

KATARZYNA DĄBROWSKA-ZIELIŃSKA

**OKREŚLENIE EWAPOTRANSPIRACJI I WILGOTNOŚCI GLEB
W STREFIE KORZENIOWEJ ROŚLIN METODAMI TELEDETEKCYJNYMI**

ZARYS TREŚCI. W artykule omówiono zagadnienia określenia ewapotranspiracji z wykorzystaniem radiacyjnej temperatury roślin mierzonej za pomocą radiometrów ręcznych i radiometrów typu AVHRR zainstalowanych na satelitach serii NOAA. Określona w ten sposób ewapotranspiracja została wykorzystana do oszacowania wilgotności gleb w strefie korzeniowej roślin. Zarówno ewapotranspiracja jak i wilgotność gleby określone z wykorzystaniem teledetekcji były porównywalne z odpowiednimi wartościami otrzymanymi w toku bezpośrednich pomiarów terenowych.

Jednym z podstawowych czynników decydujących o wielkości produkcji roślinnej jest woda zawarta w glebie. Obecność w glebie wody dostępnej dla roślin w ciągu całego okresu rozwoju warunkuje prawidłowość procesu ich wzrostu i dojrzewania. Nadmiar wody przejawiający się dużą wilgotnością gleby, jak i jej niedobór są zjawiskami szkodliwymi, którym, w miarę możliwości, należy przeciwdziałać.

Wilgotność gleby jest zjawiskiem szybkozmiennym zarówno w czasie jak i przestrzeni. Jest też niezmiernie trudna do badania, jako że dotychczas stosowane metody jej oceny są czasochłonne, a ponadto wynik pomiaru odnosi się tylko do najbliższego sąsiedztwa punktu pomiarowego. Otrzymanie prawidłowego obrazu rozkładu wilgotności gleby, zwłaszcza na dużych obszarach, wobec znacznej zwykle dynamiki tego procesu, jest właściwie niemożliwe. Stąd też w praktyce agrometeorologicznej do określenia wilgotności gleb stosuje się metody szacunkowe, będące ekstrapolacją na duże niekiedy obszary

wyników badań punktowych. Obecnie coraz powszechniej wykorzystuje się też modele symulacyjne, które, uwzględniając złożoność i współzależność wszystkich elementów środowiska, usiłują dać odpowiedź na pytanie nie tylko o przestrzenne zróżnicowanie aktualnej wilgotności gleb, ale także, wykorzystując i ten parametr, oszacować prognozę plonów.

Od wielu lat prowadzone są próby zastosowania teledetekcji do określania wilgotności gleby. W przypadku gleb nie pokrytych roślinnością udane wyniki otrzymuje się wykorzystując zjawisko bezwładności cieplnej gruntów, które to zjawisko zależy głównie od ilości wody w glebie.

Metoda ta nie zdaje jednak egzaminu w przypadku gleb pokrytych roślinnością, a te są przecież obiektami głównego zainteresowania rolnictwa. Wówczas najlepsze wyniki uzyskuje się na drodze pośredniej, wnioskując o wilgotności gruntów na podstawie ilości wody wyparowanej przez roślinność. Tę bowiem wielkość można określić za pomocą informacji pozyskiwanych metodami teledetekcji zarówno z pułapu lotniczego jak i satelitarne.

Zagadnieniu określania ilości wody w glebie na podstawie oceny ewapotranspiracji poświęciłam swoje badania prowadzone podczas mego pobytu w Australijskim Uniwersytecie Narodowym w Canberze. Obiektem, na którym dokonywałam badania był obszar o powierzchni około 2 km² pokryty lasem eukaliptusowym, głównie *Eucalyptus maculata* z domieszką *Eucalyptus globoides*, położony w Nowej Południowej Walii na wschód od Canberry, nad Morzem Tasma.

Wiedząc, że nie istnieje bezpośrednia zależność między wilgotnością gleby pokrytej roślinnością a radiacyjną, określoną teledetekcyjnie, temperaturą tej roślinności, a zatem, że nie można oszacować wilgotności gleby jedynie na podstawie pomiarów temperatury radiacyjnej, założyłam, że można wnioskować o wilgotności gleby biorąc pod uwagę ilości wyparowanej przez nią i pokrywającą ją roślinność wody (ewapotranspirację), którą to wielkość można z zadowalającą dokładnością obliczyć wykorzystując informacje teledetekcyjne.

Z chwilą wprowadzenie na orbitę satelitów meteorologicznych serii TIROS-N, powstała możliwość pomiaru radiacyjnej temperatury każdego punktu na powierzchni Ziemi dwukrotnie w ciągu doby. Z uwagi na prędkość poruszania się satelity

po orbicie, dokonuje on pomiarów radiacyjnej temperatury punktów o wielkości 1 x 1 km w czasie ułamka sekundy. Stąd też na podstawie informacji pozyskiwanych przez satelitę można określić tylko wielkości ewapotranspiracji chwilowej. Tymczasem została opracowana metoda oceny wielkości ewapotranspiracji dziennej na podstawie znajomości wielkości ewapotranspiracji chwilowej, a zatem z jedнокrotnego pomiaru temperatury radiacyjnej powierzchni Ziemi dokonanej na przykład przez satelitę można już określić całodzienną wartość ewapotranspiracji. Do wyznaczenia ewapotranspiracji z wykorzystaniem temperatury radiacyjnej mierzonej z pokładu satelity wymagana jest także znajomość szeregu parametrów rejestrowanych na stacjach meteorologicznych.

Na wspomnianym uprzednio obszarze badawczym znajdowała się eksperymentalna stacja meteorologiczna, na której mierzono prędkość wiatru - U , promieniowanie całkowite słońca - R_S , strumień różnicowy radiacji (saldo promieniowania) - R_N , temperaturę - T_A i wilgotność powietrza - W_p . Urządzenia do prowadzenia pomiarów były umieszczone na wysokości około 2 m nad górną powierzchnią drzew eukaliptusowych, czyli na wysokości około 14,5 m nad ziemią. Pomiaru były zautomatyzowane i zapisywane jako średnie wartości z okresów godzinnych. Ewapotranspiracja natomiast była mierzona punktowo za pomocą wagowego lizymetru o powierzchni 10,35 m² zawierającego 15 drzew eukaliptusowych i glebę o nienaruszonej strukturze. Wilgotność gleby na badanym obszarze była mierzona w 12 punktach sondą neutronową i przedstawiona jako średnia wartość wszystkich tych pomiarów w postaci deficytu wilgotności gleby. Pomiaru radiacyjnej temperatury koron drzew eukaliptusowych były prowadzone za pomocą radiometru rejestrującego promieniowanie o długości fali 8 - 14 μm z wieży o wysokości również około 14,5 m. Pomiaru prowadziłam 4 razy na godzinę w ciągu całego dnia w kierunku odsłonecznym pod kątem 60° od normalnej. Za pomocą radiometru mierzono zarówno oświetlenie części koron, jak i te fragmenty koron, które znajdowały się w cieniu własnym, lub w cieniu rzucanym przez inne drzewa. Współczynnik emisyjności liści drzew eukaliptusowych został przyjęty jako 0,97.

Dodatkowo na stacji meteorologicznej mierzony był także przepływ ciepła w glebie, za pomocą urządzenia wyposażonego w 5

plytek umieszczonych na głębokości 5 cm pod powierzchnią gleby.

W czasie przelotu satelity nad obszarem badań była również mierzona temperatura wody w oceanie, oddalonym od wspomnianego obszaru około 4 kilometry.

Metoda badań

Do określenia wielkości ewapotranspiracji wykorzystałam w swojej pracy metodę bilansu cieplnego. Za pomocą tej metody określa się wielkość ewapotranspiracji aktualnej, biorąc pod uwagę między innymi radiacyjną temperaturę roślin. Tę temperaturę mierzyłam za pomocą termometru ręcznego w paśmie 8 - 14 μm oraz określiłam na podstawie zdjęć termalnych wykonanych w kanale 4 i 5 za pomocą Udoskonalonego Wysokorozdzielczego Radiometru (AVHRR) umieszczonego na pokładzie satelity NOAA.

Wielkość bilansu cieplnego warstwy czynnej (wymianę ciepła pomiędzy zespołem roślin a otaczającym je środowiskiem) można wyrazić następującym równaniem:

$$R_N = LE + H + G + Ph + Q + D \quad (1)$$

gdzie

R_N - radiacja netto (tzw. strumień różnicowy radiacji - saldo promieniowania) czyli różnica pomiędzy wszystkimi strumieniami promieniowania skierowanymi do powierzchni czynnej i strumieniami skierowanymi od tej powierzchni na zewnątrz;

LE - gęstość strumienia ciepła utajonego biorącego udział w procesach parowania i kondensacji;

H - gęstość turbulencyjnego strumienia ciepła jawnego (biorącego udział w procesach ogrzewania atmosfery lub płynącego z atmosfery do powierzchni czynnej);

G - gęstość strumienia ciepła wymienianego pomiędzy powierzchnią czynną a podłożem;

Ph - gęstość strumienia promieniowania słonecznego asymilowanego przez rośliny w procesie fotosyntezy;

Q - gęstość strumienia ciepła magazynowanego lub uwalnianego przez biomasę warstwy czynnej;

D - gęstość strumienia ciepła napływającego lub odpływającego poziomo znad powierzchni czynnej.

Wszystkie strumienie wyrażone są w watach na metr kwadratowy (Wm^{-2})

W równaniu tym ilość radiacji zużytej na fotosyntezę (Ph) jest niewielka i można ją pominąć. Ciepło wymienione drogą poziomego przepływu nie powinno być pomijane w przypadku prowadzenia badań na obszarach bardzo zróżnicowanych pod względem użytkowania i wilgotności. Jednak w swojej pracy pominęłam tę wielkość, gdyż obszar badań był wybrany w lesie eukaliptusowym, stanowiąc jego fragment o powierzchni $2 km^2$.

Nie miałam natomiast możliwości bezpośredniego pomiaru wielkości zmian ciepła magazynowanego przez rośliny (Q). Do obliczenia tego ciepła wykorzystałam więc model opracowany przez Astona (1985) na podstawie pomiarów wykonanych także w lesie eukaliptusowym. Wielkości tych zmian wyraża się wzorem

$$Q = 10,29 (\Delta T / \Delta t + 1,15) \quad (2)$$

gdzie

$\Delta T / \Delta t$ - zmiana ciepła powietrza w czasie 1 godziny.

W swoich badaniach stwierdziłam, że ciepło magazynowane przez rośliny jest wartością niewielką i również może zostać pominięte.

A zatem, uwzględniając powyższe uwagi, równanie (1) zostało uproszczone do postaci

$$LE = R_N - H - G \quad (3)$$

przy oznaczeniach jak w równaniu (1).

Wielkość ciepła jawnego (H) została obliczona na podstawie wzoru

$$H = \frac{\rho C_p (T_s - T_a)}{r_a} \quad (4)$$

gdzie

ρ - gęstość powietrza;

C_p - ciepło właściwe powietrza;

T_s - temperatura radiacyjna (zmierzona za pomocą radiometru ręcznego oraz na podstawie zdjęć satelitarnych wykonanych radiometrem AVHRR z pokładu satelitów NOAA 7 i NOAA 9;

T_a - temperatura powietrza (mierzona na stacji);
 r_a - aerodynamiczny opór powietrza względem transportu ciepła.

Wartości r_a występującej w powyższym wzorze nie można zmierzyć, lecz należy ją wyliczyć posługując się następującą formułą:

$$r_a = \frac{[\ln(z - d) / z_s]^2}{K^2 u} \quad (5)$$

gdzie

z - wysokość pomiarów nad powierzchnią ziemi;
 z_s - parametr szorstkości powierzchni, charakteryzujący aerodynamiczną szorstkość powierzchni;
 d - wysokość przesunięcia płaszczyzny zerowej;
 $d+z_0$ - wysokość, na której prędkość wiatru równa się zero.

Wartości z_0 i d zostały obliczone w funkcji wysokości roślin (h).

u - pozioma składowa prędkość wiatru;
 K - stała Karmana (0,41).

Powyższy wzór jest słuszny tylko dla warunków obojętnej równowagi termodynamicznej, a więc takiego stanu atmosfery, w którym gradient temperatury jest niewielki i zgodny z gradientem ciśnienia. Najczęściej jednak w ciągu dnia atmosfera nie jest stabilna i wówczas przy obliczaniu aerodynamicznego oporu powietrza musi być uwzględniony wpływ niestabilnych warunków termodynamicznych.

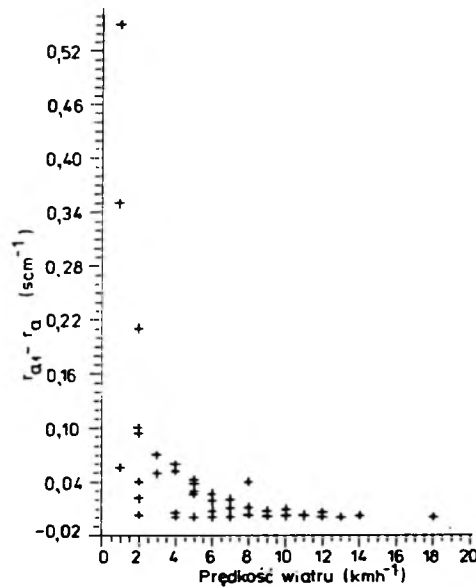
W literaturze światowej znanych jest wiele poprawek uwzględniających wpływ niestabilności atmosfery na wielkość aerodynamicznego oporu powietrza. Ze względu na trudności określenia tej poprawki i małą wartość samego oporu powietrza r_a , żadna z nich nie pozwala na bardzo dokładne określenie wartości tego oporu w warunkach niestabilnych.

W niniejszej pracy przyjęto poprawkę na niestabilne warunki atmosfery obliczoną w funkcji liczby Richardsona (R_i) za Lettau'em (1962).

Przy uwzględnieniu tej poprawki wzór (5) przyjmuje następującą postać

$$r_{a1} = \frac{(\phi + \ln(z - d) / z_0)^2}{K^2 u} \quad (6)$$

Zastosowanie poprawki ϕ ma duże znaczenie w przypadku małych prędkości wiatru, co ilustruje rysunek 1.



Rys. 1. Zależność między różnicą skorygowanej i nieskorygowanej wartości r_a i prędkości wiatru

Jak wynika z tego rysunku, przy prędkościach wiatru powyżej 9 km h⁻¹ wielkość ϕ jest zaniedbywalna.

Tak więc podstawiając wszystkie parametry do wzoru (3) przyjmuje on postać

$$LE = R_N - \frac{\rho C_p (T_s - T_a) K^2 u}{[\phi + \ln(z - d) / z_0]^2} - G \quad (7)$$

Z przeprowadzonych obserwacji wynika, że przy niskich wartościach ewapotranspiracji i małych prędkościach wiatru oraz

dużej różnicy pomiędzy radiacyjną temperaturą roślin i temperaturą powietrza rzędu ($1,5^{\circ}$ - $2,0^{\circ}$) nie stosowanie poprawki może spowodować błąd szacunku ewapotranspiracji przekraczający nawet 100%.

Kolejną wielkością występującą w równaniu 3 jest przepływ ciepła w glebie (G). W czasie prowadzenia badańienne wartości przepływu ciepła w glebie nie przekraczały 3% wartości strumienia różnicowego R_N . Wartości przepływu ciepła w glebie silnie korelowały z wartościami temperatury powietrza (T_a). Badając tę korelację otrzymałam liniową zależność pomiędzy dziennym przepływem ciepła w glebie, dzienną wartością strumienia różnicowego (R_N) a średnią dzienną temperaturą powietrza T_A . Zależność tę można wyrazić równaniem

$$G = -59,8 + 0,013 R_N + 3,3 T_A \quad (8)$$

Została ona wyprowadzona z 30 pomiarów, przy czym współczynnik korelacji r wyniósł 0,92.

Pomiary radiacyjnej temperatury roślin

Jak wynika ze wzoru (4) do określenia wielkości ciepła jawnego niezbędnego do oszacowania ewapotranspiracji, konieczna jest znajomość radiacyjnej temperatury roślin. Temperatura ta była mierzona ręcznym radiometrem Heimanna typu KT 15.

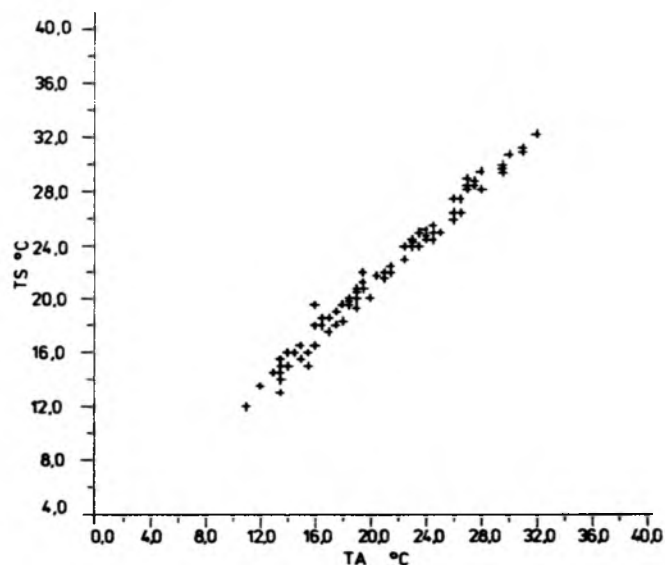
W przypadku warunków słonecznych temperatura radiacyjna roślin była ściśle związana z temperaturą powietrza. Ten związek można ująć równaniem

$$T_s = 2,01 + 0,95 T_a \quad (9)$$

dla 104 pomiarów $r = 0,98$.

Zależność tę ilustruje także rysunek 2.

Podczas zachmurzenia obserwowałam, że temperatura radiacyjna liści w szczytowej partii drzew była niższa od temperatury powietrza. Wartość ewapotranspiracji oszacowanej za pomocą równania (7) dla takiego przypadku, była nieporównywalna z wartościami ewapotranspiracji mierzonej. Wyjaśnieniem tego spostrzeżenia jest fakt, że temperatura liści znajdujących się w szczytowej partii drzew, nie wystawionych na bezpośrednie



Rys. 2. Zależność pomiędzy radiacyjną temperaturą roślin a temperaturą powietrza

działanie radiacji słonecznej, ze względu na zachmurzenie, nie reprezentuje faktycznej temperatury roślin, a jedynie temperaturę górnej ich powierzchni. Natomiast podczas pomiarów prowadzonych w warunkach słonecznych, temperatura roślin zawsze przewyższała temperaturę powietrza.

W wyniku przeprowadzonych obserwacji i obliczeń zależności pomiędzy mierzoną ewapotranspiracją w terenie a wielkością ewapotranspiracji wg wzoru (7) stwierdziłam, że w procesie ewapotranspiracji dominującą rolę odgrywają liście oświetlone przez Słońce, których temperatura była niższa niż 20°C. Gdy temperatura liści nasłonecznionych była wyższa niż 20°C (w czasie pory letniej), wówczas i liście oświetlone odgrywały również istotną rolę w procesie ewapotranspiracji poprzez ich udział w wymianie ciepła z otoczeniem (ciepło jawne H).

Biorąc pod uwagę powyższe spostrzeżenia, do oszacowania wielkości ewapotranspiracji w okresie letnim zastosowałam wyniki pomiarów radiacyjnej temperatury liści zarówno oświetlonych jak i pozostających w cieniu.

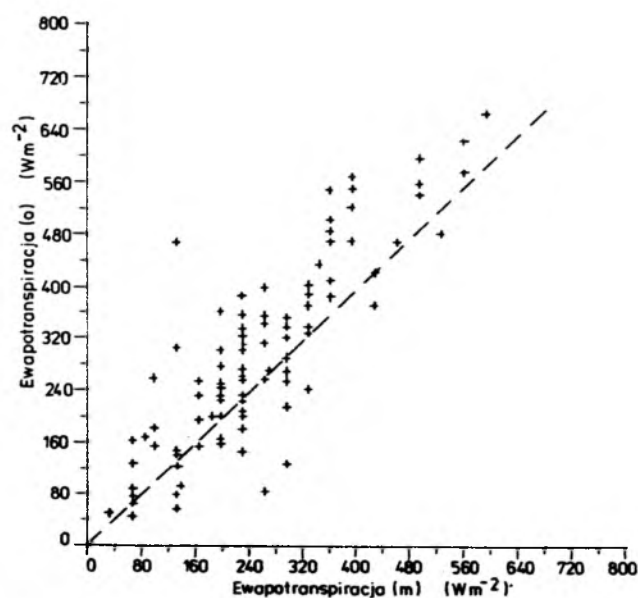
Takie uśrednienie radiacyjnej temperatury liści oświetlonych i zacienionych wynika z faktu, że w przyjętej w niniejszej

pracy metodzie bilansu cieplnego do określania ewapotranspiracji nie mogłam akceptować jednowymiarowego modelu, dla którego ten bilans jest słuszny, ponieważ w wymianie ciepła między roślinami a atmosferą biorą udział nie tylko liście znajdujące się w górnej części rośliny, ale także i inne, znajdujące się niżej.

Bilans cieplny godzinowy

Określając ewapotranspirację na podstawie bilansu cieplnego wykorzystywałam bilans godzinowy, gdyż pomiary temperatury powietrza, prędkości wiatru, radiacji netto, radiacyjnej temperatury roślin oraz przepływ ciepła w glebie były wartościami uśrednionymi z pomiarów godzinowych. Wielkość oszacowanej ewapotranspiracji godzinowej była następnie porównywana z wielkością ewapotranspiracji mierzonej w terenie.

Rysunek 3 przedstawia zależność pomiędzy wielkością ewapotranspiracji godzinowej (E_o) obliczonej ze wzoru (?) i wielkością ewapotranspiracji godzinowej mierzonej w terenie (E_m).



Rys. 3. Zależność pomiędzy ewapotranspiracją obliczoną (E_o) a ewapotranspiracją mierzoną (E_m)

W założeniu pracy było otrzymanie równych wartości ewapotranspiracji mierzonej jak i obliczonej (szacowanej). Natomiast jak wynika z rysunku 3 wartości ewapotranspiracji obliczonej przekraczały wartości mierzonej z tego samego okresu. Przyczyną tej nierówności musiał być wpływ któregoś z parametrów występujących w równaniu (7). Należało zatem rozważyć wpływ każdego z nich na wielkość obliczonej ewapotranspiracji.

Jednym z istotniejszych elementów mających wpływ na obliczanie ewapotranspiracji jest radiacyjna temperatura roślin. Do analizy zatem wybrałam określenie błędu pomiaru tej temperatury. Z przeprowadzonych pomiarów terenowych wynika, że najtrudniej było zmierzyć radiacyjną temperaturę roślin w okresie wiatru, kiedy wskazania radiometru oscylowały w dużym przedziale. Wynikało to z faktu częstych zmian położenia roślin w polu widzenia radiometru. Z rozważań wyliczyłam więc te obserwacje, które były wykonane w momencie silnych wiatrów.

Kolejnym elementem, który postanowiłam sprawdzić, jest moment pomiaru temperatury radiacyjnej roślin. Obliczyłam więc wielkość ewapotranspiracji odpowiednio dla godziny 10⁰⁰, 11⁰⁰, 12⁰⁰ aż do 17⁰⁰. Dla każdej godziny pomiarów w ciągu całego okresu badań przeprowadziłam oddzielną analizę zależności pomiędzy szacowaną ewapotranspiracją (równanie 7) a mierzoną.

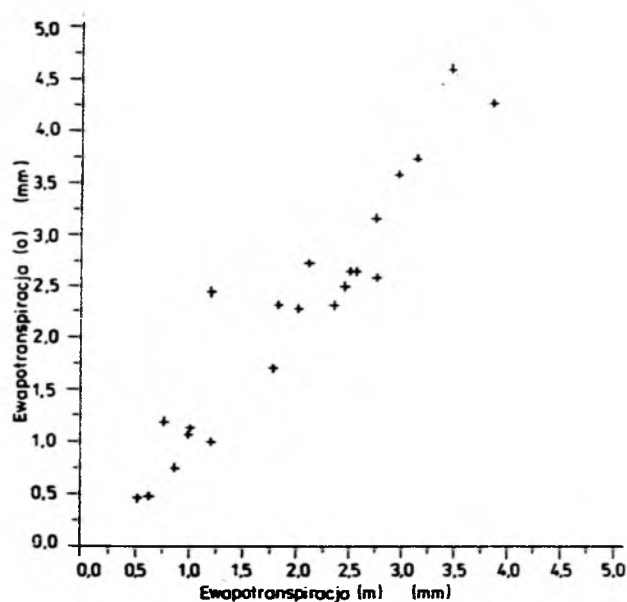
W pracy tej wprowadziłam pojęcie precyzji określenia ewapotranspiracji. Przez pojęcie to rozumiem miarę odchylenia wartości ewapotranspiracji określonej równaniem (7) od wartości mierzonej w terenie. Współczynnik korelacji r zostaje tutaj oznaczony jako litera p .

Zauważyłam, że zależność między ewapotranspiracją szacowaną a mierzoną jest największa dla godziny 13⁰⁰. Dla 20 pomiarów współczynnik korelacji r wyniósł 0,89 przy precyzji równej $p = 85\%$. Dla pomiarów ewapotranspiracji dla godziny 16⁰⁰ wartość r wynosiła 0,89, natomiast wielkość precyzji p była równa 28%. Świadczy to o tym, że zaledwie 28% danych spełnia warunek $E_o = E_m$, mimo wysokiej liniowej zgodności ewapotranspiracji obliczonej z mierzoną.

Wartości ewapotranspiracji godzinowej obliczonej kolejno dla godzin od 11⁰⁰ do 17⁰⁰ zostały zsumowane i porównane z sumą ewapotranspiracji zmierzonej dla tego samego czasu. Rysunek 4 przedstawia tę zależność. Dla 20 dni pomiarów $r = 0,96$, a precyzja pomiarów p jest równa 89%. Zwiększenie dokładności

szacowanej ewapotranspiracji dla sumy wartości godzinowej świadczy, że przy porównaniu sum wartości ewapotranspiracji eliminowany jest w znacznym stopniu błąd pomiaru wynikający z drgań własnych wagi lizymetru wkopanej na stałe pod monolit gruntu, z zachowaną w niezmiennym stanie strukturą gleby i strukturą porastającej ją roślinności.

Błąd pomiaru ewapotranspiracji wynosił $\pm 66 \text{ Wm}^{-2}$.



Rys. 4. Zależność pomiędzy sumą wartości ewapotranspiracji godzinowej obliczonej (E_o) a sumą wartości ewapotranspiracji godzinowej mierzonej (E_m)

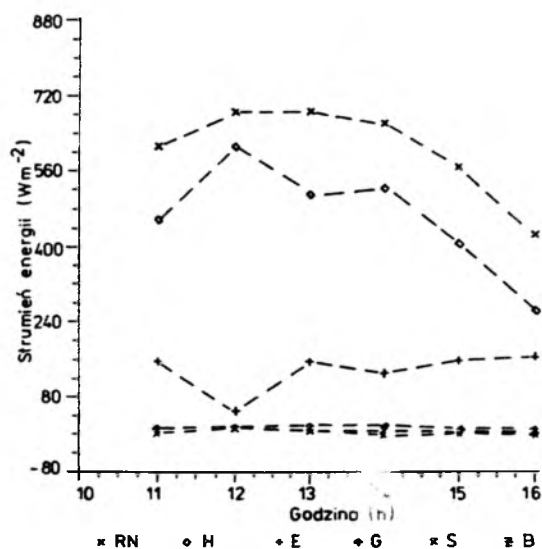
W najsuchszym dniu w czasie badań, który przypadł w dniu 6 lutego 1985 r. wartość ewapotranspiracji godzinowej wynosiła zaledwie 66 Wm^{-2} , a więc była równa wartości błędu, z jakim tę ewapotranspirację można było wyliczyć.

W celu określenia na co zużywana jest energia radiacyjna w dniach suchych i wilgotnych wybrałam dwie obserwacje, mianowicie 21 listopada i 6 lutego spośród dwudziestu wykonanych w czasie dni słonecznych w okresie lata.

Dzień 21 listopada 1984 r. był najwilgotniejszym, a 6 lutego 1985 r. najsuchszym dniem tego lata (australijskiego).

Dla 6 lutego (rys. 5a) dzienna wartość radiacji netto (R_N) była

wysoka i równała się 7,67 mm równoważnego słupa wody.



Rys. 5a. Bilans energetyczny dla dnia 6.02.1985

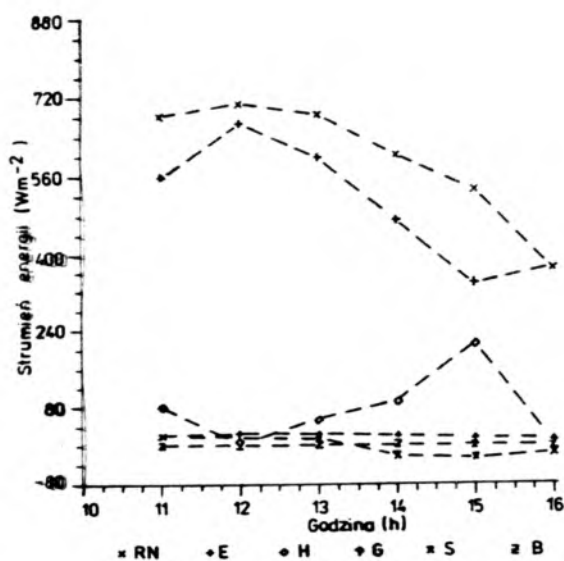
Wartość obliczonej ewapotranspiracji godzinowej była mała, zaledwie 49 Wm^{-2} (o godz. 12⁰⁰), a jej dzienna wartość wynosiła 1,31 mm.

Wartość ciepła jawnego (H) była wysoka i wynosiła 608 Wm^{-2} .

Wskaźnik Bowena (B) wyrażający się stosunkiem ciepła jawnego do utajonego był wysoki i osiągnął wartość 1,50 dla godzin rannych, natomiast dla godziny 12⁰⁰ przyjął wartość 12,4.

Charakterystyka bilansu cieplnego dla tego dnia wygląda następująco: większość dochodzącej energii została zużyta na ciepło jawne H (około 75%), energia zużyta na zamianę wody w parę wodną stanowiła 22% radiacji netto (E), zaś pozostałe 3% zostało zamienione na przepływ ciepła w glebie i na ciepło magazynowane przez rośliny. Różnica pomiędzy radiacyjną temperaturą roślin a temperaturą powietrza była największa, ok. $1,0 - 2,0^\circ\text{C}$, zaś suma godzinowych wartości $(T_s - T_a)$ od godziny 11⁰⁰ do 16⁰⁰ wyniosła $8,5^\circ\text{C}$.

Jak już wspomniałam, dzień 27 listopada 1984 r. (rys. 5b) był dniem najwilgotniejszym w okresie badań lecz podobnie jak dzień 6 lutego 1985 r. słonecznym. Wartość dziennej radiacji netto była zbliżona do wartości w dniu 6 lutego i wynosiła



Rys. 5b. Bilans energetyczny dla dnia 27.11.84

8,32 mm równoważnego słupa wody. Ewapotranspiracja (E) była wysoka, maksymalna jej wartość o godzinie 12⁰⁰ wynosiła 666 Wm⁻², a dzienna 6,22 mm.

Wartość ciepła jawnego była niska, a wskaźnik Bowena zawierał się w przedziale od 0 do 0,62.

Z przeprowadzonej analizy godzinowego bilansu cieplnego wynika, że większość energii została zużyta na ewapotranspirację (81% radiacji netto), a 13% na ciepło jawne.

Różnica pomiędzy temperaturą radiacyjną roślin a temperaturą powietrza ($T_s - T_a$) była znacznie mniejsza niż 6 lutego 1985 r. Suma godzinowych wartości ($T_s - T_a$) wynosiła 4,0°C, a więc była niższa o 4,50°C niż dla tego samego okresu w dniu 6 lutego.

Dzienny bilans cieplny

Obliczona za pomocą równania (7) wielkość ewapotranspiracji jest wartością dla danej godziny pomiarów. Z tej wartości można przejść na wartość dzienną, znacznie częściej stosowaną w badaniach hydrologicznych.

Jackson (1983), chcąc z wartości ewapotranspiracji godzinowej przejść na wartość dzienną, wyprowadził następującą zależ-

ność:

$$\frac{R_D}{R_t} = \frac{E_D}{E_t} \quad (10)$$

$$E_D = \frac{R_D \cdot E_t}{R_t} \quad (11)$$

gdzie

- E_D - wartość ewapotranspiracji dziennej;
- R_t - wartość chwilowej radiacji słonecznej;
- E_t - wartość ewapotranspiracji godzinowej;
- R_D - wartość dziennej radiacji słonecznej.

W niniejszej pracy zastosowałam podobną relację i obliczyłam ewapotranspirację dzienną zamiast w funkcji radiacji słonecznej, w funkcji strumienia różnicowego (radiacji netto)

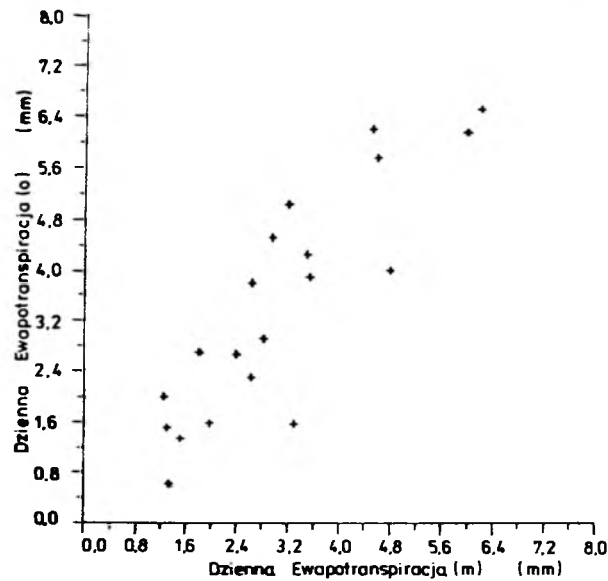
$$E_D = \frac{R_{ND} \cdot E_t}{R_{Nt}} \quad (12)$$

gdzie

- R_{ND} - jest dzienną wartością strumienia różnicowego;
- R_{Nt} - jest wartością chwilową (średnią z godziny).

Obliczona w ten sposób ewapotranspiracja dzienna została skorelowana z wartością dziennej ewapotranspiracji mierzonej. Metoda ta daje dobre rezultaty, gdy dzień jest słoneczny. Kiedy w czasie dnia są okresy pochmurne, wówczas chwilowa (godzinowa) wartość strumienia różnicowego radiacji (R_{Nt}) nie jest reprezentatywna dla dziennej wartości radiacji i ewapotranspiracji. Najlepsze wyniki określenia dziennej ewapotranspiracji otrzymałam stosując wartości ewapotranspiracji godzinowej (E_t) obliczone dla godziny 14⁰⁰ według wzoru (7). Godziny badań podane są według czasu słonecznego. Rysunek 6 przedstawia zależność pomiędzy ewapotranspiracją dzienną obliczoną (oś Y) według równania (12), gdzie E_t jest ewapotranspiracją obliczoną dla radiacji godziny 14⁰⁰, R_{Nt} jest strumieniem różnicowym dla tej samej godziny, natomiast oś X przedstawia wielkość ewapotranspiracji dziennej mierzonej. Precyzję określenia

ewapotranspiracji dziennej charakteryzuje $p = 82\%$.

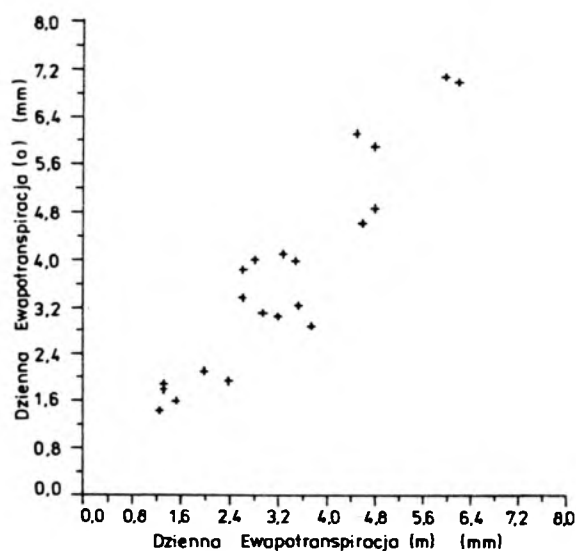


Rys. 6. Zależność pomiędzy wartością ewapotranspiracji dziennej obliczonej (E_o) a wartością ewapotranspiracji dziennej pomierzonej (E_m)

Ewapotranspirację dzienną obliczałam biorąc wartości ewapotranspiracji chwilowej (E_t) i wartości chwilowego strumienia radiacji netto (R_{Nt}) dla każdej godziny obserwacji. Jako ewapotranspirację dzienną przyjęto średnią wartość z tych obliczeń. Rysunek 7 przedstawia zależność pomiędzy ewapotranspiracją dzienną uśrednioną z kilku obliczeń tej wielkości a ewapotranspiracją zmierzoną. Precyzja uzyskanych wyników była lepsza i wynosiła $p = 86\%$.

Jeżeli weźmiemy pod uwagę średnią wartość ewapotranspiracji dziennej wówczas okaże się, że błąd jej wyznaczenia jest mniejszy. Dlatego też dokładniejsze wyniki w obliczeniu ewapotranspiracji dziennej można uzyskać wykorzystując dane z dwóch popołudniowych rejestracji przeprowadzonych przez satelity NOAA.

Dużym błędem były obarczone wyniki ewapotranspiracji dziennej obliczone i mierzone dla godzin przedpołudniowych. Niskie wartości charakteryzujące wówczas oba te parametry nie były



Rys. 7. Zależność pomiędzy średnią wartością ewapotranspiracji dziennej obliczonej (E_o) a wartością ewapotranspiracji dziennej mierzonej (E_m)

reprezentatywne dla dziennych wartości ewapotranspiracji i strumienia różnicowego radiacji.

Wilgotność gleby

Wilgotność gleby w strefie korzeniowej była dedukowana z obliczonej według równania 7 ewapotranspiracji. Przebieg wskaźnika Bowena, który jak wiadomo charakteryzuje stosunek ciepła jawnego do utajonego $\left(\frac{H}{E}\right)$, może zostać analizowany na podstawie dwóch charakterystycznych dni omawianych wcześniej, tzn. 6 lutego i 27 listopada. Z rysunku 5 widać, że wskaźnik Bowena dla dnia 6.02 był wysoki, powyżej 1,50, a deficyt wilgotności gleby był w tym dniu najwyższy podczas całego okresu badań. W dniu 27 listopada wskaźnik Bowena był niski, wahał się od 0 do 0,62, a deficyt wilgotności był wówczas mały.

Kiedy gleba jest sucha, wówczas większość dostarczanej energii jest zamieniana na ciepło jawne, przyjmujące wówczas duże wartości. Ciepło utajone (E) jest natomiast w takim przypadku małe. Przy założeniu równości współczynników turbulencyjnej wymiany ciepła i wilgoci:

$$B = \frac{H}{E} = \gamma \frac{\Delta T}{\Delta q} \quad (13)$$

gdzie

- B - wskaźnik Bowena;
- γ - wartość stała;
- ΔT - różnica temperatur powietrza;
- Δq - różnica wilgotności powietrza.

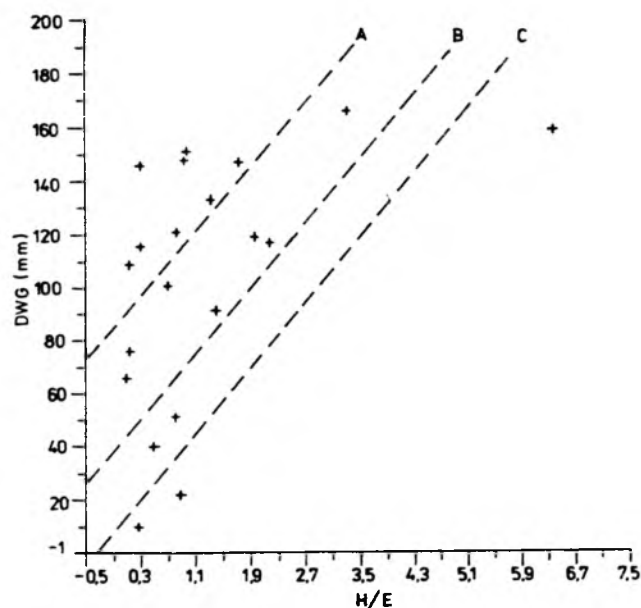
Kiedy dany wycinek powierzchni Ziemi obserwowany przez satelitę jest suchy, wtedy gradient wilgotności powietrza jest mały, a gradient jego temperatury duży. Wówczas wskaźnik Bowena przyjmuje dużą wartość.

W niniejszej pracy wprowadziłam iloraz $\frac{H}{E}$ jako wyznacznik wilgotności gleby. Rysunek 8 przedstawia zależność pomiędzy deficytem wilgotności gleby (DW/G) dla całego okresu, w którym zostały przeprowadzone badania, ewapotranspiracja E występująca we wskaźniku została obliczona według równania 7 dla godziny 13⁰⁰, a ciepło jawne dla tej samej godziny zostało obliczone według wzoru 4, z uwzględnieniem r_a z wzoru 6. Godzina 13⁰⁰ została wybrana dlatego gdyż dla niej otrzymano największą zgodność pomiędzy ewapotranspiracją szacowaną a mierzoną.

Jak widać z rysunku 8 punkty reprezentujące wartości $\frac{H}{E}$ dla różnych deficytów wilgotności gleby układają się wzdłuż różnych linii. Punkty układające się wzdłuż linii A reprezentują pomiary wykonane od 27.11 do 6.02 (letnie pomiary), punkty występujące wzdłuż linii B reprezentują pomiary wiosenne, natomiast linia C reprezentuje pomiary wykonane w porze zimowej.

Aby otrzymać relację pomiędzy deficytem wilgotności gleby a wartością $\frac{H}{E}$ dla wszystkich pomiarów wykonanych w ciągu różnych pór roku, wprowadziłam wartość strumienia różnicowego radiacji (R_N) charakteryzującego daną porę roku.

Założyłam hipotetycznie, że deficyt wilgotności gleby zależy od stosunku ciepła jawnego do utajonego $\frac{H}{E}$ i różnych poziomów strumienia różnicowego (R_N). Wyprowadzony liniowy model tej zależności przyjmuje następującą postać:



Rys. 8. Zależność pomiędzy deficytem wilgotności gleby w strefie korzeniowej a wskaźnikiem $\frac{H}{E}$

$$DWG = a + bR_N + c \frac{H}{E} \quad (14)$$

Zależność tę opisuje następujące równanie liniowe.

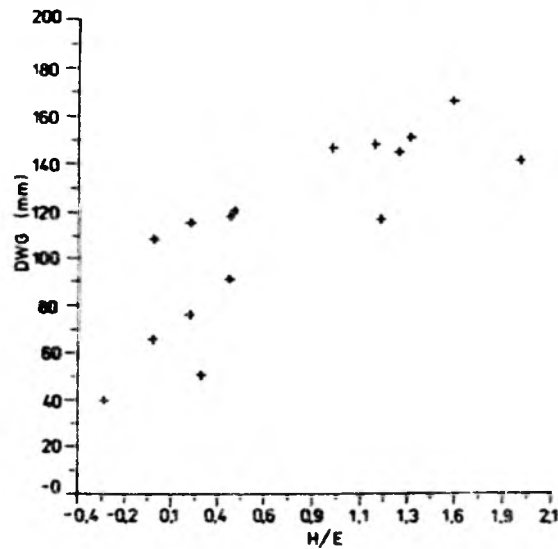
$$DWG = -66,5 + 0,22 R_N + 22,7 \frac{H}{E} \quad (15)$$

gdzie współczynnik korelacji $r = 0,89$.

Z rysunku 8 wynika, że dla tych samych wartości strumienia różnicowego radiacji (R_N), deficyt wilgotności gleby zwiększa się wraz ze wzrostem wskaźnika $\frac{H}{E}$. Dla tych samych wartości $\frac{H}{E}$, deficyt wilgotności gleby jest większy wraz z wyższymi wartościami strumienia różnicowego. Najlepszą zależność pomiędzy deficytem wilgotności gleby, strumieniem różnicowym radiacji a wskaźnikiem $\frac{H}{E}$ uzyskałam dla godziny 13⁰⁰. Natomiast dla godzin rannych (do 12⁰⁰) nie uzyskano żadnej zależności. Wielkość ewapotranspiracji określona od godziny 12⁰⁰ była uzależniona od wilgotności gleby, co tłumaczy się tym, że w godzinach rannych rośliny wydają wodę zmagazynowaną w nich samych, a dopiero później ciągną wodę systemami korzeniowymi

z gleby. Stosunek ciepła jawnego do utajonego był maksymalny dla pomiarów wykonanych o godzinie 13⁰⁰, o tej też godzinie wartości strumienia różnicowego radiacji (R_N) były najwyższe. Dla pomiarów przeprowadzonych o godzinie 16⁰⁰ liniowy model deficytu wilgotności gleby został przedstawiony równaniem:

$$DWG = a + b \frac{H}{E} \quad (16)$$



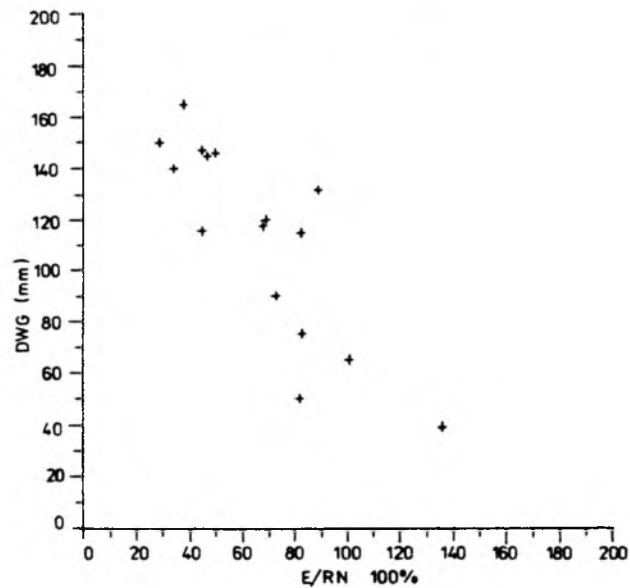
Rys. 9. Zależność pomiędzy deficytem wilgotności gleby w strefie korzeniowej a wskaźnikiem $\frac{H}{E}$ dla godziny 16.00

Rysunek 9 przedstawia zależność pomiędzy deficytem wilgotności gleby a wartościami wskaźnika $\frac{H}{E}$ dla godziny 16⁰⁰. Różnice pomiędzy wartościami strumienia różnicowego radiacji (R_N) dla godziny 16⁰⁰ w czasie wszystkich pomiarów nie były duże. Stąd też mogły być pominięte w dalszych rozważaniach jako zaniedbywalne.

Podobne wyniki, jak w przypadku określenia deficytu wilgotności gleby w zależności od wskaźnika $\frac{H}{E}$, uzyskałam z relacji pomiędzy deficytem wilgotności gleby a procentem radiacji netto (R_N) zużytej na ewapotranspirację.

Tę relację określa poniższe równanie.

$$DWG = a + bR_N + c \frac{E}{R_N} \% \quad (17)$$



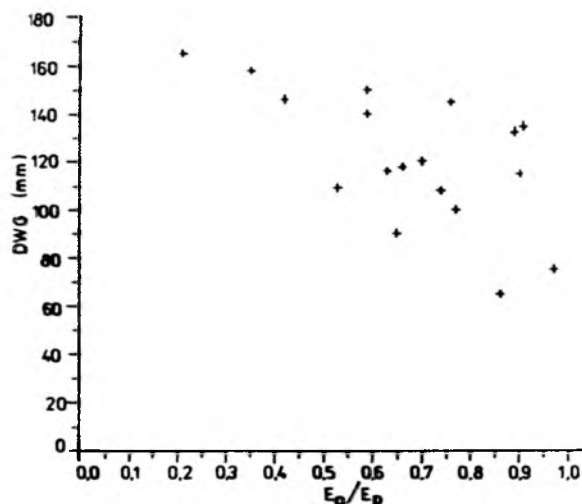
Rys.10. Zależność pomiędzy deficytem wilgotności gleby w strefie korzeniowej a $\frac{E}{R_N} \%$

Rysunek 10 przedstawia zależność pomiędzy deficytem wilgotności gleby (DWG) a procentem radiacji netto zużytej na ewapotranspirację dla godziny 16⁰⁰. Dla tej godziny wyprowadziłam relację, którą określa równanie 18.

$$DWG = a + c \frac{E}{R_N} \% \quad (18)$$

Jako trzecią metodę przedstawienia deficytu wilgotności gleby zastosowałam wskaźnik charakteryzujący się stosunkiem ewapotranspiracji aktualnej do potencjalnej.

Ewapotranspiracja aktualna jest ewapotranspiracją obliczoną według równania (7), a ewapotranspiracja potencjalna jest ewapotranspiracją przy założeniu, że roślinność z nieograniczoną dostępnością do wody transpiruje ją w ilości potencjalnej. Ewapotranspiracja ta została obliczona wzorem Penman'a -Monteith'a.



Rys.11. Zależność pomiędzy deficytem wilgotności gleby (DWG) a wskaźnikiem wyrażającym się stosunkiem ewapotranspiracji aktualnej do potencjalnej $\frac{E_a}{E_p}$

Rysunek 11 przedstawia zależność pomiędzy deficytem wilgotności gleby a stosunkiem ewapotranspiracji aktualnej (E_a) do potencjalnej (E_p). Zależność liniowa pomiędzy deficytem wilgotności gleby a $\frac{E_a}{E_p}$ jest opisana poniższym równaniem:

$$DWG = 201 - 133,2 \frac{E_a}{E_p} \quad (19)$$

Dla szesnastu obserwacji $r = 0,87$.

Pomiary temperatury radiacyjnej za pomocą Udoskonalonego Radiometru o Bardzo Wysokiej Zdolności Rozdzielczej (AVHRR) z pokładu satelitów serii NOAA

Do określenia radiacyjnej temperatury lasu eukaliptusowego pokrywającego obszar badawczy wykorzystywałam zdjęcia wykonane za pomocą Udoskonalonego Radiometru o Bardzo Wysokiej Zdolności Rozdzielczej (AVHRR) w kanale 4 i 5 obejmujących promieniowanie podczerwone o długości fal od 10,3 do 12,5 μm .

Aby prawidłowo ocenić wielkość ewapotranspiracji, temperatura radiacyjna niezbędna do tej oceny musi być określona z dokładnością większą niż 0,5 °C. Tymczasem pomiar temperatury za

pomocą AVHRR może być obarczony błędami spowodowanymi zarówno nieuwzględnieniem kalibracji radiometru jak i przede wszystkim pary wodnej zawartej w atmosferze.

O ile poprawki ze względu na kalibrację radiometru jest stosunkowo łatwo otrzymać i wprowadzić, o tyle znacznie trudniejsza jest sprawa związana z koniecznością uwzględnienia wpływu atmosfery na wielkość sygnału emitowanego z powierzchni terenu.

Jedną z metod wprowadzenia poprawki uwzględniającej wpływ pary wodnej zawartej w atmosferze jest metoda przedstawiona przez Price'a (informacja ustna). Sprowadza się ona do obliczenia temperatury powierzchni według poniższego wzoru:

$$T_S = T_4 + 3,3 (T_4 - T_5) \quad (20)$$

gdzie

- T_S - temperatura rejestrowanej powierzchni;
- T_4 - temperatura radiacyjna rejestrowana w kanale 4;
- T_5 - temperatura radiacyjna rejestrowana w kanale 5.

Jest to metoda tzw. "rozszczonego okna" (split window technique) wykorzystująca różnicę obserwacji promieniowania tonalnego w zależności od długości emitowanych fal rejestrowanych odpowiednio w kanałach 4 i 5 radiometru AVHRR.

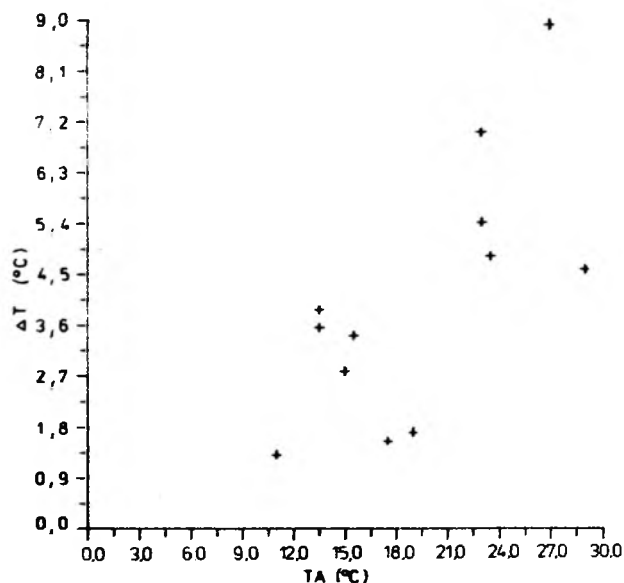
W swoich badaniach do określenia wpływu pary wodnej na tłumienie promieniowania termalnego zastosowałam dwie metody:

- porównanie temperatury wody w oceanie zmierzonej metodą kontaktową z temperaturą tej wody określoną na podstawie zdjęć satelitarnych. Ponieważ ocean znajdował się w odległości zaledwie 4 km od terenu moich badań, więc z dużym prawdopodobieństwem mogłam przyjąć, że warunki atmosferyczne były zbliżone; stąd poprawki wyprowadzone dla pomiaru temperatury wody w oceanie były skuteczne także dla obszaru moich badań,

- metodę "rozszczonego okna" wprowadzoną przez Barton'a (1985).

Temperatura wody w oceanie rejestrowana przez AVHRR i mierzona kontaktowo różniła się w całym okresie badań od 1,30° do 8,90°C. W toku badań zauważyłam, że różnica pomiędzy tymi temperaturami spowodowana wpływem pary wodnej atmosfery była większa, gdy temperatura powietrza mierzona na stacji badawczej

była wyższa.



Rys. 12. Zależność pomiędzy różnicą temperatury oceanu mierzonej kontaktowo i rejestrowanej przez AVHRR (kanał 4) ΔT a temperaturą powietrza T_A

Rysunek 12 przedstawia zależność pomiędzy wielkością korekty temperatury radiacyjnej (ΔT) (dla promieniowania w podczerwieni termalnej rejestrowanego w kanale 4) a temperaturą powietrza T_A . Najmniejsza różnica pomiędzy temperaturą wody rejestrowaną przez AVHRR a mierzona metodą kontaktową była wówczas, gdy deficyt pary wodnej w powietrzu (DPW) (niedosyt wilgotności powietrza) był najmniejszy. Zależność tę przedstawia rysunek 13. Deficyt pary wodnej był mierzony na stacji badawczej.

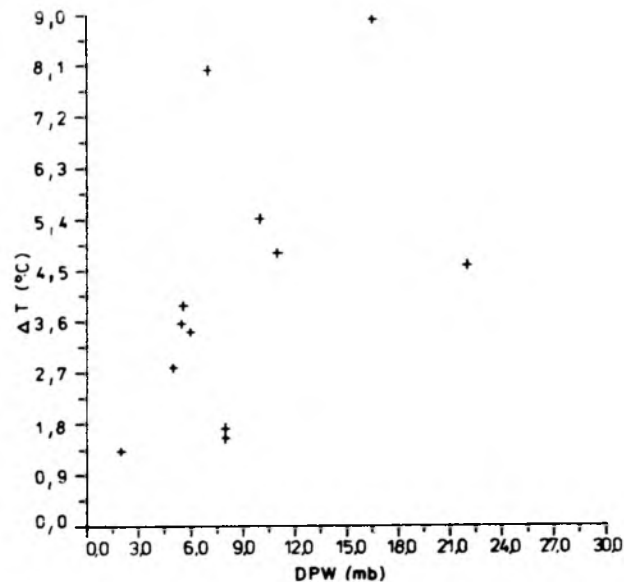
Druga metoda dotycząca korekty temperatury radiacyjnej wykorzystywała wspomnianą już technikę rozszczepionego okna. Metoda ta sprowadza się do rozwiązania poniższego równania

$$T_S = a T_4 - (a - 1) T_5 + b \quad (21)$$

gdzie

- T_S - temperatura powierzchni wody;
- T_4, T_5 - temperatura radiacyjna w oknie 4 i 5;

a/b - współczynniki określone w funkcji kąta rejestracji satelity w stosunku do zenitu.



Rys. 13. Zależność pomiędzy różnicą temperatury oceanu mierzonej kontaktowo i rejestrowanej przez AVHRR (kanał 4) ΔT a deficytem pary wodnej (DPW)

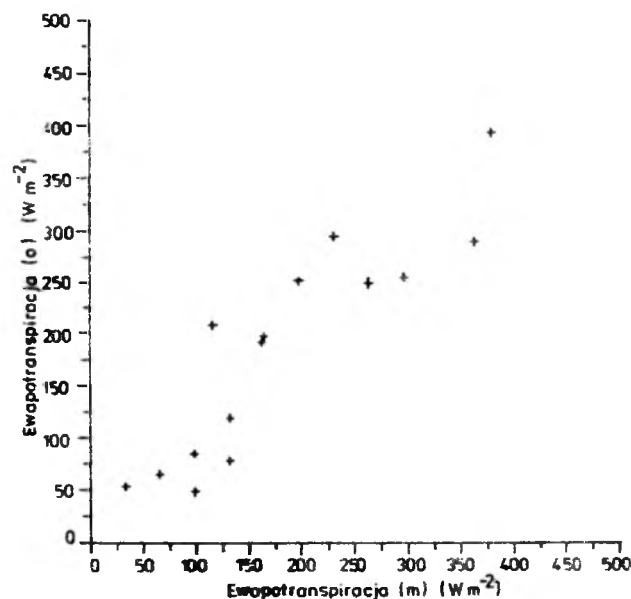
Należy zaznaczyć, że algorytm ten został wyprowadzony dla powierzchni wody. Wzór ten mógł być stosowany w przypadku mojego obszaru badań, znajdującego się w niewielkiej odległości od oceanu.

Wyniki oszacowania ewapotranspiracji z zastosowaniem temperatury radiacyjnej skorygowanej ze względu na wpływ pary wodnej atmosfery za pomocą wzoru (3) były zupełnie zadowalające.

Należy dodać, że w niniejszej pracy nie wprowadzałam poprawki ze względu na emisyjność roślinności różną od jedności. Z literatury światowej wiadomo bowiem, że błąd w określeniu temperatury danego obiektu bez uwzględnienia tej różnicy emisyjności w zakresie promieniowania 8 - 14 μm jest bardzo niewielki i może być zaniedbywalny (Njoku i Mc Clain (1985), Sutherland i Bartholic (1979)).

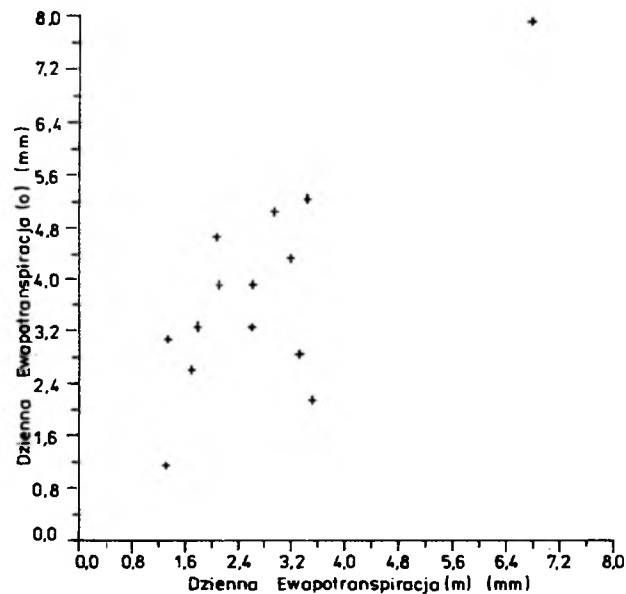
Temperatura radiacyjna rejestrowana przez AVHRR i skorygo-

wana ze względu na zawartość pary wodnej w atmosferze została wykorzystana do oszacowania wielkości ewapotranspiracji aktualnej zgodnie z wzorem (7). Należy zaznaczyć, że w ciągu okresu badań temperaturę radiacyjną otrzymałam z satelity NOAA 7 i NOAA 9. Rozpiętość czasu popołudniowej rejestracji satelitów NOAA była duża i zawierała się w przedziale od 14²⁰ do 16⁴⁰ czasu lokalnego. W celu uzyskania jak najlepszych wyników w szacowaniu ewapotranspiracji wprowadziłam korektę ze względu na czas pomiaru, wykorzystując modele wyprowadzone dla odpowiednich godzin, w których dokonywałam pomiarów radiometrem ręcznym.



Rys. 14. Zależność pomiędzy ewapotranspiracją obliczoną z zastosowaniem temperatury radiacyjnej rejestrowanej przez NOAA a ewapotranspiracją mierzoną

Rysunek 14 przedstawia zależność pomiędzy ewapotranspiracją oszacowaną, stosując temperaturę rejestrowaną przez NOAA, a ewapotranspiracją mierzoną. Trzeba dodać, że ewapotranspiracja szacowana była skorygowana ze względu na czas przelotu satelity. Precyzja z jaką ta ewapotranspiracja została określona jest dość duża i wynosi $p = 0,89$.

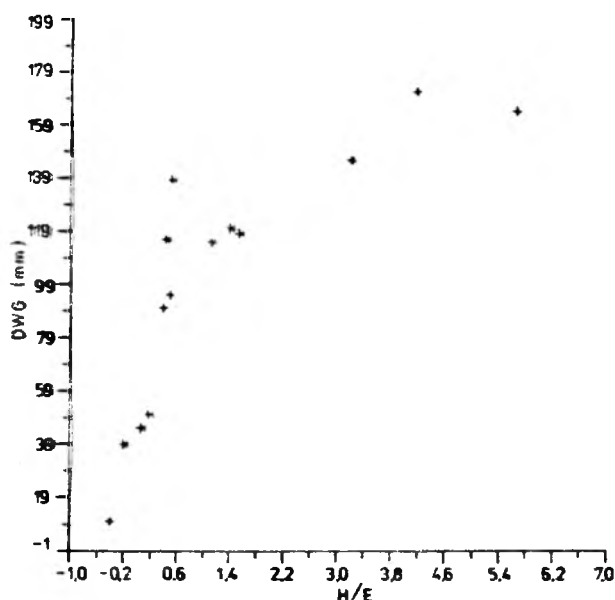


Rys. 15. Zależność pomiędzy ewpotranspiracją dzienną obliczoną z zastosowaniem temperatury radiacyjnej zmierzonej przez AVHRR a ewpotranspiracją dzienną mierzoną

Jak już wspomniałam uprzednio, z ewpotranspiracji aktualnej można szacować ewpotranspirację dzienną. Rysunek 15 ilustruje relację dziennej szacowanej ewpotranspiracji do dziennej ewpotranspiracji mierzonej. Precyzję z jaką dzienna ewpotranspiracja została oszacowana charakteryzuje wartość $p = 0,81$. W celu określenia różnicy pomiędzy wartościami dziennej ewpotranspiracji mierzonej a obliczonej z zastosowaniem teledetekcji porównałam te dwa wyniki. Z przeprowadzonej analizy wynika, że różnice są znacznie mniejsze po zastosowaniu korekty ze względu na czas przelotu satelity. Średni błąd z jakim dzienna ewpotranspiracja została obliczona, wynosił 20%. Należy zaznaczyć, że pomiary parametrów meteorologicznych występujących we wzorze (7) do określenia ewpotranspiracji aktualnej są średnimi z godziny, podczas gdy temperatura radiacyjna rejestrowana za pomocą radiometru AVHRR jest wartością chwilową. Na błąd wyniku szacunku ewpotranspiracji wpływa też pomiar strumienia różnicowego radiacji w późnych godzinach popołudniowych, kiedy to warunki atmosferyczne w ciągu godziny znacznie się zmieniają.

**Wilgotność gleby szacowana na podstawie pomiarów
temperatury rejestrowanej za pomocą zdjęć satelitarnych**

Omawiana uprzednio metoda określania deficytu wilgotności gleby wprowadza wskaźnik będący stosunkiem ciepła jawnego do utajonego $\left[\frac{H}{E} \right]$. Ciepło jawne (H) zostało obliczone według wzoru (4), gdzie r_a jest równe r_{at} , a temperatura radiacyjna T_S jest rejestrowana przez satelitę z uwzględnieniem poprawek na wpływ atmosfery. Ciepło utajone (E) występujące we wzorze zostało obliczone wg omawianego już równania (7).

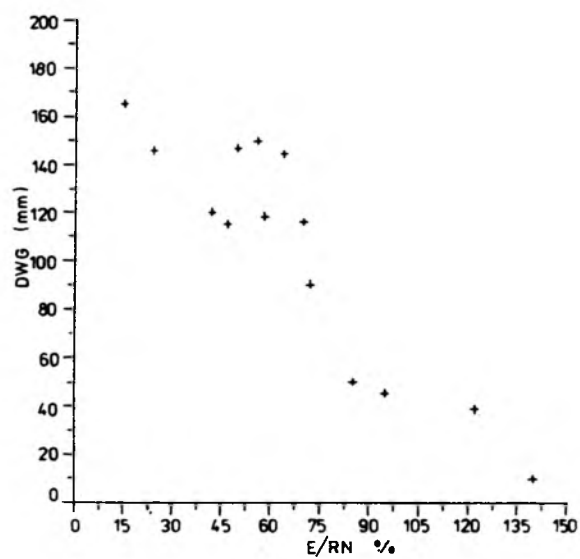


Rys. 16. Zależność pomiędzy deficytem wilgotności gleby
a stosunkiem ciepła jawnego do utajonego

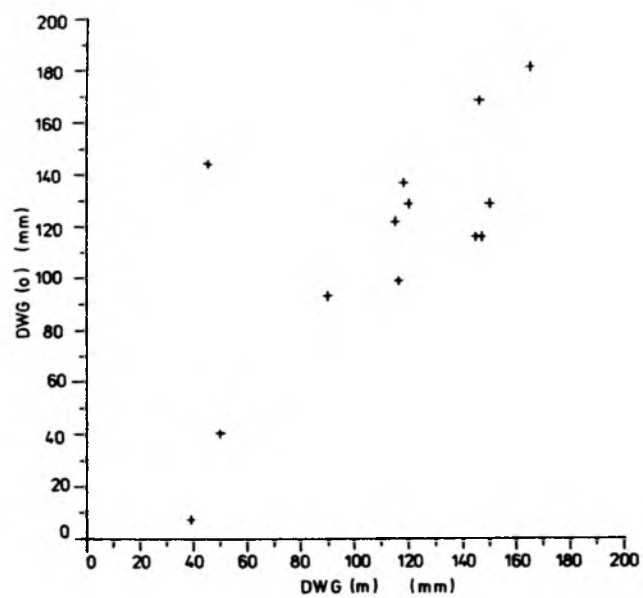
Rysunek 16 przedstawia zależność pomiędzy deficytem wilgotności gleby a stosunkiem ciepła jawnego do utajonego dla różnych poziomów strumienia różnicowego radiacji (R_N). Dla tej zależności $r = 0,94$.

Nieco lepsze wyniki uzyskałam przedstawiając deficyt wilgotności gleby w funkcji procentu strumienia różnicowego radiacji zużytej na ewapotranspirację.

Rysunek 17 przedstawia tę relację dla różnych poziomów strumienia różnicowego radiacji (R_N). Dla tej zależności $r = 0,94$.



Rys. 17. Zależność pomiędzy deficytem wilgotności gleby (DWG) a $\frac{E}{RN}$

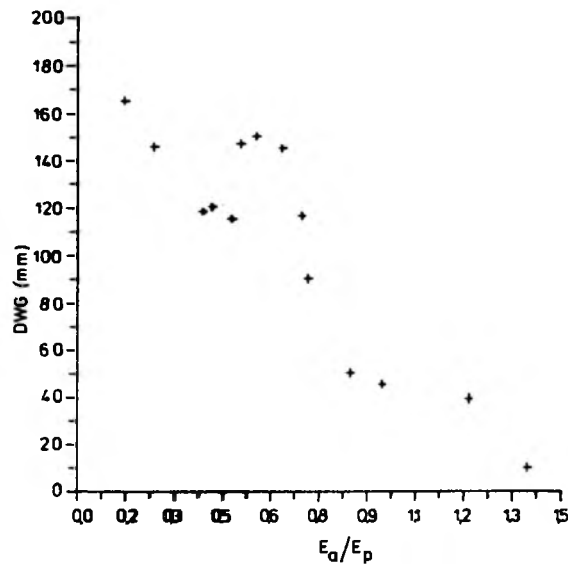


Rys. 18. Zależność pomiędzy obliczonym a pomierzonym deficytem wilgotności gleby (DWG)

Wykorzystałam również model liniowy wyprowadzony z zależności deficytu wilgotności gleby i $\frac{E}{E_N}$ dla różnych poziomów strumienia różnicowego radiacji, gdzie ewapotranspiracja (E) była szacowana wg wzoru (7) stosując pomiary temperatury radiometrem ręcznym. Znając współczynniki a , b i c obliczyłam deficyt wilgotności, a temperatura roślin we wzorze na ewapotranspirację była mierzona przez satelitę NOAA.

Rysunek 18 przedstawia zależność pomiędzy deficytem wilgotności obliczonym (DWG_o) a pomierzonym (DWG_m). Precyzja z jaką deficyt został obliczony jest wysoka, charakteryzuje ją wielkość $p = 0,85$.

Rysunek 19 przedstawia zależność deficytu wilgotności gleby od stosunku ewapotranspiracji aktualnej do potencjalnej. Precyzja pomiarów jest wysoka i charakteryzuje ją wartość $p = 0,87$.



Rys. 19. Zależność pomiędzy deficytem wilgotności gleby (DWG) a wskaźnikiem $\frac{E_a}{E_p}$

W celu sprawdzenia otrzymanych wyników określenia ewapotranspiracji wykorzystałam jeszcze inną metodę opisaną przez Jacksona (1982). W metodzie tej wykorzystałam zależność wyrażającą się równaniem:

$$E_D = R_{ND} - B (T_S - T_a) \quad (22)$$

gdzie

- E_D - ewapotranspiracja dzienna;
- R_{ND} - strumień różnicowy radiacji (dzienna wartość);
- T_S - temperatura radiacyjna roślin;
- T_a - temperatura powietrza;
- B - współczynnik.

Metoda ta okazała się jednak mało przydatna, gdyż dawała wyniki satysfakcjonujące tylko dla godziny 13⁰⁰, a zatem nie mogła być stosowana w przypadku, gdy pomiar temperatury wykonywany był przez satelity w godzinach popołudniowych.

Wykorzystując wyprowadzone zależności wykonałam dla obszaru około 90 km² mapy przedstawiające rozkład aktualnej ewapotranspiracji dziennej i wilgotności gleby. Na tym obszarze w dwóch dodatkowych punktach reprezentujących dwa piksele zdjęcia, została sprawdzona wielkość ewapotranspiracji i deficytu wilgotności gleby w strefie korzeniowej roślin. Wyniki porównawcze były zadowalające, ponieważ wielkość oszacowanej ewapotranspiracji była zbliżona do mierzonej z dwudziestoprocentowym błędem. Takie same wyniki dotyczyły deficytu wilgotności gleby. Korzystając z parametrów meteorologicznych rejestrowanych na stacjach, należy pamiętać, że mogą one być stosowane dla tych regionów geograficznych, dla których pomiary te są reprezentatywne.

Chciałabym jeszcze nadmienić, że w tej pracy wykonywałam również pomiary temperatury radiacyjnej przed wschodem słońca, aby zbadać zależność pomiędzy maksymalną i minimalną temperaturą radiacyjną a wilgotnością w strefie korzeniowej roślin. Nie uzyskałam żadnej zależności, co potwierdza informację podaną we wstępie niniejszego artykułu o braku korelacji między maksymalną i minimalną różnicą temperatury roślin a wilgotnością gleby.

W podsumowaniu należy stwierdzić, że przedstawiona metoda określania ewapotranspiracji aktualnej i dziennej oraz wilgotności w strefie korzeniowej z zastosowaniem pomiarów teledetekcyjnych jest zadowalająca i wydaje się, że może być stosowana po pewnej adaptacji także w Polsce. Znakomicie przyspieszy ona i uwiarygodni pozyskiwanie informacji o wielkości przestrzennej

wilgotności gleb i ewapotranspiracji, a więc informacji niezmiernie ważnych w prognozowaniu plonów upraw rolnych.

L I T E R A T U R A

- Aston A.R. 1985. *Heat storage in a young eucalypt forest*. Agric. Forest Meteorol. 35; 281 - 297.
- Barton I.J. 1985. *Transmission model and groundtruth investigation of satellite-derived Sea Surface Temperatures*. J.Clim. Appl. Meteorol. 24; 508 - 516.
- Lettau H.H. 1962. *Notes on theoretical models of profile structure in the diabatic surface layer*. W: Studies of the three dimensional structure of the planetary Boundary Layer. Univ. Wisconsin Dept. Meteorol. Madison.
- Jackson R.D. 1982. *Canopy temperature and crop water stress*. W: Hillel, D. ed. Advances in irrigation. New York, 43 - 85.
- Jackson R.D., Hatfield J.L., Reginato R.J., Idso S.B., Pinter P.J. 1983. *Estimation of daily evapotranspiration from one time of day measurements*. Agric, Water Manag. 7; 351 - 362.
- Njoku E.G., Mc Clain E.P. 1985. *Satellite derived sea surface temperatures for global climate applications*. COSPAR Int. Workshop. Camp. Springs, Maryland.
- Sutherland R.A., Bartholic I.F. 1977. *Significance of vegetation in interpreting thermal radiation from a terrestrial surface*. J. Appl. Meteorol. 16; 759 - 763.

Recenzował: doc. dr hab. Andrzej Kędzióra

Przyjęto do opublikowania w dniu 13 lipca 1989 r.

KATARZYNA DĄBROWSKA-ZIELIŃSKA

ASSESSMENT OF EVAPOTRANSPIRATION AND SOIL MOISTURE
IN THE ROOT ZONE OF VEGETATION
USING REMOTE SENSING TECHNIQUES

S u m m a r y

In the article the investigations on assessment of evapotranspiration and soil moisture carried out in the study area covered by eucalypt forest located in New South Wales in Australia were discussed. The method of energy budget for deriving evapotranspiration was estimated as a residual from the energy budget equation. The sensible heat being one of the component in the equation depends on radiative temperature of vegetation. This temperature was measured by hand radiometer 1 m above the canopy at different periods, several times during one hour. At the same time the radiative temperature was measured by Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) of National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) satellite. For the assessment of evapotranspiration using the method noted above the meteorological measurements, as net radiation (R_N), wind speed (u) and air temperature (T) were essential. Calculated evapotranspiration using radiative temperature of the forest measured by hand radiometer and by Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) was compared with lysimeter measurements of evapotranspiration. Calculated values of evapotranspiration were on most occasions overestimated due to underestimates of surface temperature. Corrections of air resistance for stability are presented with a discussion of the conditions when there are necessary.

From the comparison of calculated and measured evapotranspiration the accuracy of calculated evapotranspiration was 20%. The assessed evapotranspiration was actual evapotranspiration (instantaneous). Satisfactory results were obtained for the estimates of daily evapotranspiration from instantaneous evapotranspiration and instantaneous and daily values of net radiation flux.

In the article three methods to estimate soil water deficit were presented. In these methods the following indices were

introduced: relation of sensible to latent heat, the amount of net radiation used for evapotranspiration and the relation of actual to potential evapotranspiration. In the article the methods for correction of radiative temperature (measured by the NOAA satellite, channel 4, 5) for atmospheric water vapour were presented. A technique based on the method of thermal inertia for soil moisture evaluation was tested. This method did not give good results for the area covered by vegetation.

The described methods of evaluation of actual and daily evapotranspiration and soil moisture in the root zone assessed from evapotranspiration calculated on the base of remotely sensed radiative temperature, gave good results. These methods could be used for the yield forecast model, where main inputs are evapotranspiration and soil moisture.

Translation: Author

Катахина Домбровска-Зелиньска

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЭВАПОТРАНСПИРАЦИИ И ВЛАЖНОСТИ ПОЧВ
В КОРНЕВОМ ПОЯСЕ РАСТЕНИЙ МЕТОДАМИ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

Р е з ю м е

В статье рассмотрены исследования по определению эвапотранспирации и влажности почв с использованием методов дистанционного зондирования, проведенные на территории покрытой эвкалиптовой лесом в Новой Южной Валии в Австралии. Для определения эвапотранспирации был применен метод теплового баланса. Явная теплота, являющаяся одним из компонентов уравнения теплового баланса, зависит от величины радиальной температуры растений. Эта температура измерялась ручным радиометром, 1 м выше кроны деревьев и регистрировалась с помощью Усовершенствованного радиометра с очень большой разрешающей способностью (AVHRR) с борта спутника NOAA. Вычисленная эвапотранспирация была сравнена с величиной измеренной эвапотранспирации. Точность, с которой была оценена эвапотранспирация, составила 20%. В статье пред-

ставлены также три метода определения дефицита влажности почвы в корневом поясе растений, оцененной на основе эвапотранспирации, которая вычисляется с применением радиальной температуры, измеренной методом дистанционного зондирования.

Перевод: *Róża Tolstikowa*

