

ZASTOSOWANIE POMIARU TEMPERATURY POWIERZCHNI ŁANU DO OKREŚLANIA STRUMIENIA CIEPŁA JAWNEGO PRZY ZRÓŻNICOWANEJ DOSTĘPNOŚCI WODY GLEBOWEJ

P. Baranowski, W. Mazurek, R.T. Walczak

Instytut Agrofizyki im. B. Dobrzańskiego, Polska Akademia Nauk
ul. Doświadczalna 4, P.O. Box 201, 20-290 Lublin 27
E-mail: pbaranow@demeter.ipan.lublin.pl

S t r e s z c z e n i e. W pracy dokonano analizy wartości strumienia ciepła jawnego, oporu aerodynamicznego oraz różnic temperatury parujących roślin i otaczającego je powietrza dla zróżnicowanych warunków dostępności wody glebowej. Zastosowana metoda określania strumienia ciepła jawnego wykorzystywała termograficzny pomiar temperatury parującej powierzchni. Opór aerodynamiczny wyliczany był na podstawie równań półempirycznej teorii turbulencji. Warunki stabilności atmosfery określano na podstawie różnic temperatury parującej powierzchni i temperatury powietrza. Dla lizymetrów o zróżnicowanej dostępności wody glebowej dla porastających je roślin zaobserwowano odmienne dobowe przebiegi wartości oporu aerodynamicznego oraz strumienia ciepła jawnego powierzchni czynnej.

S ł o w a k l u c z o w e: temperatura radiacyjna, dostępność wody glebowej dla roślin, strumień ciepła jawnego, opór aerodynamiczny

WSTĘP

Ważnym członem w równaniu bilansu cieplnego powierzchni czynnej jest strumień ciepła jawnego. Wielkości tej nie mierzy się w sposób bezpośredni, lecz określa na podstawie innych mierzalnych parametrów fizycznych. Strumień ciepła jawnego zależy od salda promieniowania, charakteru podłoża (jego szorstkości), gradientu temperatury między powierzchnią szaty roślinnej i przygruntowej warstwy powietrza, wilgotności siedliska, prędkości wiatru oraz równowagi termodynamicznej powietrza.

Technika termografii w podczerwieni daje możliwość precyzyjnego pomiaru rozkładu temperatury badanej powierzchni [1]. Jej zastosowanie w połączeniu z klasycznymi pomiarami agroklimatycznymi daje możliwość wyznaczania strumienia ciepła jawnego zarówno w punkcie, jak i dla dużych obszarów objętych zobrazowaniem termalnym z dużych pułapów (lotniczych, satelitarnych) [2,5].

Celem pracy było określenie wpływu zróżnicowanej dostępności wody glebowej dla roślinności łąkowej na wielkość strumienia ciepła jawnego przez powierzchnię czynną pola uprawnego.

MATERIAŁ I METODY

Badania prowadzono na stacji lizymetrycznej w Sosnowicy należącej do Instytutu Melioracji i Użytków Zielonych. Dane pochodzą z sezonów pomiarowych 1992-1994. Warunki meteorologiczne w czasie sezonów wegetacyjnych charakteryzowały się niższymi od średnich wieloletnich opadami i wyższymi od średnich wieloletnich wartościami temperatury powietrza. W miesiącach prowadzenia eksperymentu, tj. od czerwca do sierpnia każdego z tych lat dekadowe sumy opadów oraz średnie dekadowe wartości temperatury powietrza wykazywały zróżnicowanie (Rys. 1).

W roku 1993 w okresie tym suma opadu wynosiła 188 mm, w stosunku do 95 mm w 1992 roku i 72 mm w 1994.

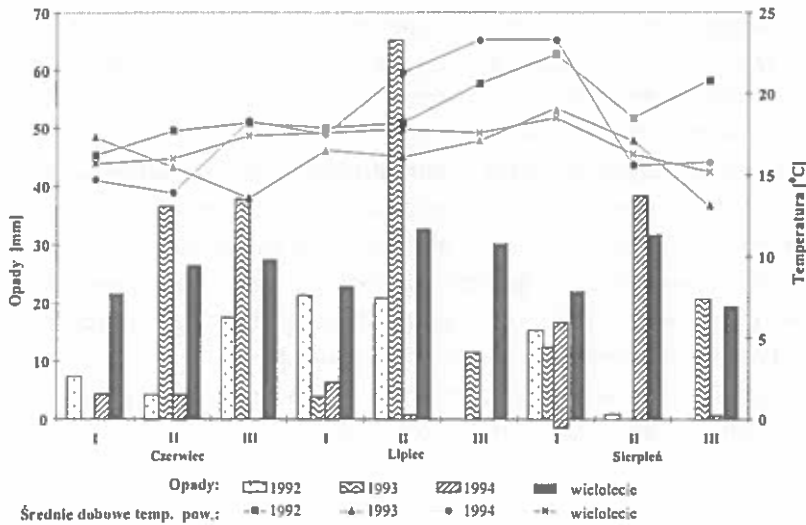
Rok 1993 charakteryzował się także tym, że średnie dobowe temperatury powietrza były niższe niż w roku poprzedzającym i następnym, a także niższe od wartości wieloletnich. Jednocześnie lata 1992 i 1994 charakteryzowały się średnimi dobowymi temperaturami powietrza w lipcu i w pierwszej dekadzie sierpnia znacznie przewyższającymi średnie wieloletnie. Również w tym okresie średnie wartości temperatury powietrza o godzinie 13⁰⁰ w latach 1992 i 1994 były znacznie wyższe niż w roku 1993 (Rys. 2).

Do pomiarów temperatury łanu wykorzystywano system termowizyjny AGEMA 880 LWB. Parametry meteorologiczne przygruntowej warstwy atmosfery mierzono za pomocą automatycznego systemu pomiarowego opracowanego i wykonanego w Instytucie Agrofizyki PAN. Zróżnicowanie dostępności wody glebowej dla roślin osiągnięto poprzez usunięcie wody grawitacyjnej w wybranych lizymetrach, w pozostałych zaś utrzymywano stały poziom wody odpowiadający komfortowym warunkom wodnym, odpowiednio dla gleby mineralnej 40 cm, a dla gleby organicznej 60 cm [3,4].

Celem określenia strumienia ciepła jawnego powierzchni aktywnej wykorzystano oporowy model transportu ciepła w systemie gleba-roślina-atmosfera [1]. W modelu tym strumień ciepła jawnego (H) wyraża się wzorem:

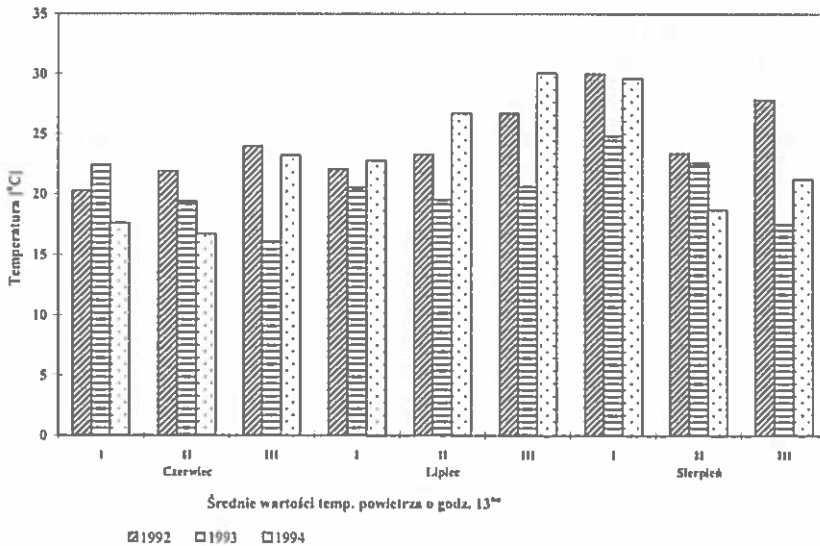
$$H = \rho c_p \frac{T_c - T_a}{r_{ah}} \quad (1)$$

gdzie: T_c - temperatura pokrywy roślinnej (K); T_a - temperatura powietrza (K) mierzona na wysokości referencyjnej z_a , r_{ah} - aerodynamiczny opór atmosfery na



Rys. 1. Warunki klimatyczne w latach 1992-1994 - dekadowe wartości sum opadów i średnich dobowych temperatur powietrza na tle wartości wieloletnich z dwudziestolecia.

Fig. 1. Climatic conditions in 1992-1994 - decade rainfall sums and average daily air temperatures as compared with these of twenty years period.



Rys. 2. Średnie wartości temperatury powietrza o godzinie 13⁰⁰ z lat 1992-1994 (dane pochodzą ze stacji meteorologicznej IMUZ w Sosnowicy).

Fig. 2. Average air temperature values at 13:00 from 1992-1994 (data comes from meteorological station belonging to IMUZ in Sosnowica).

transport ciepła ($s\ m^{-1}$); ρ - gęstość powietrza ($kg\ m^{-3}$); c_p - ciepło właściwe powietrza ($J\ kg^{-1}\ K^{-1}$). Znak minus w równaniu (1) wynika z przyjętej konwencji, że strumień energii dochodzącej do powierzchni czynnej ma zawsze znak dodatni, a odchodzący od powierzchni znak ujemny.

Aby określić aerodynamiczny opór atmosfery na transport ciepła, należy uwzględnić stan równowagi termodynamicznej atmosfery wyrażający związek między siłami związanymi z pionowym gradientem temperatury powietrza a siłami zewnętrznymi wywołanymi poziomym ruchem mas powietrza. Jednym ze sposobów określania warunków stabilności atmosfery jest określanie relacji temperatury pokrywy roślinnej i temperatury powietrza.

W warunkach równowagi obojętnej ($T_c \approx T_a$) opór r_{ah} jest wyrażony jako funkcja prędkości wiatru i szorstkości powierzchni (1):

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_a - d}{z_{om}}\right) \ln\left(\frac{z_a - d}{z_{oh}}\right)}{k^2 u} \quad (2)$$

gdzie: z_a - jest poziomem odniesienia, na którym dokonywany jest pomiar prędkości wiatru i temperatury powietrza (m); d - wysokość przesunięcia płaszczyzny zerowej (m); z_{om}, z_{oh} - parametry szorstkości powierzchni odpowiednio dla pędu i ciepła jawnego (m); k - stała von Karmana określona eksperymentalnie jako równa 0,41 i niezależna od rodzaju powierzchni; u - prędkość wiatru ($m\ s^{-1}$).

Stan równowagi chwiejnej występuje w przypadku, gdy ograniczona ewapotranspiracja powoduje wzrost temperatury roślin ($T_c > T_a$). Wówczas półempiryczne równanie na opór aerodynamiczny r_{ah} ma postać:

$$r_{ah} = \frac{\left[\ln\left(\frac{z_a - d}{z_{om}}\right) - P_1 \right] \left[\ln\left(\frac{z_a - d}{z_{oh}}\right) - P_2 \right]}{k^2 u} \quad (3)$$

gdzie P_1, P_2 - funkcje stabilności atmosfery, a pozostałe wielkości tak, jak w równaniu (2).

W przypadku warunków równowagi stałej atmosfery ($T_c < T_a$):

$$r_{ah} = \frac{\left[\ln\left(\frac{z_a - d}{z_{om}}\right) + 4,7 \frac{z_a - d}{L} \right] \left[\ln\left(\frac{z_a - d}{z_{oh}}\right) + 4,7 \frac{z_a - d}{L} \right]}{k^2 u} \quad \text{dla } L > z_a - d, \quad (4)$$

$$r_{ah} = \frac{\left[\ln\left(\frac{z_a - d}{z_{om}}\right) + 4,7 \right] \left[\ln\left(\frac{z_a - d}{z_{oh}}\right) + 4,7 \right]}{k^2 u} \quad \text{dla } 0 < L \leq z_a - d \quad (5)$$

gdzie: L - wielkość bezwymiarowa, nazywa się długością równowagi Monin-Obukhowa wyrażaną wzorem:

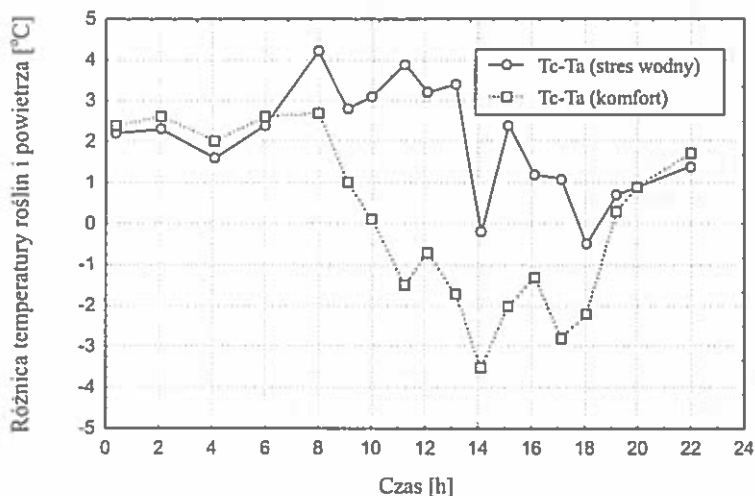
$$L = \frac{u_*^3 \rho c_p T_a}{k g H} \quad (6)$$

gdzie: u_* - prędkość dynamiczna (tarciova) określająca efektywność przenoszenia pędu z powietrza przepływającego nad podłożem w kierunku tego podłoża (m s^{-1}); g - przyspieszenie grawitacyjne ($9,813 \text{ m s}^{-2}$).

WYNIKI I DYSKUSJA

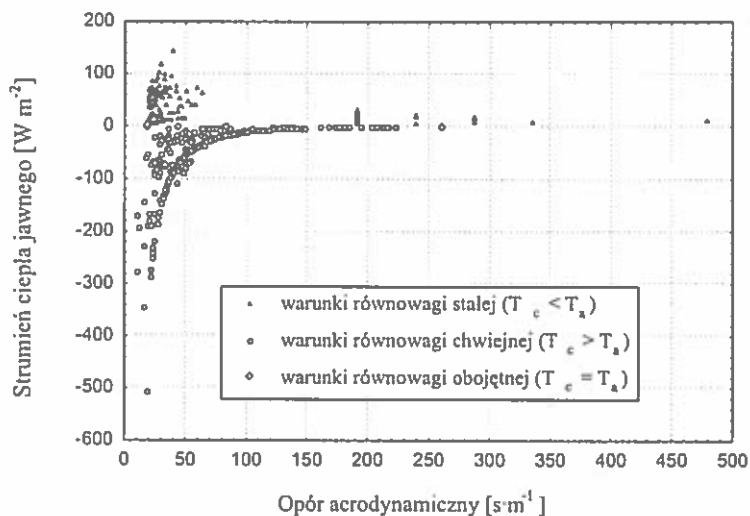
Pomiary były przeprowadzane w zróżnicowanych warunkach meteorologicznych i przy zróżnicowanej dostępności wody glebowej dla systemu korzeniowego roślin. Istotną rolę w określaniu strumienia ciepła jawnego parującej powierzchni odgrywa różnica temperatury powierzchni łanu i temperatury powietrza. Wielkość tej różnicy występuje jako licznik w równaniu (1) oraz służy do określania warunków stabilności atmosfery, a więc determinuje wybór jednego z równań (2-5) opisujących opór aerodynamiczny na transport ciepła. Całodobowa rejestracja rozkładów temperatury powierzchni roślin porastających lizymetry oraz wartości temperatury powietrza na poziomie odniesienia (2 m) pozwoliła przeanalizować przebiegi różnic tych dwóch wielkości dla lizymetrów o zróżnicowanej dostępności wody glebowej. Typowy przykład takich przebiegów przedstawia Rys. 3. W godzinach nocnych i porannych różnice te są dodatnie i ich wartości są zbliżone dla obu lizymetrów. Związane jest to z ograniczeniem transpiracji w tym czasie i procesem oddawania ciepła przez glebę. Dla lizymetru o stresowych warunkach wodnych różnice $T_c - T_a$ są zazwyczaj dodatnie. Dla roślinności w warunkach komfortu wodnego różnice $T_c - T_a$ przy intensywnej radiacji słonecznej przyjmują wartości ujemne, co jest wynikiem silnego schładzania się parującej powierzchni.

Uwzględnienie warunków równowagi atmosfery nad powierzchnią czynną ma duży wpływ na wyliczone wartości strumienia ciepła jawnego. Na Rys. 4 przedstawiono uzyskane w doświadczeniu zależności strumienia ciepła jawnego od oporu aerodynamicznego przy różnych warunkach równowagi atmosfery. Dla wartości oporu aerodynamicznego powyżej 70 s m^{-1} warunki równowagi atmosfery



Rys. 3. Dobowe przebiegi różnic temperatury roślin i powietrza dla dwóch lizymetrów o zróżnicowanej dostępności wody glebowej.

Fig. 3. Daily course of differences of plant cover and air temperatures for two lysimeters differing with soil water availability.



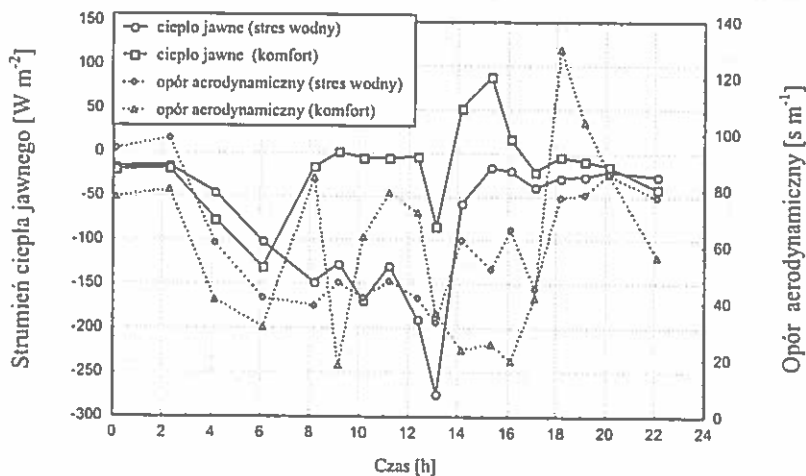
Rys. 4. Zależność strumienia ciepła jawnego od oporu aerodynamicznego przy różnych warunkach równowagi atmosfery.

Fig. 4. Dependence of sensible heat flux and aerodynamic resistance under different air stability conditions.

nie mają wpływu na wartości strumienia ciepła jawnego, którego wartości w tym przypadku są zbliżone do zera. Natomiast przy oporze aerodynamicznym poniżej 70 s m^{-1} wartości strumienia ciepła jawnego w przypadku warunków równowagi stałej ($T_c - T_a$) są dodatnie i dochodzą do 150 W m^{-2} , przy równowadze chwiejnej wahają się w zakresie od 0 do -500 W m^{-2} , dla równowagi obojętnej zaobserwowano wartości poniżej 50 W m^{-2} . Sytuacja, w której opór aerodynamiczny przekracza 70 s m^{-1} odpowiada warunkom pogodowym charakteryzującym się brakiem wiatru lub bardzo małą jego prędkością. Warunki takie w przeprowadzonym eksperymencie obserwowano głównie w godzinach nocnych.

Dla lizymetrów o zróżnicowanej dostępności wody glebowej dla porastających je roślin zaobserwowano odmienne dobowe przebiegi wartości oporu aerodynamicznego (Rys. 5). Opór aerodynamiczny obliczany był dla konkretnych warunków równowagi atmosfery. W przypadku komfortu wodnego była to najczęściej równowaga stała. Przebieg wykazuje dużą zmienność w ciągu dnia. W warunkach ograniczonej dostępności wody glebowej dla roślin najwyższe wartości oporu aerodynamicznego występują w godzinach nocnych, a w ciągu dnia przyjmują wartości znacznie niższe, charakteryzujące się niewielką zmiennością w stosunku do lizymetrów o komfortowych warunkach wodnych.

Dobowe przebiegi wartości strumienia ciepła jawnego (Rys. 5) wykazują duże zróżnicowanie dla lizymetrów o różnej dostępności wody glebowej. W warunkach



Rys. 5. Typowe przebiegi dobowe oporu aerodynamicznego i strumienia ciepła jawnego dla lizymetrów o zróżnicowanych warunkach dostępności wody glebowej.

Fig 5. Typical daily courses of aerodynamic resistance and sensible heat flux for lysimeters with different conditions of soil water availability.

komfortu wodnego przy intensywnej ewapotranspiracji występują zarówno dodatnie, jak i ujemne wartości strumienia w zakresie od -100 do $+100 \text{ W m}^{-2}$. W tym przypadku energia zmagazynowana jako saldo promieniowania zużywana jest w procesie parowania jak i na transport ciepła między powierzchnią czynną i atmosferą. Natomiast dla lizymetrów o stresowych warunkach wodnych zużywane są niewielkie ilości energii w procesie parowania, zatem dominuje transport ciepła od powierzchni czynnej do atmosfery, co uwidacznia się w ujemnych wartościach strumienia ciepła jawnego przez powierzchnię czynną w ciągu dnia.

WNIOSKI

Stwierdzono dużą przydatność pomiaru temperatury parującej powierzchni pokrywy roślinnej za pomocą systemu termograficznego do określania strumienia ciepła jawnego i oporu aerodynamicznego.

Podstawę do określania zarówno oporu aerodynamicznego, jak i strumienia ciepła jawnego powierzchni czynnej jest różnica temperatury pokrywy roślinnej i temperatury powietrza, której przebiegi dobowe wykazują duże zróżnicowanie w ciągu doby.

Dla lizymetrów o zróżnicowanej dostępności wody glebowej dla porastających je roślin zaobserwowano odmienne dobowe przebiegi wartości oporu aerodynamicznego oraz strumienia ciepła jawnego powierzchni czynnej.

Zaproponowana metodyka może być przydatna w badaniach bilansu cieplnego dużych obszarów użytkowanych rolniczo.

PIŚMIENNICTWO

1. Baranowski P., Mazurek W., Walczak R.T.: Zastosowanie termografii do badania stresu wodnego roślin i ewapotranspiracji rzeczywistej. *Acta Agrophysica*, 21, 1999.
2. Jackson R.D.: Estimating areal evapotranspiration by combining remote and ground-based data. *Remote Sensing Applications for Consumptive Use (Evapotranspiration)*. AWRA Monograph Series 6, 13-25, 1986.
3. Mazurek W.: Temperatura radiacyjna jako wskaźnik stresu wodnego roślin. Praca doktorska, Instytut Agrofizyki im. B. Dobrzańskiego PAN, Lublin, 1998.
4. Mazurek W., Baranowski P., Walczak R.T., Sobczuk H.: Zastosowanie pomiaru temperatury radiacyjnej do oceny stresu wodnego roślinności łąkowej. Doświadczenie wazonowe. Mat. III Ogólnopolskiej Konferencji Termografii i Termometrii w Podczerwieni, ODKT RS NOT, Warszawa 219-224, 1996.
5. Olejnik J., Kędzióra A.: A model for heat and water balance estimation and its application to land use and climate variation. *Earth Surface Processes Landforms*, 16, 601-617, 1991.

APPLICATION OF CROP SURFACE TEMPERATURE MEASUREMENT
FOR ESTIMATION OF SENSIBLE HEAT FLUX UNDER DIFFERENTIATED
SOIL WATER AVAILABILITY

P. Baranowski, W. Mazurek, R.T. Walczak

Institute of Agrophysics, Polish Academy of Sciences, Doświadczalna 4, P.O. Box 201
20-290 Lublin 27, Poland, E-mail: pbaranow@demeter.ipan.lublin.pl

SUMMARY

In this study the analysis of sensible heat flux, aerodynamic resistance and temperature differences between evaporating plants and surrounding air for differentiated conditions of soil water availability for rooting system of plants is done. The applied method of sensible heat flux determination used the thermographic measurements of evaporating surface temperature. Aerodynamic resistance was calculated with the use of the equation of semi-empirical turbulence theory. Conditions of atmosphere stability were evaluated on the base of differences between crop surface and air temperatures. For the lysimeters with differentiated soil water availability for the growing plants the dissimilar daily courses were observed of the aerodynamic resistance values and sensible heat flux of the active surface.

K e y w o r d s: radiation temperature, soil water availability for plants, sensible heat flux, aerodynamic resistance.