarowym (rys. 6), można zauważyć, że zgodność wyników zmienia się w zależności od pory roku. W miesiącach zimowych (rys. 6a) i jesiennych (6d) zgodność otrzymanych wyników jest najmniejsza – współczynniki korelacji liniowej Pearsona zawierają się w zakresie od 0,04 w lutym do 0,5 w październiku. Należy tutaj nadmienić,

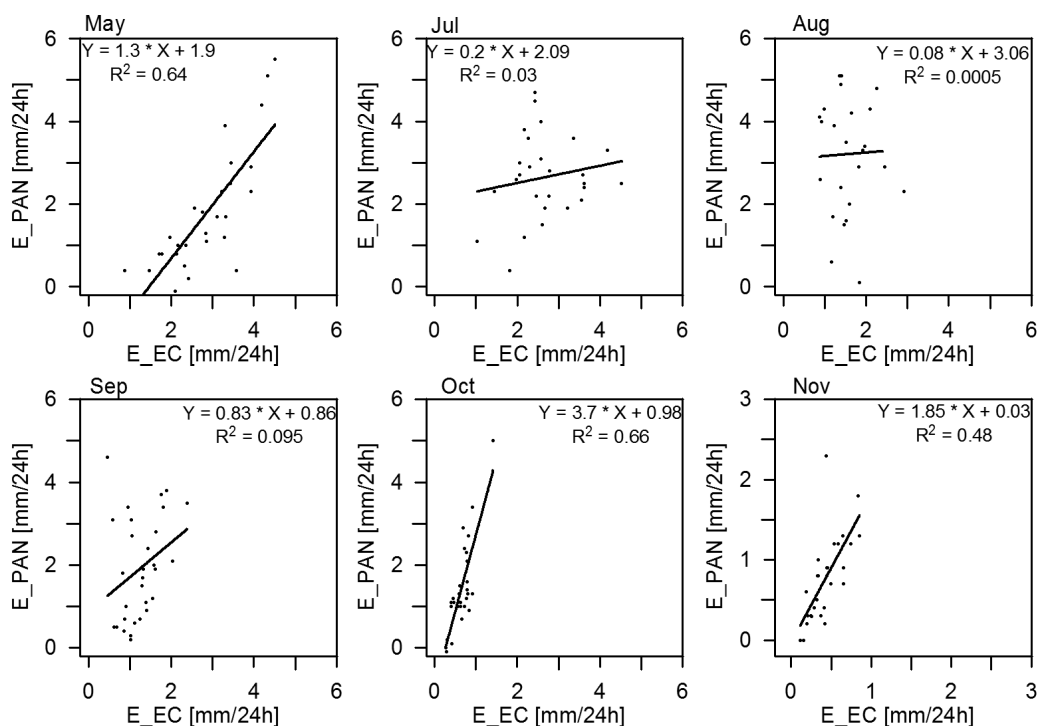


Rys. 6. Zależność między wielkością ciepła utajonego pomierzonego z wykorzystaniem metody kowariancyjnej (QE_EC) i metodą Penmana – Monteitha (QE_PM)

Fig. 6. The relationship between hourly latent heat flux values from eddy covariance techniques (QE_EC) and Penman-Monteith formula (QE_PM)

że metoda Penmana-Monteitha została opracowana dla cieplej pory roku i nie należy jej stosować do okresu zimowego. Niemniej zaprezentowano wyniki w celu ukazania zakresu rozbieżności w tym okresie. Największa zgodność jest charakterystyczna dla okresu wiosny i lata. Wyniki dopasowania funkcji regresji wskazują współczynniki kierunkowe prostych na poziomie jedności (zmienną niezależną są wartości otrzymane z pomiarów kowariancyjnych), a współczynniki korelacji liniowej zawierają się w zakresie od 0,77 w marcu do ponad 0,9 w kwietniu, maju i lipcu.

Przeprowadzono również porównanie pomiarów ewaporacji (za pomocą ewaporometru) z wynikami oceny parowania terenowego otrzymanych metodą kowariancyjną. Na przykładzie kilkudniowego lipcowego okresu „pięknej”



Rys. 7. Zależność między sumami dobowymi ewapotranspiracji pomierzonej za pomocą metody kowariancyjnej (E_{EC}) i ewaporometrem (E_{PAN})

Fig. 7. The relationship between daily sum of evapotranspiration from eddy covariance method (E_{EC}) and water evaporation taken with pan evaporation (E_{PAN})

pogody” (rys. 4) pomiary ewaporometrem wskazują mniejsze parowanie z wolnej powierzchni wody w godzinach porannych i południowych, w godzinach popołudniowych i wieczornych natomiast parowanie z powierzchni wody przewyższa ewapotranspirację.

Porównanie sum dobowych parowania z wolnej powierzchni wody i ewapotranspiracji (metoda kowariancji wirów) w okresie od maja do września wykazuje, że zaznacza się duża rozbieżność pomierzonych wyników ewaporacji i parowania terenowego (rys. 7). Na taki wynik ma wpływ wiele czynników: po pierwsze, wyniki pomiarów dotyczą dwóch różniących się procesów, na które wpływają odmienne czynniki, np. stan roślinności. Szczególnie jest to widoczne w zestawieniu dotyczącego maja, lipca i sierpnia. W maju i lipcu wartości parowania terenowego (pomiary kowariancyjne) częściej przewyższają sumy parowania z wolnej powierzchni wody. W okresie wzrostu i rozwoju roślinności transpiracja ma zatem decydujący wpływ na straty w procesie parowania. Od sierpnia sytuacja się odwraca i parowanie z powierzchni wody znacznie przewyższa ewapotranspirację.

Należy upatrywać szeregu przyczyn w takiej rozbieżności wyników, do których należy zaliczyć: większą pojemność cieplną wody w ewaporometrze w stosunku do roślinności, różnice między temperaturą wody, powierzchni gruntu i powietrza. Nie bez znaczenia są również różnice w warunkach turbulencji. Umieszczenie ewaporometru w osłonie na wysokości 50 cm nad gruntem, w okresie gdy otaczające zboża osiągały wysokości ponad 1 m, prawdopodobnie wpływa na tempo odprowadzania pary wodnej z ewaporometru.

W ostatnim etapie oceny parowania terenowego nad polem uprawnym za pomocą wybranych metod obliczono średnie sumy dobowe i miesięczne. Średnie sumy dobowe wyznaczono na podstawie średniego przebiegu dobowego ewapotranspiracji w poszczególnych miesiącach (tab. 1). Uzyskane wyniki wskazują dużą zgodność zastosowanych metod w miesiącach letnich. Różnice między wynikami pomiarów metodą kowariancyjną i metodą Panmana-Monteitha są rzędu dziesiątych części milimetra. Średnie dobowe wartości parowania z wolnej powierzchni wody (pomiaru ewaporometrem) są natomiast znacznie wyższe w miesiącach od sierpnia do października.

Tabela. 1. Średnie sumy dobowe parowania terenowego wyznaczone na podstawie średniego dobowego przebiegu sum godzinnych ewapotranspiracji

Table. 1. Mean daily sum of evapotranspiration based on mean daily course of hourly sum of evapotranspiration

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
E_EC	0,3	0,2	0,6	1,1	2,8	–	2,7	1,6	1,3	0,6	0,4	0,4
E_PM	0,0	0,0	0,0	1,1	2,9	–	2,6	1,9	0,7	0,3	0,1	0,0
E_PAN	–	–	–	–	2,3	1,4	2,6	3,1	1,9	1,4	0,7	0,9

Dokonując oszacowania miesięcznych sum parowania terenowego na podstawie wszystkich możliwych wartości pomiarowych, należy stwierdzić, że największe parowanie wystąpiło w maju 2013 i wyniosło 87,1 i 80,4 mm, odpowiednio na podstawie metody kowariancyjnej i metody Penmana-Monteitha (tab. 2). Wszystkie wyniki uzyskane metodą Penmana-Monteitha są niższe, przy czym w okresie letnim ta różnica wynosi kilka milimetrów, a największe różnice są w okresie zimowym. Podczas gdy wartości pomierzone metodą kowariancyjną zawierały się w zakresie 6-11 mm, to wyniki otrzymane z zastosowania formuły Penmana-Monteitha nie przekroczyły 1 mm. Największe sumy miesięczne uzyskano z pomiarów ewaporometrycznych. O ile w lipcu wyniki te były zbliżone do tych otrzymanych z pomiarów kowariancyjnych, to w sierpniu parowanie z wolnej powierzchni wody było o 30 mm większe od ewapotranspiracji. Podobna prawidłowość cechuje również okres jesienny i zimowy, kiedy sumy uzyskane z ewaporometru znacznie przewyższają te z pomiarów kowariancyjnych.

Tabela. 2. Sumy miesięczne parowania terenowego wyznaczone na podstawie wszystkich pomierzonych wartości

Table. 2. The monthly sum of evapotranspiration based on all measurement values

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
E_EC	8,6	6,4	19,6	33,8	87,1	–	74,1	50,7	37,6	20,1	12,7	9,9
E_PM	-0,3	0,0	0,4	27,1	80,4	–	69,3	57,8	18,2	10,4	1,7	0,5
E_PAN	–	–	–	–	41,7*	46,1	79,8	80,9	57,5	43,9	20,7	24,2

* Obliczone na podstawie pomiarów od 15 maja

* Based on measurement from 15 May

Podsumowanie

Przeprowadzone badania dostarczają wstępnych wniosków z zakresu próby określenia parowania terenowego nad polem uprawnym z wykorzystaniem metody kowariancyjnej i porównania uzyskanych wyników z powszechnie stosowaną procedurą Penmana-Monteitha oceny ewapotranspiracji i wynikami pomiarów ewaporometrycznych. Na podstawie rocznej serii pomiarowej stwierdzono:

- W okresie wegetacyjnym charakterystyczny jest wyraźny cykl dobowy parowania terenowego. Średnie godzinne wartości parowania terenowego zmieniają się od ok. 0,12 mm/h (w kwietniu) do ok. 0,3 mm/h w maju i lipcu, maksymalne wartości parowania zawierały się w zakresie od 0,5 do 0,6 mm/h.

- Dużą zgodność wyników otrzymanych z metody kowariancyjnej i metody Penmana-Monteitha w okresie wiosennym i letnim. Rezultaty te mogą wskazywać na możliwość zastosowania metody penmanowskiej do uzupełniania np. luk w seriach pomiarowych, przy czym wymagane są dalsze badania nad wynikami obu metod w różnych warunkach pogodowych. Dodatkowo dalsze prace związane z porównaniem obu metod umożliwiają ulepszenia procedur oszacowań składników równania Penmana-Monteitha.

- Pomiary ewaporometryczne wskazują dużą zbieżność wyników z pozostałymi metodami w pierwszej połowie lata. Od sierpnia i w okresie jesiennym wielkość parowania z powierzchni wody była znacznie wyższa od wyników pomiarów kowariancyjnych.

Praca finansowana ze środków na naukę w latach 2011-2014 jako projekt badawczy nr N N306 717740

Materiały wpłynęły do redakcji 7 XII 2014.

Literatura

- Affre C., Lopez A., Carrara A., Druilhet A., Fontan J., 2000, *The analysis of energy and ozone flux data from the LANDES experiment*. Atmospheric Environment, 34, 803-821.
- Allen R.G., Pruitt W.O., Wright J.L., Howell T.A., Ventura F., Snyder R., Itenfisu D., Steduto P., Berengena J., Beselga J., Smith M., Pereira L.S. Raes, D. Perrier, A. Alves I., Walter I., Elliott R., 2006, *A recommendation on standardized surface resistance for hourly calculation of reference ET₀ by the FAO56 Penman-Monteith method*. Agric. Water Manage., 81, 1-22.
- Best M.J., 1998, *A model to predict surface temperature*. Boundary-Layer Meteorology 88, 279-306.
- Burba G.G., Verma S.B., 2005, *Seasonal and interannual variability in evapotranspiration of native tallgrass prairie and cultivated wheat ecosystem*. Agricult. and Forest Meteorology, 135, 190-201.
- Dutaur L., Cieslik S., Carrara A., Lopez A., 1999, *The detection of nonstationarity in the determination of deposition fluxes*. Proc. of EUROTRAC Symposium '98, t 2, WIT Press, Southampton, 171-176.
- Foken T., 2008, *Micrometeorology*. Springer, Berlin
- Fortuniak K. 2010, *Radiacyjne i turbulencyjne składniki bilansu cieplnego terenów zurbanizowanych na przykładzie Łodzi*. Wyd. UŁ.
- Jacobs A.F.G. Heuksinklaed B.G., Holstag A.A.M., 2003, *Carbon dioxide and water vapour flux densities over a grassland area in the Netherlands*. Int. J. Climatol., 23, 1663-1675.
- Jacobs J.M., Margelsberg S.L., Lopera A.F., Meyers D.A., 2002, *Evapotranspiration from wet prairie wetland under drought conditions: Paynes Prairie Preserve, Florida, USA*. Wetlands, 22, 2, 374-385
- Kelliher F.M., Leuning R., Schulze E.D., 1993, *Evaporation and canopy characteristics of coniferous forests and grasslands*. Oceanologia, 95, 153-163.
- Mahrt L., 1998, *Flux sampling errors for aircraft and towers*. Jour. Atmospheric and Oceanic Technology, 15, 416-429.
- Monteith J.L., Szeicz G., Waggoner P.E., 1965, *Measurement and control of stomatal resistance in the field*. J. Appl. Eco, 2, 345-355.
- Soegaard H., 1999, *Fluxes of carbon dioxide, water vapour and sensible heat in a boreal agricultural area of Sweden – scaled from canopy to landscape level*. Agricult. and Forest Meteorology, 98-99, 463-478.
- Suyker A.E., Verema S.B., 2008, *Interannual water vapor and energy exchange in irrigated maize-based agroecosystem*. Agricult. and Forest Meteorology, 148, 417-427.
- Szkutnicki J., Jaworski J., 1999, *Dynamika obiegu wody w zlewni górnej Wilgi*. IMGW, Warszawa.
- Vourlitis G.L. i in., 2002, *Seasonal variations in the evapotranspiration of transitional tropical forest of Mato Grosso, Brazil*. Water Resour. Res., 38 (6), 1094, 10.1029/2000WR000122
- Webb K.F., Pearman G.I., Leuning R., 1980, *Correction of Flux Measurements for Density Effects due to Heat and Water Vapor Transfer*. Quart. Jour. of the Royal Met. Soc., 106, 85-100.
- Wilson K.B., i in., 2002, *Energy partitioning between latent and sensible heat flux during the warm season at FLUXNET sites*. Water Resour. Res., 38(12), 1294, doi:10.1029/2001WR000989.
- Yan H., Shugart H.H., 2010, *An air relative-humidity-based evapotranspiration model from eddy covariance data*. Jour. of Geoph. Res., 115, D16106, doi: 10.29/2009JD013598.
- Żyromski A., Szulczewski W., Biniak-Pieróg M., Okraśńska A., 2012, *Prosty model ewapotranspiracji dla wybranych roślin energetycznych*. Woda-Środowisko-Obszary Wiejskie, 12, 2(38), 391-399.

Streszczenie

W pracy zaprezentowano wstępne wyniki pomiarów parowania terenowego z pola uprawnego z wykorzystaniem metody kowariancyjnej, które następnie posłużyły do porównania otrzymanych

rezultatów z oszacowaniem tego parametru za pomocą metody Penmana-Monteitha i metody ewaporometrycznej. Na podstawie rocznej serii pomiarowej (w roku 2013) wyznaczono średnie dobowe przebiegi ewapotranspiracji w poszczególnych miesiącach (wraz z wartościami minimalnymi, maksymalnymi oraz średnią zmiennością). Uzyskane wyniki wskazują wyraźny roczny rytm badanego zjawiska z najwyższymi wartościami parowania występującymi na przełomie wiosny i lata. W okresie wegetacyjnym charakterystyczny jest wyraźny przebieg dobowy parowania terenowego z najwyższymi wartościami w godzinach południowych (np. w maju i lipcu przekraczają 0,3 mm/h). Stosując model Penmana-Monteitha, otrzymano dość dużą zgodność wyników oceny ewapotranspiracji z wynikami pomiarów kowariancyjnych. Szczególnie w okresie wegetacyjnym otrzymane modelowane średnie przebiegi dobowe ewapotranspiracji, a także sumy dobowe i sumy miesięczne wykazują dużą zgodność z wynikami uzyskanymi metodą kowariancyjną. Największe rozbieżności między wymienionymi metodami występują w okresie zimowym. Zastosowana formuła Penmana-Monteitha wskazuje bardzo niskie wartości ewapotranspiracji w stosunku do tych z pomiarów.

Słowa kluczowe: parowanie terenowe, metoda kowariancji wirów, metoda Penmana-Monteitha, klimat pola uprawnego

Summary

This work presents the preliminary results of measurements of actual evapotranspiration from cultivated field using the eddy covariance method. This results was compared with Penman-Monteith model and pan evaporation technique. Based on 1 year measurement experiment (during the year of 2013) the mean daily course of evapotranspiration in months was calculated (with the daily course of minimum, maximum values of observed evapotranspiration). The results indicate a clear annual rhythm of the evapotranspiration with the highest values of this phenomenon occurring in the late spring and summer. During the vegetation season is a clear daily course of evapotranspiration with the highest values noticed in the afternoon (eg. in May and July exceed 0.3 mm/h). Using the Penman-Monteith model was obtained fairly good agreement with the results eddy covariance method. Especially during the vegetation season modeled average daily course of evapotranspiration as well as daily and monthly sum of evapotranspiration presents good agreement with eddy covariance measurement values. The largest discrepancies between the above-mentioned methods are in the winter when the Penman-Monteith approach present much lower result compared to this from measurement.

Key words: actual evapotranspiration, eddy covariance method, Penman-Monteith method, climate of agriculture area

Mariusz Siedlecki
siedlec@geo.uni.lodz.pl
Włodzimierz Pawlak
wpawlak@geo.uni.lodz.pl
Katedra Meteorologii i Klimatologii, Uniwersytet Łódzki

Krzysztof Fortuniak
kfortun@geo.uni.lodz.pl
Mariusz Zieliński
mrzielinski@uni.lodz.pl